

НЕОГЕН ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА



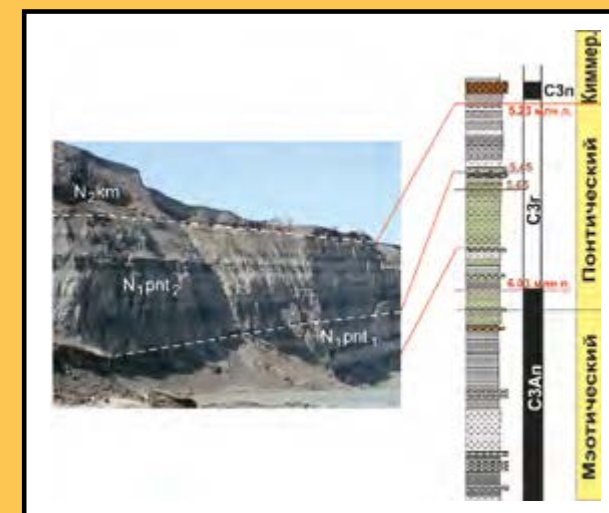
ТРУДЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Том 299

С.В. ПОПОВ, Л.А. ГОЛОВИНА, Д.В. ПАЛКУ,
И.А. ГОНЧАРОВА, Т.Н. ПИНЧУК, Ю.В. РОСТОВЦЕВА,
М.А. АХМЕТЬЕВ, Г.Н. АЛЕКСАНДРОВА,
Н.И. ЗАПОРОЖЕЦ, А.Ф. БАННИКОВ,
М.Е. БЫЛИНСКАЯ, А.С. ЗАСТРОЖНОВ, С.Ю. ЛАЗАРЕВ

НЕОГЕН ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА:

РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА,
ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ
И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ



МОСКВА, 2023



ТРУДЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
Основаны в 1932 году
Том 299

**С.В. Попов, Л.А. Головина, Д.В. Палку, И.А. Гончарова,
Т.Н. Пинчук, Ю.В. Ростовцева, М.А. Ахметьев,
Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец, А.Ф. Банников,
М.Е. Былинская, А.С. Застрожнов, С.Ю. Лазарев**

**НЕОГЕН ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА:
РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА, ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ
И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ**

МОСКВА
2023

УДК 551.78(47+57)
ББК 28.12

Ответственный редактор
д.г.-м.н., профессор Т.Б. Леонова

Рецензенты:
д.г.-м.н. Ю.Б. Гладенков, д.б.н. П.Ю. Пархаев

Утверждено к печати Ученым советом
Палеонтологического института им. А.А. Борисяка Российской академии наук

Неоген Восточного Паратетиса: регионарусная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции / С.В. Попов, Л.А. Головина, Д.В. Палку, И.А. Гончарова, Т.Н. Пинчук, Ю.В. Ростовцева, М.А. Ахметьев, Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец, А.Ф. Банников, М.Е. Былинская, А.С. Застрожнов, С.Ю. Лазарев (Тр. ПИН РАН. Т. 299). – М.: РАН. – 2023. – 504 с.

ISBN 978-5-907645-02-8

На основании изучения стратотипических и опорных разрезов неогена, их биотической характеристики, палеомагнитных и седиментологических данных проведена ревизия стратиграфической шкалы Восточного Паратетиса, представлены новые данные по корреляции ее регионарусных подразделений с Центральным Паратетисом и стратотипами Средиземноморья.

В разделе «Регионарусная шкала Восточного Паратетиса» рассматривается история выделения и краткая характеристика горизонтов регионарусной шкалы, ставших позднее регионарусными, их исторические стратотипы и подразделение на слои и подъярусы. В разделе «Опорные разрезы» рассмотрены наиболее полные, палеонтологически охарактеризованные разрезы, как правило, охватывающие несколько регионарусов, на которых обсуждаются положение и критерии проведения их границ. В заключительных разделах приведены обзоры по наиболее важным группам фитопланктона и фауны, наземной растительности, магнитостратиграфии, астрономически обусловленной цикличности осадконакопления, возможности корреляции и датирования разрезов по этим данным, сопоставление с Центральным Паратетисом и стратотипами Средиземноморья. В качестве заключения приведены основные результаты ревизии стратиграфической схемы неогена Восточного Паратетиса.

Ил. 92. Текст-табл. 11. Библ. 684.

УДК 551.78(47+57)
ББК 28.12



© С.В. Попов, Л.А. Головина, Д.В. Палку, И.А. Гончарова,
Т.Н. Пинчук, Ю.В. Ростовцева, М.А. Ахметьев,
Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец, А.Ф. Банников,
М.Е. Былинская, А.С. Застрожнов, С.Ю. Лазарев

ISBN 978-5-907645-02-8 © Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 2023

Responsible editor
doctor of geol.-min. sci. prof. T.B. Leonova

Reviewers:
D.geol.-min. n. Yu.B. Gladenkov, D. biol.n. P.Yu. Parkhaev

Approved for publication by the Academic Council
A.A. Borisyak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences

Neogene of the Eastern Paratethys: a regional stage scale, reference sections, and problems of correlation / S.V. Popov, L.A. Golovina, D.V. Palcu, I.A. Goncharova, T.N. Pinchuk, Yu.V. Rostovtseva, M.A. Akhmetiev, G.N. Alexandrova, N.I. Zaporozhets, A.F. Bannikov, M.E. Bylinskaya, A.S. Zastrozhnov, S.Yu. Lazarev (Proc. PIN RAS. V. 299). – M.: RAS. – 2023. – 504 p.

ISBN 978-5-907645-02-8

The study of Neogene stratotype and reference sections, their biotic characteristics, paleomagnetic and sedimentological records provided a revision of the Eastern Paratethys stratigraphic scale and the new data on correlation of its regional subdivisions with the Central Paratethys and with Mediterranean stratotypes.

Section "Regional stratigraphic scale of the Eastern Paratethys" discusses the history of distinction and gives a brief description of horizons of the regional scale, which later were recognized as regional stages, and their historical stratotypes and subdivision into beds and substages. The main Section "Reference sections" considers the most complete, paleontologically characterized profiles that, as a rule, cover several regional stages, where the position and criteria for drawing their boundaries are discussed. The final Sections provide reviews of the most important phytoplankton and faunistic groups, terrestrial vegetation, magnetostratigraphy, astronomically determined cyclical sedimentation, the possibility of correlation and dating of sections based on these data, and comparison with the Central Paratethys and Mediterranean stratotypes. As a conclusion, the major results of the revision of the Neogene stratigraphic scheme of the Eastern Paratethys are presented.

Il. 92. Text. tables. 11. Bibl. 684.



© S.V. Popov, L.A. Golovina, D.V. Palcu, I.A. Goncharova,
T.N. Pinchuk, Yu.V. Rostovtseva, M.A. Akhmetiev,
G.N. Alexandrova, N.I. Zaporozhets, A.F. Bannikov,
M.E. Bylinskaya, A.S. Zastrozhnov, S.Yu. Lazarev
© A.A. Borisyak Paleontological Institute RAS, 2023

ISBN 978-5-907645-02-8

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	7
РЕГИОЯРУСНАЯ ШКАЛА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА:	
ИСТОРИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ, СТРАТОТИПЫ, ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ	10
Кавказский региоярус.	
С.В. Попов, Л.А. Головина, Г.Н. Александрова	10
Сакараульский региоярус. С.В. Попов, Г.Н. Александрова	13
Коцахурский региоярус. С.В. Попов, Г.Н. Александрова	15
Тарханский региоярус. Л.А. Головина, И.А. Гончарова, С.В. Попов. .	16
Чокракский региоярус. И.А. Гончарова С.В. Попов	19
Караганский региоярус. С.В. Попов, И.А. Гончарова	21
Конкский региоярус. С.В. Попов, И.А. Гончарова	22
Сарматский региоярус. С.В. Попов.	25
Мэотический региоярус. С.В. Попов.	28
Понтический региоярус. С.В. Попов.	32
Киммерийский региоярус. С.В. Попов	35
Акчагыльский региоярус. С.В. Попов, С. Ю. Лазарев	37
ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ.	44
1. Река Белая, Адыгея	45
<i>1.1. Река Белая от северной окраины станицы Абадзехской</i> <i>до устья балки Семиколенной (верхний майкоп)</i>	
С.В. Попов, М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец, Д.В. Палку, Л.А. Головина, Т.Н. Пинчук.	45
<i>1.2. Река Белая от устья балки Семиколенной</i> <i>до города Майкопа (средний миоцен)</i>	
А.С. Застрожнов, А.В. Гужов, С.В. Попов, Д.В. Палку, Л.А. Головина, И.А. Гончарова, Т.Н. Пинчук	54
2. Скважина Новопокровская-4, 45 км к северо-востоку от города Тихорецка	
С.В. Попов, А.С. Столяров, Н.И. Запорожец, Т.Н. Пинчук	70
3. Река Кубань ниже города Черкесска	76
<i>3.1. Река Кубань от г. Черкесска до села Садовое</i>	
С.В. Попов, Г.Н. Александрова, Т.Н. Пинчук, Л.А. Головина, Н.И. Запорожец, А.С. Столяров	76
<i>3.2. Балка Яман-Джалга</i>	
С.В. Попов, Л.А. Головина, И.А. Гончарова, Т.Н. Пинчук, А.В. Гужов	86

4. Скვაжины Приютненской площади, Приманьчье	
А.С. Застрожных, С.В. Попов, Т.Н. Пинчук	90
5. Картли, Грузия	
С.В. Попов, А.А. Воронина, Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец, К. Коиава	104
5.1. Река Мтквари от города Гори до балки Млаше-Хеви	105
5.2. Балка Надарбазеви у станции Метехи	113
6. Мегрельская депрессия, Западная Грузия	
С.В. Попов, Л.А. Головина, А.В. Гужов, Г.Н. Александрова, Д.В. Палку, К. Коиава, И.А. Гончарова	122
6.1. Река Инцра выше селения Кукеши	124
6.2. Река Чанисцкали у селения Джгали	130
7. Река Сумгаит, Северный Азербайджан	
С.В. Попов, М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец, Е.К. Сычевская, Л.А. Головина	136
7.1. Река Сумгаит, у моста к селению Перекишкюль (ныне Чайлы)	137
7.2. Гора Исламдаг	141
8. Река Баболь, Северный Иран	
С.В. Попов, Л.А. Головина, И.А. Гончарова	146
9. Бухта Булганак, Керченский полуостров	
С.В. Попов, И.А. Гончарова, Л.А. Головина, Д.В. Палку, Н.И. Запорожец, Т.Н. Пинчук, М.Е. Былинская	153
10. Река Пшеха выше города Апшеронска	
С.В. Попов, Л.А. Головина, Д.В. Палку, И.А. Гончарова, Т.Н. Пинчук, А.В. Гужов, А.Ф. Банников, М.Е. Былинская	164
11. Река Большой Зеленчук у аула Старо-Кувинск	
С.В. Попов, А.А. Воронина, Т.Н. Пинчук, А.В. Гужов, Л.А. Головина, И.А. Гончарова, М.Е. Былинская	174
12. Полуостров Синоп, северная Турция	
С.В. Попов, Л.А. Головина, А.В. Гужов, И.А. Гончарова, Т.Н. Пинчук, М.Е. Былинская	181
13. Селение Наспере, Западная Грузия	
С.В. Попов, Л.А. Головина, И.А. Гончарова	187
14. Таманский полуостров	
С.В. Попов, Л.А. Головина, Д. Палку, Ю.В. Ростовцева, Э.П. Радионова, Н.Ю. Филиппова, И.А. Гончарова, Т.Н. Пинчук, А.С. Застрожных, С.Ю. Лазарев	191
14.1. Гора Зеленского – мыс Панагия	193
14.2. Мыс Попов Камень	219
14.3. Мыс Железный Рог	233

14.4. Станица Тамань	250
Общее заключение по разрезам Таманского полуострова	257
15. Урочище Уйратам, северный Мангышлак, Западный Казахстан	
С.В. Попов, И.А. Гончарова	262
16. Северный Устюрт, Западный Казахстан	
С.В. Попов, А.А. Воронина, И.А. Гончарова	265
16.1. Урочище Ациктайпак	267
16.2. Овраг Гилянды	268
17. Дакийский бассейн, Румыния	
Д. Палку, С.Ю. Лазарев, С.В. Попов	270
17.1. Река Рушавэцу	271
17.2. Река Сланикул	273
ИСТОРИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП БИОТЫ	284
Наннопланктон Л.А. Головина	284
<i>Наннопланктон неогена Восточного Паратетиса</i>	<i>289</i>
Органикостенный фитопланктон нижнего и среднего миоцена	
Н.И. Запорожец, Г.А. Александрова	319
Бентосные фораминиферы Т.Н. Пинчук	328
Планктонные фораминиферы М.Е. Былинская	369
Моллюски С.В. Попов, И.А. Гончарова	373
Ихтиофауна А.Ф. Банников	392
Флора и растительность М.А. Ахметьев	398
К РЕВИЗИИ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ МИОЦЕНА – ПЛИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА	
Д.В. Палку	420
ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА Ю.В. Ростовцева	431
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Основные результаты ревизии стратиграфической схемы неогена Восточного Паратетиса	459
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	466

ВВЕДЕНИЕ

Региоярусная шкала Восточного Паратетиса была разработана во второй половине 19 – начале 20 веков (Barbot de Marny, 1866; Барбот де Марни, 1869; Андрусов, 1884, 1917а, б; Давиташвили, 1933, 1934 и др.) и остается в основном стабильной донныне (Стратиграфия ..., 1940; Невеская и др., 1975, 1984, 2004; Неогеновая система, 1986; Унифицированная ..., 2004; Попов и др., 2013, 2018а). Первоначально она базировалась главным образом на данных по моллюскам, и поэтому в качестве стратотипических выбирались разрезы, представленные мелководными фациями, наиболее богатыми остатками ма-лакофауны. Эта стратиграфическая схема и сейчас позволяет очень точно расчленять и коррелировать разрезы внутри бассейна, особенно в мелководной зоне. Однако ее сопоставление с соседними бассейнами, зональными шкалами и стратотипами Средиземноморья всегда вызывало большие трудности из-за эндемизма биоты и редкости или отсутствия в ней основных ортостратиграфических групп глобальной неогеновой стратиграфии.

Стратиграфическая шкала Средиземноморья, ярусы которой стали подразделениями общей шкалы неогена, подверглась пересмотру и ревизии в семидесятые годы прошлого века, когда были предложены новые стратотипы, отказались от использования гельветского яруса и был изменен объем аквитана и бурдигала (Стратотипы..., 1975). Примерно в это же время была разработана и принята региоярусная шкала неогена Центральной Европы (Seneš, 1975; Steininger, Rögl, 1983; Steininger, Seneš, 1985). В связи с этой ревизией было решено перевести подразделения неогена юга бывшего СССР, выделявшиеся в качестве горизонтов, в ранг региоярусов (Невеская и др., 1975; Труды..., 1976, с. 65, 66). Для нижней части миоцена был предложен новый региоярус – кавказий (Богданович и др. в Невеская и др., 1975; Носовский, Богданович, 1980).

Точность определения возраста подразделений средиземноморской шкалы и возможностей их прослеживания и корреляции резко возросли с этого времени благодаря разработке и применению зональных шкал по планктонным фораминиферам и фитопланктону, палеомагнитным, изотопным данным и методам астрономически обусловленной цикличности. Применение всех этих методов в программе установления стратотипов границ ярусов (GSPP) резко повысило возможности прослеживания подразделений шкалы Средиземноморья.

Позже эти методы стали применяться и на разрезах Восточного Паратетиса. Однако возможность использования в них планктонных зональных шкал остается очень ограниченной из-за палеогеографической обособленности и неполной солености паратетисных бассейнов: практически неприменима шкала по планктонным фораминиферам и наннопланктону, которыми охарактеризованы лишь короткие эпизоды наиболее широких связей с открытыми бассейнами. Такие эвригалинные группы фитопланктона – диатомеи и диноцисты – более перспективны для создания биостратиграфической шкалы в бассейнах с периодически менявшейся соленостью, однако такие исследования находятся сейчас лишь в стадии разработки, а существующие

Неоген Восточного Паратетиса: региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

шкалы по этим группам также основаны на океанических формах, которым лишь изредка удавалось вселяться в водоемы Паратетиса (Radionova et al., 2012; Paleontology ..., 2016).

При невозможности применения в полном объеме планктонных зональных шкал интерпретация палеомагнитных данных для миоцена долго не находила однозначных решений и вызывала ожесточенные споры (Унифицированная ..., 2004). Лишь недавно благодаря комплексным более детальным фитопланктонным, палеомагнитным, изотопным исследованиям (Головина, Музылев, 1987; Вернигорова и др., 2006; Филиппова, Трубихин, 2009; Vasilev et al., 2011; Radionova et al., 2012; Paleontology ..., 2016; Palcu et al., 2017) и изучению астрономически обусловленной цикличности (Ростовцева, Рыбкина, 2014; Rybkina et al., 2015; Rostovtseva, Rybkina, 2017) на полных относительно глубоководных разрезах Тамани и Предкавказья с устойчивым осадконакоплением ситуация стала меняться. Впервые для миоцена удалось установить присутствие некоторых индекс-видов диатомей и наннопланктона, получить достаточно полные последовательности смены полярности, сопоставить их с более мористыми фациями Центрального Паратетиса и на этой основе более уверенно интерпретировать палеомагнитные данные и коррелировать их с подразделениями региональной шкалы (Palcu et al., 2017, 2019a, b; Popov et al., 2013, Попов и др., 2018a; Golovina, 2019). Появилась возможность и необходимость выделения наиболее полных опорных разрезов для границ регионарусов и подъярусов в других более глубоководных фациях. Таковыми послужили обнажения Керченского и Таманского полуостровов, разрезы Предкавказья, Западного Казахстана и Грузии (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения стратотипических и опорных разрезов неогена Восточного Паратетиса

Цифрами обозначены разрезы, описанные в работе, их нумерация соответствует порядковому номеру описания в тексте. Зеленой линией показано максимальное распространение бассейна во время сарматской трансгрессии (по Роров et al., 2004b). Опорные разрезы: 1 – р. Белая (*майкоп – сармат*); 2 – скв. Новопокровская-4 (*майкоп*); 3 – р. Кубань у г. Черкесска (*майкоп – чокрак*); 4 – скважины в Приманычье (*майкоп – понт*); 5 – Картли, Грузия (*майкоп – сармат*); 6 – Мегрельская депрессия, Грузия (*майкоп – сармат*); 7 – р. Сумгаит, Азербайджан (*майкоп – чокрак*); 8 – р. Баболь, Иран (*майкоп – сармат*); 9 – Булганакская синклиналь (*майкоп – чокрак*); 10 – р. Пшеха (*майкоп – сармат*); 11 – р. Большой Зеленчук (*тархан – сармат*); 12 – Синоп, Турция (*тархан – чокрак*); 13 – Наспере, Грузия (*чокрак – конка*); 14 – Тамань (*караган – киммерий*); 15 – Уйратам, Казахстан (*караган – сармат*); 16 – Северный Устюрт, Казахстан (*чокрак – сармат*); 17 – Дакийский бассейн, Румыния (*сармат – румыний*).

В настоящей работе на основании изучения стратотипических и опорных разрезов неогена, их биотической характеристики и палеомагнитных данных мы попытаемся оценить те изменения, которые произошли в оценке объемов и положения границ региоюрсов и подъяюрсов стратиграфической шкалы Восточного Паратетиса, представить данные по корреляции этих подразделений с Центральным Паратетисом и стратотипами Средиземноморья.

В разделе «Региоюрсная шкала Восточного Паратетиса» рассматривается история выделения и краткая характеристика горизонтов региональной шкалы, ставших позднее региоюрсами, их исторические стратотипы и подразделения. В тех случаях, когда по стратотипическим разрезам получены существенно новые данные, эти разрезы подробнее рассматриваются в следующем разделе, а здесь мы ограничиваемся лишь ссылкой на них.

В разделе «Опорные разрезы» рассмотрены наиболее полные, палеонтологически охарактеризованные разрезы, как правило, охватывающие несколько региоюрсов, на которых обсуждаются положение и критерии проведения их границ. Стратотипы и разрезы, которые раньше не рассматривались или были описаны очень давно, разбираются более подробно.

В заключительных разделах приведены обзоры по разным группам фауны и фитопланктона, наземной растительности, магнитостратиграфии, астрономически обусловленной цикличности осадконакопления, возможности корреляции и датирования разрезов по этим данным, сопоставление с Центральным Паратетисом и стратотипами Средиземноморья, выводы и обоснования датировок границ в стратиграфической схеме Восточного Паратетиса.

Разрезы изучались начиная с конца 60-х годов прошлого века и в разном составе различными исследователями, поэтому авторство указывается в оглавлении для каждого из разрезов или группы разрезов, а также очерков по группам и методам. Разделы, для которых авторство не указано, написаны С.В. Поповым, а затем обсуждались с другими авторами монографии.

РЕГИОЯРУСНАЯ ШКАЛА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА: ИСТОРИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ, СТРАТОТИПЫ, ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ

Расчленение неогеновых отложений началось с выделения и прослеживания наиболее ярких и заметных этапов развития Эвксинского бассейна, охарактеризованных уникальной, хорошо прослеживаемой фауной моллюсков – с понтического и сарматского горизонтов, позднее региоярусов, среднего – верхнего миоцена. Напротив, наиболее сложной была и остается ситуация с возможностями выделения и прослеживания региоярусов нижнего миоцена: кавказия, сакараула и коцахура. Этим подразделениям в большинстве районов Паратетиса отвечает однообразная, бескарбонатная глинистая толща верхов среднего и верхнего подразделений майкопской серии, очень бедная фаунистически и трудно расчленяемая литологическими методами. Нижний региоярус – кавказий – выделен в глубоководных фациях внутри этой толщи в Предкавказье, тогда как сакараул и коцахур – в более мелководных песчаных фациях Картлийской депрессии Грузии.

В большинстве других районов Восточного Паратетиса аналогами сакараульских и коцахурских отложений являются глинистые, обычно аноксические фации верхнего майкопа без фауны, либо с очень бедными комплексами, не сопоставимыми со стратотипическими. Максимальная мощность миоценовой части среднего – верхнего майкопа наблюдается в центральных частях Западно-Кубанского прогиба и в районе Тамани (500-800 м, до 1000 м – Богданович, Буряк в: Неогеновая система, 1986).

Кавказский региоярус

Впервые был предложен А.К. Богдановичем, М.В. Муратовым, М.Ф. Носовским, Л.С. Тер-Григорьянц (Богданович и др. в Невеская и др., 1975). Стратотип – на р. Кубань ниже г. Черкесска (см. рис. 17 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»), где к этому региоярусу отнесены алкунская, септариевая, зеленчукская и нижняя половина караджалгинской свиты (Носовский, Богданович, 1980). Парастратотип – разрез скважины Дербетовская-37 на северо-восточном склоне Ставропольского поднятия; опорный разрез – скважина Новопокровская-4 около г. Тихорецк (Невеская и др., 1975; Носовский, Богданович, 1980; Неогеновая система, 1986).

Стратотип кавказия по реке Кубань обнажен ныне лишь эпизодически и долгое время оставался описанным и охарактеризованным микрофаунистически только в целом посвитно (Прокопов, 1937в; Гроссгейм, 1960; Носовский, Богданович, 1980). В своей стратиграфической схеме Центрального Предкавказья Прокопов не выделял алкунской свиты, однако в своей основной работе по расчленению майкопа Центрального Предкавказья он отмечал аналогию разреза по р. Кубань с разрезом р. Асса, где на руч. Ал-

кунка им была установлена алкунская свита. В обоих разрезах выделялся уровень появления песчаников, ниже которых проходит горизонт с септариями, подстилаемый «горизонтом плитняковых мергелей – песчанистых или доломитовых (алкунский горизонт)» (Прокопов, 1937в, с. 35). Этот уровень появления карбонатных глин и конкреций ниже слоев с крупными септариевыми конкрециями и зеленчукских песков в кубанском разрезе у г. Черкесска был описан Р.Г. Дмитриевой, В.Д. Сомовым, А.К. Богдановичем (1959, с. 92-93) в качестве алкунского горизонта, мощностью 35-40 м с морскими фораминиферами – *Bolivina* ex gr. *plicatella*, *Discorbis* sp., *Ammodiscus tenuiculus*, *Uvigerinella* sp. Нижняя граница регионаруса в стратотипе принимается по кровле баталпашинской свиты и проводится по появлению пластовых конкреций, карбонатности глин и находкам этих фораминифер. В подстилающих и перекрывающих слоях микрофауна отсутствует.

В алкунском горизонте кубанского разреза найден наннопланктон **слоев с *Cyclicargolithus floridanus***, который здесь не содержит стратиграфически важных видов, но в более полных комплексах (р. Кубань в разрезе Карамурзинский, р. Белая) включает индекс-вид **зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus***, который, вместе с находками *T. milowii* (разрез Карамурзинский), при отсутствии олигоценых видов свидетельствует о принадлежности слоев к самым низам миоцена (данные Л.А. Головиной в: Филиппова и др., 2015; Белуженко и др. 2018).

По диноцистам на этом же уровне алкунского горизонта и в низах септариевых слоев зеленчукской свиты выделены **слои с *Deflandrea spinulosa***. В целом систематический состав комплекса близок выявленному в разрезе по р. Белой в подзоне *Deflandrea spinulosa* (non *typica*) **зоны *Chiropteridium partispinatum*** (Запорожец, Ахметьев, 2017), установленной на уровне зоны NP25 по наннопланктону, и имеет переходный олигоцен – миоценовый состав.

Выше – в зеленчукской и нижней части караджалгинской свит – Г.Н. Александровой (Александрова и др., 2023) выделены **слои с *Cordosphaeridium cantharellus***, которые характеризуются последней совместной встречаемостью видов *Deflandrea spinulosa*, *Homotryblium* sp., *Sumatradinium druggii*, *Cordosphaeridium minimum*.

Совместная встречаемость в септариевых слоях зеленчукской свиты кубанского стратотипа диноцист *Coosteaudinium aubryae* и *Sumatradinium soucouyantiae* при отсутствии *Chiropteridium* и других стратиграфически важных олигоценых таксонов позволяет сопоставлять нижнюю часть этих слоев с **зоной *Coosteaudinium aubryae* (DN2)** шкалы de Verteuil, Norris (1996) и с наннопланктонной зоной NN2 и датировать их верхней частью аквитана – нижней частью бурдигала (~22.2–19.1 Ma).

Позже в слоях с *Cordosphaeridium cantharellus* появляются стратиграфически важные виды *Sumatradinium hamulatum*, *Trinovantedinium harpagonium*. Эти данные также позволяют датировать слои второй половиной аквитана – нижней частью бурдигала. Последнее присутствие вида *C. cantharellus* датируется терминальной частью наннопланктонной зоны NN2, что позволяет ограничить верхнюю границу кавказского регионаруса нижней частью бурдигала.

В парастратотипе – скважине Дербетовская-37 – в более мелководной зоне, полнее охарактеризованной фораминиферами, нижняя граница кавказия проводится между «слоями с нехарактерной и обедненной микрофауной» и «слоями с *Bolivina goudkoffi*» с полигалинной глубоководной ассоциацией мелких фораминифер, птеропод («*Spiratella*»=*Limacina*, *Vaginella*) и радиолярий (Носовский, Богданович, 1980; Неогеновая система, 1986).

В скважине Новопокровская-4 нерасчлененный алкун-зеленчукский интервал по диноцистам датируется Н.И. Запорожец позднеолигоценовой зоной *Chiropteridium partispinatum*. Выше, в зеленчукской и нижней части караджалгинской свиты, в слоях с *Deflandrea spinulosa* появляются характерные миоценовые таксоны: *Labyrinthodinium truncatum*, *Spiniferites*, *Lingulodinium*, *Homotryblum* и др. По объему эти слои с *D. spinulosa* отвечают верхам слоев с *Bolivina goudkoffi* и слоям с *Uvigerinella californica* по бентосным фораминиферам.

По составу наннопланктона – находкам *Triquetrorhabdulus carinatus*, при отсутствии *Sphenolithus cyperoensis* – с алкунским горизонтом Предкавказья коррелируется основание верхнеуплисцической подсвиты Картлийской депрессии Грузии (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017; Попов и др., 2022).

Кавказский регионарус был разделен его авторами на два региоподъяруса. В Центральном Предкавказье (стратотипический разрез), где фораминиферы найдены лишь в алкунской части, подъярусы выделены по литологии и предполагаемой корреляции со слоями с фораминиферами северных разрезов. К нижнему подъярусу здесь отнесены алкунская и нижняя часть зеленчукской свит, включая септариевые слои, а в северном Предкавказье (парастратотипический разрез) – **слой с *Bolivina goudkoffi caucasica*** (Bogdanowicz, 1971). К верхнему региоподъярусу в кубанском разрезе – верхняя часть зеленчукской и нижняя половина караджалгинской свиты, а в северном – **слой с *Uvigerinella californica*** (Носовский, Богданович, 1980).

Верхняя граница кавказия в стратотипе проведена в средней части караджалгинской свиты (Носовский, Богданович, 1980) также условно, по предполагаемой корреляции со слоями с фораминиферами северной зоны; в парастратотипе – по смене бедных комплексов с *Uvigerinella californica* на более богатые – с *Caucasinella elongata* (= *Bulimina* или *Neobulimina elongata*). При этом стратиграфическое распространение всех этих индекс-видов значительно шире соответствующих им слоев с фауной. Так, все три вида указываются в слоях со *Spiroplectammina terekensis* керлеутской свиты верхнего олигоцена Крыма (Vernyhogova, Ryabokon, 2020), а *Bolivina goudkoffi* и *Uvigerinella californica* – в низах уплисцической свиты Картли и в Хашурском районе, также вместе с характерными олигоценowymi формами (данные А.П. Печенкиной в: Воронина и др., 1991), а также в сакарауле (в слоях с *Caucasinella elongata*) и даже чокраке Западной Грузии (Джанелидзе, 1970).

Корреляция. Выделение и прослеживание подошвы кавказия стало значительно более обоснованным и уверенным, после того как появились данные о составе наннопланктона и диноцист в алкунском горизонте (данные J. Krhovsky в: Akhmetiev et al., 1995; Филиппова и др., 2010, 2015; Белужен-

ко и др., 2018, данные Л.А. Головиной, Г.Н. Александровой в Александрова и др., 2023 и в этой работе), подтвердившие, что этот уровень является действительно регионально прослеживаемым и по фитопланктону занимает положение, близкое к олигоцен-миоценовой границе в стратотипической области Средиземноморья.

Выделенные по наннопланктону слои с *Cyclicargolithus floridanus* алкунского горизонта Предкавказья по находкам *Triquetrorhabdulus carinatus*, *T. milowii* при отсутствии *Sphenolithus cyperoensis* коррелируются с **зоной NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus*** (подробнее см. раздел «Наннопланктон»).

Совместная встречаемость в септариевых слоях зеленчукской свиты кубанского стратотипа диноцист *Cousteaudinium aubryae* и *Sumatradinium soucouyantiae*, при отсутствии *Chiropteridium* и других стратиграфически важных таксонов позволяет датировать слои с *Cordosphaeridium cantharellus* **зоной *Cousteaudinium aubryae* (DN2)** шкалы L. De Verteuil, G. Norris (1996). Эта зона сопоставляется со средней – верхней частью наннопланктонной зоны NN2 и верхней частью аквитана – низами бурдигала и датируется ~22.2–19.1 млн л. (De Verteuil, 1997).

Сакараульский регионарус

Предложен Л.Ш. Давиташвили (1933) в ранге горизонта. Стратотип не был указан, вероятно, по названию таковым следует считать разрез южного склона горы Сакарауло левого берега р. Мтквари (Куры) против станции Скра (Мдзинаришвили, 1954). Здесь действительно обнажены сакараульские песчаники, однако обнаженность эпизодическая, с неясной нижней и верхней границами, и этот разрез никогда не описывался в литературе. Поэтому в качестве гипостратотипа был предложен разрез по балке Надарбазеви у станции Метехи, основываясь на описании Г.А. Квалиашвили (1970) (Стратотипы ..., 1975; Воронина и др., 1991). В стратотипической области среднего течения р. Мтквари сакараул представлен массивными грубозернистыми песчаниками с косослоистыми гравелитами в нижней части и глинистыми песчаниками, алевролитами – в верхней, мощностью около 200 м (последнее описание гипостратотипа см. в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ», с. 113-114, рис. 26). Залегают сакараульские отложения здесь с постепенным фациальным переходом на сильно опесчаненных майкоповидных глинах с ярозитом (Надарбазеви) либо с конгломератом в основании на песчаниках с прослоями шоколадных глин с налетом ярозита уплисцической свиты (в разрезе Уплисцихе). Вверх постепенно или с конгломератом в основании переходят в коцахурские отложения, представленные сходными фациями, отличающимися появлением обильной солоноватоводной фауны.

Толща охарактеризована остатками моллюсков, эпизодически встречающихся в средней и верхней частях разреза и представленных тепловодным, мелководным комплексом, включающим крупные виды (*Acanthocardia kuebeckii*, *Glossus maior*, *Pholadomya alpina*, *Chlamys csepreghyemzhericsae* и др. – Харатишвили, 1952; Попов и др., 1993). Бентосные фораминиферы известны лишь из глинисто-песчаных разрезов сакараула Западной

Грузии (Джанелидзе, 1970), где они представлены морскими видами и родами, унаследованными от олигоцена, проходящими формами и многочисленными эндемичными видами, неизвестными в Предкавказье (заключение Л.С. Тер-Григорьянц по нашим сборам). Поэтому сопоставление сакараула Грузии с более глубоководными фациями верхнего майкопа до последнего времени оставалось проблематичным.

В Предкавказье за аналоги сакараула условно принимаются отложения ольгинской свиты (до 160-180 м, согласно А.С. Столярову, Е.И. Ивлевой, 2006), также выделяемые в разрезах майкопской серии по погрубению фаций и более широкому расселению бентосной фауны: смене глин на слюдистые алевролиты, часто – биотурбированные, с более богатым комплексом бентосных фораминифер **слоев с *Caucasinella elongata***. Некоторые исследователи сопоставляют сакараул с верхней половиной караджалгинской и с ольгинской свитами (Носовский, Богданович, 1980).

Стратотип ольгинской свиты расположен на левом берегу р. Кубань у южной окраины станицы Кочубеевской (бывш. Ольгинская, см. рис. 17). В этом разрезе и в скважинах найдена бедная относительно глубоководная фауна моллюсков с *Palliolum incomparabile*, *Nuculana*, *Limatula*, *Thyasira* (Волкова, 1962), несопоставимая с сакараульским комплексом стратотипической области из-за фациальных различий. На склонах Ставропольского свода фауна более богатая и, наряду с видами переходящими из олигоцена, включает новые для майкопа группы – крупные *Glossus* (ex gr. *maior*), *Saxolucina*, *Modiolus* – вероятно, средиземноморского происхождения.

Корреляция. На основе сходства состава моллюсков сакараульского региона Грузии и эггенбургского – Западного Паратетиса (1/3 общих видов по Попов и др., 1993) эти комплексы рассматриваются как стратиграфические аналоги, хотя их границы могут не совпадать. Через корреляцию с эггенбургом сакараульский регионарус сопоставляется с нижней половиной бурдигала.

В верхней части гипостратотипа сакараула (разрез Надарбазеви) Н.И. Запорожеч и Г.Н. Александровой обнаружены диноцисты. Основываясь на совместной встречаемости видов *Coosteaudinium aubryae* и *Lingulodinium multivirgatum*, этот комплекс может быть сопоставлен с зонами DN2-DN3 шкалы по диноцистам (de Verteuil, Norris, 1996), которые коррелируются с зонами NN2 (верхняя часть) – NN4 (нижняя часть) шкалы Martini (1971) по наннопланктону. Присутствие в тех же пробах *Trinovantedinium harpagonium*, известного с более высоких уровней, делает более вероятным сопоставление с бурдигалом (подробнее см. с. 127).

В верхней большей части караджалгинской, ольгинской и нижней части ричевской свит кубанского стратотипа по диноцистам установлены слои с *Dinopteridium cladoides* – *Hetelaulacacysta leptalea*, которые также коррелируются с бурдигалом.

Нижнемиоценовые отложения провинции Мазендаран (Северный Иран) содержат комплекс двустворчатых моллюсков, общий с сакараулом Грузии. В тех же отложениях встречена ассоциация наннопланктона, включающая виды *Triquetrorhabdulus challengerii*, *Sphenolithus conicus*. Первый вид имеет стратиграфическое распространение в пределах зон NN1-NN2 нижнего

миоцена, в Центральном Паратетисе его находки отмечены в верхней части эгерского регионаруса и в нижнемиоценовых отложениях фронтальной зоны украинских Внешних Карпат (Andreeva-Grigorovich et al., 2008).

Коцахурский регионарус

Коцахур также был выделен в качестве горизонта Л.Ш. Давиташвили (1933). Лектостратотипом был выбран разрез на левом берегу р. Куры у западной окраины г. Каспи (Стратотипы ..., 1975) на склоне хребта Коцахурис-Кеди, описанный Г.А. Квалиашвили (1962). В качестве гипостратотипа предложено считать продолжение того же разреза по балке Надарбазеви у станции Метехи, выбранного гипостратотипом сакараульского регионаруса (Попов, Воронина, 1983). В стратотипической области Картлийской депрессии представлен в нижней части – массивными песчаниками с конкрециями, а в верхней – глинистыми алевролитами с конкрециями и прослоями песчаников (см. с. 114-115, рис. 26 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»), со своеобразным комплексом эндемичных солоноватоводных моллюсков с *Rzehakia* (= *Oncophora* в старых работах), *Eoprosodacna*, *Lymnopappia*, *Congerina*, *Melanopsis* и др. Малакофауна стратотипической области не изменяется существенно по разрезу и, так же как сакараульская, является уникальной как по составу моллюсков (Давиташвили, 1934; Квалиашвили, 1962; Попов, 1983; Попов и др., 1993), так и по их сохранности. Лишь некоторые виды этой малакофауны встречены в Западной Грузии и в предгорьях Копетдага (Воронина и др., 1993).

Нижняя граница регионаруса проводится в стратотипической области по появлению в разрезах комплекса солоноватоводных моллюсков с *Rzehakia dubiosa*. Верхнюю границу в глубоководных фациях устанавливают по изменению темных аноксических фаций, характерных для майкопской серии, на более светлые карбонатные и по появлению богатых морских комплексов фораминифер и моллюсков тарханского возраста. В более мелководных разрезах, включая стратотипическую область, на кровлю коцахура приходится перерыв в осадконакоплении.

В отличие от солоноватоводных моллюсков, диноцисты, найденные в нижней и средней частях коцахура стратотипической области, представлены довольно разнообразным морским комплексом с *Achomosphaera* sp., *Apteodinium* sp., *Batiacasphaera* sp., *Brigantedinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Minisphaeridium latirictum*, *Cribroperidinium* sp., *Cribroperidinium tenuitabulatum*, *Dapsilidinium* spp. и др.

Условная корреляция коцахурского регионаруса с рицевской и зурамкентской свитами Предкавказья основана на появлении в разрезах верхнего майкопа признаков, указывающих на пониженную или неустойчивую соленость: обедненного комплекса фораминифер **слоев с *Saccamina zuramakensis*** (Богданович, 1965), устанавливаемых по исчезновению секреторных видов, и преобладанию саккамин, и **слоев с *Batiacasphaera* spp.** по диноцистам. В более мелководных фациях Приманычья и Ергеней в рицевской свите встречены солоноватоводные моллюски с *Rzehakia dubiosa*.

Стратотип рицевской свиты расположен на правом берегу р. Кубань на горе Рица у г. Невинномысска (Центральное Предкавказье), где вскрывается толща коричневых некарбонатных глин с множеством прослоев сидеритовых конкреций, мощностью около 70-80 м (см. с. 85, рис. 17). Фауна известна по скважинам: фораминиферы найдены в средней части свиты и представлены крайне эвригалинными *Saccamina zuramakensis*, *S. ovalis*, но наряду с этими видами продолжают встречаться и морские формы. Моллюски редки и встречены лишь в более мелководных фациях на Ставропольском сводке – *Rzehakia dubiosa*, *Hydrobia* (Волкова, 1962) и в Приманычье (Приютненский район) – *Rzehakia dubiosa*, выше вместе с *Nucula* sp., *Parvicardium*. В приютненских скважинах слои с ржегакиями и церастодермами чередуются с прослоями, содержащими нукул и парвикардиумов. Морская фауна в этих толщах известна и по литературным данным (Прокопов, 1938; Ливеровская, 1938, данные Е.В. Ливеровской в Гроссгейм, 1960). Верхняя граница свиты проводится по несогласию в кровле либо в полных разрезах по литологии (появлению карбонатности) и появлению птеропод, морских фораминифер или характерных форм морских бентосных моллюсков.

В Восточном Предкавказье аналогом рицевской свиты считается зурамкентская свита, также охарактеризованная микрофауной с *Saccamina zuramakensis* и представленная чистыми не алевритистыми глинами. Верхняя ее часть – буйнакские слои – охарактеризована ихтиофауной: кривохвостками *Aeoliscus apscheronicus*, свидетельствующими о солености, превышающей современную черноморскую (Данильченко, 1980), на которых согласно залегают достоверные тарханские отложения мощностью 30-50 м (Жижченко, 1953, табл. 3). Нельзя исключать, что эти слои также надо относить к нижнему тархану (Гончарова, 1989; Унифицированная ..., 2004), сопоставив с кувинскими слоями Западного Предкавказья.

Корреляция. По общим видам и специфичным родам моллюсков, эндемичным для Паратетиса, коцахур сопоставляется с верхним оттангом Центрального Паратетиса, где в Баварии, Моравии, Словакии и Венгрии встречены *Rzehakia dubiosa*, *Cerastoderma ivericum*, *Eoprosodacna kartlica*, род *Limnorappia*, характерные также для коцахура (Попов, Воронина, 1983).

На основании присутствия *Cousteaudinium aubryae* в средней части коцахура Картли, Грузии (см. раздел «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ», с. 118) эта часть разреза сопоставлена с диноцистовой зоной DN4 атлантического побережья США (de Verteuil, Norris, 1996) и зоной Ste Центрального Паратетиса (Jiménez-Moreno et al., 2006; Bakrač et al., 2012). Эти зоны калибруются с зонами NN4 – NN5 (низ) шкалы Martini (1971).

Тарханский регионарус

Стратотип – мыс Тархан азовского побережья Керченского полуострова (Андрусов, 1918; Стратотипы ..., 1975). Гипостратотип – разрез урочища Малый Камышлак в 5.5 км к востоку от стратотипа (Носовский и др., 1976, 1978; Гончарова, 1989). Тархан в этом разрезе представлен в основном глинистой толщей, согласно залегающей на глинах верхнего майкопа

(см. с. 157-158, рис. 34 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»). Охарактеризован наннопланктоном зоны NN5, богатой фауной фораминифер **слоев с *Globigerina tarchanensis*** (Богданович, 1965). Богатая ассоциация моллюсков с *Neopycnodonte navicularis*, *Lentipecten corneus denudatus*, *Aporrhais pespelecani* свидетельствует о морских полигалинных условиях (Носовский и др., 1978; Гончарова, 1989; Andreyeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000; Гончарова и др., 2001; Вернигорова и др., 2012).

В тарханском региоярuse выделяются слои: кувинские, терские (= «тарханский мергель») и аргунские (или «спириалисовые глины»). *Кувинские слои* (Мерклин и др., 1964), в стратотипе на р. Большой Зеленчук, Центральное Предкавказье представлены глинами меняющейся мощности от 40 см до 2 м, что, вероятно, связано с нечеткостью границ в этом разрезе, так как плотный тарханский мергель в нем отсутствует (см. рис. 38). Отличаются появлением планктонной и бентосной морской фауны, в составе которой продолжают встречаться солоноватоводные реликты (*Rzehakia dubiosa*, *Saccamina zuramakensis*).

Терские слои (Жижченко, 1937, Восточное Предкавказье), обозначаемые также как «слои с *Lentipecten corneus denudatus*» или «тарханский мергель», представлены мергелем (обычно 0.1-0.2 м) либо карбонатными глинами (до 25 м) и содержат более разнообразную морскую фауну и фитопланктон. Ржегакии на этом уровне почти полностью исчезают, сохраняясь лишь в некоторых районах Грузии и Копетдага.

Аргунские слои (Жижченко, 1937, Восточное Предкавказье) представлены преимущественно глинами (Жижченко, 1937; Унифицированная ..., 2004) и охарактеризованы крылоногими моллюсками – лимацинами (= *Spiratella*, *Spirialis*) при заметном обеднении остальных групп морской фауны и наннопланктона. Здесь начинают появляться эндемичные виды, широко расселившиеся в чокракское время. На этом основании их часто относят к чокраку частично (Жижченко, 1940; Коненкова, Богданович, 1994б; Вернигорова и др., 2012) либо в полном объеме (Багдасарян, 1965, 1978). Другими исследователями аргунские слои полностью включались в состав тарханского региояруса (Мерклин, 1950; Носовский и др., 1976, 1978; Гончарова, 1989). Состав их также вызывает разногласия: А.К. Богданович считал, что лишь нижние 10 м «спириалисовых слоев» Н.И. Андрусова в гипостратотипе, содержащие тарханскую фауну бентосных фораминифер, надо относить к этим слоям (см. рис. 34), тогда как И.А. Гончарова (1989) и др. сопоставляли их в полном объеме, целиком относя к верхнему тархану. С середины «спириалисовых слоев» в гипостратотипе начинается опесчанивание разреза, появляются регрессивные фации (Ростовцева, 2012), а выше – размывы и несогласия. Во многих разрезах Предкавказья и Закавказья в наиболее глубоководных фациях (р. Пшеха, р. Инцра) на этом уровне широко развиты дислоцированные склоново-оползневые фации и несогласие, продолжающиеся до основания чокрака. Видимо, именно эта регионально прослеживаемая регрессия и перерывы в осадконакоплении, наблюдаемые на сейсмопрофилях даже в самых глубоководных фациях прогибов, указываются как несогласие в кровле майкопа при интерпретации сейсмоданных.

Отнесение в гипостратотипе к тархану спириалисовых глин в полном объеме противоречит биостратиграфическим и палеомагнитным данным. Только нижняя их часть – слои с *Sigmoilinita haidingerii* (8-10 м) – содержит тарханские виды бентосных фораминифер (данные А.К. Богдановича, О.И. Джанелидзе, И.Д. Коненковой, Н.А. Трофимович, Ю.В. Вернигоровой и др.), а выше – в слоях с *Bolivina tarchanensis* – появляются характерные чокракские эндемики. По палеомагнитным данным верхи «спириалисовых глин» примерно соответствуют уровню VI биогерма на р. Белой (см. рис. 15 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»), т. е. оказываются в средней части заведомо чокракской толщи. Поэтому мы принимаем положение тархан/чокракской границы в гипостратотипе: по изменению состава бентосных фораминифер – в кровле слоя 4 (см. рис. 34). В этом случае тархан является очень коротким и не превышает по длительности 50-100 тыс. л.

Наннопланктон тархана богат и хорошо изучен. Совместное присутствие в наиболее богатых ассоциациях *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans* при отсутствии *Helicosphaera ampliaperta* позволяет скоррелировать этот комплекс с зоной NN5 *Sphenolithus heteromorphus*.

В составе микрофауны заметную роль играют планктонные фораминиферы: *Globigerina* (в частности, *G. tarchanensis*), *Turborotalia quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *Tenuitella pseudoedita*, *Globorotalia*, *Ciperoella*. Комплекс насчитывает около 25 видов, практически все они описаны из разрезов верхней части нижнего и среднего миоцена Центрального Паратетиса, как ассоциации с мелкими глобигеринидами. Такие комплексы считаются маркерами трансгрессивных событий и достаточно прохладных условий. В гипостратотипе одновременно с появлением наннопланктона в самой кровле кувинских (=камышлакских) слоев отмечается появление планктонных фораминифер, отличительной особенностью которых, по данным М.Е. Былинской, является многочисленность аберрантных экземпляров, что было вызвано условиями экологической перестройки.

Из стратиграфических видов в тархане Предкавказья встречены единичные *Orbulina suturalis*, *Globorotalia peripheroronda* и *G. scitula* (Головина, Былинская, 2020). Они найдены в разрезе по р. Пшеха, и их состав указывает на принадлежность к зоне M6 *Orbulina suturalis* по шкале Wade et al. (2011) и возраст не древнее середины лангия, от 15.1 до ~14 млн л.

Среди бентосных фораминифер, наряду с эвригалинными семействами, были распространены полигалинные нодозарииды и текстулярии. Наибольшим распространением пользуются виды отрядов Miliolida, Lagenida и Rotaliida, которые составляют около 90% всей ассоциации. По составу бентосных фораминифер лишь нижняя часть «спириалисовых глин» (8-10 м), где еще сохраняется часть полигалинных тарханских видов, относится к слоям с *Sigmoilinita haidingerii* верхнего тархана.

Дополнительным маркером верхней границы тархана может служить расцвет численности в ассоциации планктонных фораминифер вида *Streptochilus pristinum*, установленный М.Е. Былинской в гипостратотипе в нижней части спириалисовых глин (около 7.5 м от кровли тарханского мергеля). Вид *S. pristinum* известен из различных районов Мирового океана

с верхов олигоцена до среднего миоцена включительно, в том числе из разрезов Центрального Паратетиса (Beldean et al., 2013).

По моллюскам граница с чокраком проводится по началу доминирования эндемичных паратетисных видов, поэтому фиксируется лишь в фациях, богатых моллюсками. Характерны также изменения литологии: увеличение песчаности, появление биогермных фаций и перерывов в осадконакоплении. В глубоководных разрезах Западно-Кубанского и Таманского прогибов, в Восточном Предкавказье, Гобустане, Рионском прогибе эти границы теряют определенность: в пределах тархана и даже чокрака здесь могут сохраняться бескарбонатные глины майкопского типа почти без фауны.

Корреляция. Принадлежность тархана к зонам **M6 *Orbulina suturalis*** по планктонным фораминиферам и **NN5 *Sphenolithus heteromorphus*** по наннопланктону предполагает его корреляцию с верхней половиной нижнего бадения и со второй половиной лангия. По совместной встречаемости видов *Orbulina suturalis*, *Globorotalia peripheroronda* и *G. scitula* в составе планктонных фораминифер (р. Пшеха) возраст терских слоев тархана, содержащих этот комплекс, датируется от 15.1 до 14 млн л.

По палеомагнитным данным, интерпретация которых базируется на этих биостратиграфических определениях, основание тархана соответствует короткому субхрону нормальной полярности C5Bn.1n или спускается немного ниже в субхрон C5Bn.1g и датируется 14.85–14.9 млн л. (Palcu et al., 2017), тогда как основание чокрака, проводимое по появлению чокракских эндемиков в составе бентосных фораминифер в разрезах Малый Камышлак и Скеля, соответствует около 14.85 млн л. (см. рис. 76).

Полученное положение нижней границы тархана по наннопланктону, планктонным фораминиферам и палеомагнитным данным соответствует середине нижнего бадения Центрального Паратетиса и середине лангия Средиземноморья. Таким образом, значительная часть верхнего майкопа принадлежит уже среднему миоцену. При этом палеомагнитные данные показывают, что литологический переход от майкопских бескарбонатных глин с ярозитом к карбонатным фациям, охарактеризованным фауной и наннопланктоном, не является строго синхронным и, вероятно, определялся батиметрией и течениями. Из изученных разрезов наиболее низкое положение эта граница занимает в разрезе р. Инцра в Западной Грузии, где вся нижняя часть тархана, охарактеризованная малакофауной (около 50 м), намагничена отрицательно, затем следуют керченские разрезы Малый Камышлак и Скеля, где нижняя граница фиксируется внутри зоны обратной полярности, тогда как в предкавказских разрезах (рр. Пшеха, Белая) – в зоне прямой полярности (см. рис. 76).

Чокракский регионарус

Стратотип – разрез восточного берега оз. Чокрак (Керченский п-ов – Андрусов, 1884), где вскрываются лишь низы чокрака (мощностью 9 м). Ближайшими к нему более полными разрезами являются обнажения Булганакской антиклинали, западное крыло которой (Малый Камышлак) пред-

ложено считать гипостратотипом чокрака (Гончарова, 1989). Чокракские отложения здесь с непрерывным переходом залегают на верхнетарханских. Нижнечокракские отложения представлены верхней (большей) частью спириалисовых глин (85 м) и песчано-биогермной толщей с богатой малакофауной (60 м), которая в настоящее время нарушена оползнями. Отложения верхнего чокрака сложены глинами с прослоями мергелей (30 м) и охарактеризованы крайне бедными комплексами моллюсков с *Davidaschvilia intermedia*. Граница чокракского и караганского регионарусов не вскрывается. Это обнажение, как и разрез Скеля юго-восточного крыла антиклинали (Мерклин, 1950; Вернигорова и др., 2012), хорошо демонстрируют сложности проведения границы тархана / чокрака (см. рис. 34), которые не возникают в большинстве разрезов из-за трансгрессивного залегания чокрака и размыва в его подошве (см. выше).

Чокракский регионарус по моллюскам подразделяется на нижний (зюкский) и верхний (брыковский) подъярусы. Нижний чокрак охарактеризован обедненной морской фауной по сравнению с тарханской, в которой доминирующими стали эндемичные виды Восточного Паратетиса: *Anadara bosporana*, *Aequipecten varnensis*, *Angulus fuchsi*, *Pitar laskarevi*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Acanthocardia centumpania*, *Parvicardium kubanicum*, *Cerastoderma bogachevi*, *Maetra bajarunasi*, *Ervilia praepodolica*, *Cerithium cattleyae* (Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2002).

Наннопланктон чокрака часто достаточно обилен, но состав его резко обеднен до нескольких эврибионтных видов широкого стратиграфического распространения. По бентосным фораминиферам чокрак трехчленный: в нижнем чокраке выделяются **слои с *Bolivina tarchanensis***, а выше – **слой с *Tschokrakella caucasica*** (Богданович, 1965; Bogdanowicz, 1971) с доминированием миллиолид, среди которых преобладают чокракеллы и нониониды (*Florilus*).

Верхи нижнего чокрака охарактеризованы беломечетским комплексом млекопитающих (Центральное Предкавказье, станица Беломечетская), отнесенным Л.К. Габунией и О.Г. Бендукидзе к зоне MN5, А.К. Агаджаняном – к зоне MN6 (Неоеновая система, 1986), а А.В. Лопатиным – к верхам зоны MN5 – низам MN6 (Невесская и др., 2004).

Верхний чокрак отличается резким обеднением фауны, которая целиком эндемична. Число видов двустворчатых моллюсков сократилось до шести (наиболее обычные *Davidaschvilia intermedia*, *Ervilia praepodolica*, *Donax tarchanensis*), гастроподы единичны (Гончарова, 1989). Бентосным фораминиферам выделяемых здесь **слоев с *Florilus parvus***, представленных обедненным комплексом дискорбид, эльфидиид и нонионид, были присущи карликовость и аномальное развитие раковин (Неоеновая система, 1986).

В качестве наиболее представительных опорных разрезов для чокрака мы рассматриваем разрезы рр. Белая и Пшеха, по которым получены палеомагнитные данные (Palcu et al., 2017). В Центральном Предкавказье таким является разрез балки Яман-Джалга в нескольких км вверх от станицы Беломечетской, где найден богатый комплекс позвоночных (Неоеновая система, 1986).

Корреляция. По палеомагнитным данным, в стратотипическом разрезе и в опорных разрезах Западного Предкавказья (Белая и Пшеха) основание

чокракского регионаруса проходит внутри или вблизи кровли субхрона нормальной полярности C5Bn.1n и таким образом датируется 14.8 млн л. Граница верхнего и нижнего подъярусов чокрака в разрезе р. Белая Западного Предкавказья, где эта граница хорошо датирована фаунистически, проходит в верхней части хрона C5ADn и имеет возраст около 14.2 млн л. Кровля регионаруса определена внутри хрона C5ACn и имеет возраст 13.8-13.9 млн л. (см. рис. 76). Беломечетский комплекс млекопитающих, датируемый верхами нижнего чокрака, принадлежит к верхам зоны MN5 – низам MN6, что, так же как палеомагнитные данные, помогает коррелировать чокрак с верхами нижнего бадения и датировать его лангием.

Караганский регионарус

Лектостратотип – разрез урочища Уйратам, п-ов Мангышлак, Казахстан (Андрусов, 1917а; Стратотипы ..., 1975). Здесь караганские отложения с *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis*¹ (= *Spaniodontella gentilis*) залегают трансгрессивно на олигоцене и представлены нижним караганом (см. с. 262-264, рис. 61 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»). Выше с несогласием залегают картвельские (фоладовые) слои с *Barnea*, которые мы, вслед за Андрусовым и др. (см ниже), относим уже к конкскому регионарусу. Последние с несогласием перекрыты сарматом с перемытой конкской фауной.

В более глубоководных разрезах караган согласно перекрывает чокрак, часто представлен теми же фациями и выделяется по палеонтологическим данным: по появлению крайне бедной эндемичной фауны с моллюсками *Davidaschvilia (Zhgentiana)*, *Mohrensternia*, бентосными фораминиферами **слоев с *Discorbis urupensis***, с мелкорослыми *Discorbis urupensis*, *Cassidulina*, *Nonion* и др.

Нижняя часть (*архаиенские слои*) характеризуется резким доминированием *D. (Zhgentiana) gentilis*. Верхняя (*варненские слои*) отличается появлением нового эндемика – *Savanella andrussovi*, иногда кратковременно – более полигалинных элементов.

В качестве опорных разрезов для караганского регионаруса предлагаются разрезы горы Зеленского Таманского полуострова (Paleontology ..., 2016) (см. рис. 44) и р. Белой выше пос. Тульский (см. рис. 15), по которым получены детальные палеомагнитные данные (Palcu et al., 2017).

Корреляция. По палеомагнитным данным, основание карагана в опорных разрезах Тамани (гора Зеленского) и Западного Предкавказья (р. Белой и р. Пшехи) проходит внутри хрона нормальной полярности C5ACn и датируется 13.8-13.9 млн л. назад, основание верхнего карагана с *Savanella andrussovi* – в середине хрона C5ABn и имеет датировку около 13.5 млн л., а основание картвельских слоев конкского регионаруса определено в верхней части того же хрона либо внутри следующего хрона обратной полярности C5AAG и датируется 13.3-13.4 млн л. (см. рис. 76

¹ Обсуждение таксономии этого вида см. в разделе «Моллюски».

в разделе «К РЕВИЗИИ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ...»). Таким образом, эти данные показывают довольно точное соответствие карагана s.str. слоям Велички в середине баденского регионаруса (Palcu et al., 2017).

Конкский регионарус

Стратотипом конки Н.И. Андрусов считал «слои с *Venus konkensis*», описанные в Запорожской области Украины, на р. Конке близ сел. Веселянка (Андрусов, 1917а). Этот разрез и фауна моллюсков были детально описаны в классической работе Н.А. Соколова (1899; современную интерпретацию состава моллюсков и замечания по возрасту отложений см. Гончарова, Головина, 2007).

В то время Днепр, в который впадает р. Конка, еще не был подперт плотиной и левый склон реки в 2 км выше с. Веселянка представлял собой 15 м обрыв, фото которого имеется в работе Соколова. В 2012 г., когда мы посетили этот разрез, весь склон, кроме его верхней сарматской части, был закрыт мощным делювием (0.3–0.5 м). Тем не менее делювий удалось вскрыть и увидеть все слои, описанные Соколовым, кроме нижнего слоя 1, а также собрать моллюсков и взять образцы на микрофауну. Слои и мощности этого разреза приводятся по данным Соколова, т. к. их границы остались не вскрытыми как нами, так и предшественниками (Барг и др., 2005).

Описание разреза снизу вверх (рис. 2):

1. P_{1-2} Глины голубовато-зеленые, плотные, с довольно крупными вкрапленными кварцевыми зёрнами. Видимая мощность 4 м.

2. $?N_1^2$ Пески крупнозернистые желтые, красно-желтые и серые, в верхних прослоях с небольшими стяжениями ржаво-бурого слабого песчаника и окремнелой древесины. 5 м.

3. Пески светлые и охряно-желтые крупно- и среднезернистые с прослоями алевролитов и темных и серых глин. Около 4.5 м.

4. N_1^2 knk3 Пески глинистые, зеленовато-серые с плохо окатанными кварцевыми зёрнами, прослоями карбонатных и песчаных глин, раковинного детрита и раковин с *Parvivenus konkensis*, *Acanthocardia andrussovi*, *Loripes dentatus*, *Maetra basteroti*, *Varicorbula gibba*, *Ervilia trigonula* и др., из фораминифер – мелкие *Elphidium macellum*, *Ammonia* ex gr. *beccarii* и др. (Барг и др., 2005). Около 2 м.

5. Глины карбонатные алевритистые, лессовидные, пронизанные ходами илоедов. 0.15 м.

6. N_1^2 sm1 Пески мелкозернистые, желтые, светлые рыхлые с раковинами *Maetra fragilis*, *Abra reflexa*, *Ervilia podolica*, выше и по простиранию переходят в известняки-ракушечники, часто косослоистые, которые образуют обрыв. Около 3 м.

р. Конка у с. Веселянка

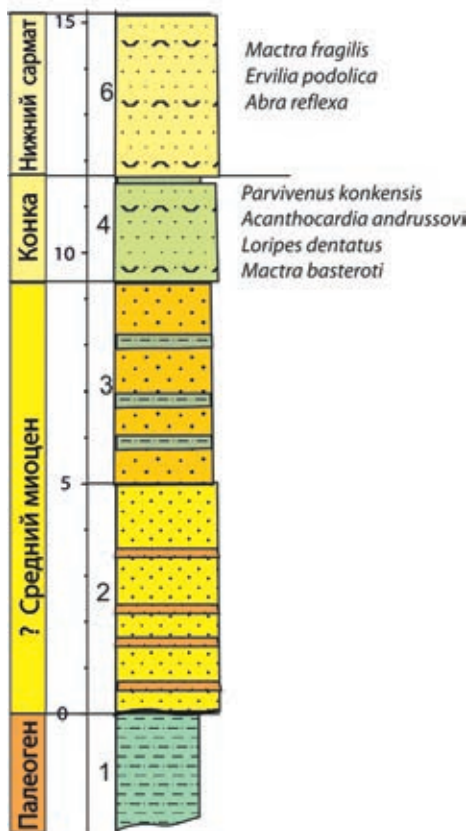


Рис. 2. Схема стратотипа конкского регионаруса на р. Конка у сел. Веселянка (Украина)

Согласно Соколову, только отложения слоя 4 этого обнажения были отнесены им к «слоям с *Venus konkensis*». Однако в работе И.М. Барга с соавторами (2005) сообщается, что они нашли конкскую фауну также и в слое 2 (слое 6 их описания разреза), в основном моллюсков, но также и фораминифер. Мы также находили конкскую фауну на этом уровне, но каждый раз убеждались, что она может быть здесь не *in situ*, а перемещенной по склону из вышележащих слоев. Переотложение фауны в эти слои описывалось и Соколовым, поэтому мы также считаем принадлежащим к конкскому регионарусу лишь слой 4. Вслед за Р.Л. Мерклиным (1953) мы считаем этот слой стратотипическим именно для веселянских слоев, выделенных этим автором. Особенно показательным в нем является присутствие *Acanthocardia andrussovi*, вида, специфичного для этих слоев. При этом разделяем мнение И.А. Гончаровой и Л.А. Головиной (2007) о переотложении наиболее полигаллиных элементов фауны, неизвестных в веселянских слоях других местонахождений, из сартаганских слоев, в обнажении отсутствующих (среди моллюсков это *Dosinia exoleta*, *Aequipecten diaphanus*, *Hadriana boeckii* (= *Murex* cf. *craticulatus*) у Н.А. Соколова, согласно мнению Л.Б. Ильиной).

В более полных разрезах конкского регионаруса прослеживается его трехчленное деление:

– Нижние *картвельские слои* (Давиташвили, 1930), охарактеризованные *Barnea*, *Ervilia*, иногда с *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* и рядом средиземноморских мигрантов (*Callista*, *Gafrarium*, *Clausinella*, *Eastonia*, *Alaba*, *Hadriana* среди моллюсков и *Bulimina*, *Dendritina* в составе фораминифер, единичный наннопланктон). Напомним, что фоладовые слои Андрусов (1917а) относил к конскому горизонту и этого мнения придерживались многие исследователи (Мерклин, 1953; Барг, 1993; Вернигорова и др., 2012 и др.). Другие включали их в состав карагана, что было принято в теме Неогеновая система (1986) и в утвержденной схеме неогена (Унифицированная ..., 2004). Н.М. Жгенти (1991) предлагала рассматривать картвел в качестве самостоятельного регионаруса со стратотипом на р. Хобисцкали у с. Мухури (Западная Грузия). Это предложение было поддержано О.И. Джанелидзе (1970) и Л.Б. Ильиной (2000б). В основании картвельских слоев в наиболее полных разрезах залегают отложения с морской относительно стеногалинной фауной моллюсков (*туркменские слои* М.М. Судо, 1961). Особенно богатая малакофауна на этом уровне была найдена Р.Л. Мерклиным в разрезе Западного Устюрта в урочище Ащиктайпак (см. с. 269, рис. 61). Наличие в этих слоях разнообразной полигалинной фауны, включающей конкских эндемиков (*Acanthocardia andrussovi* – в урочище Ащиктайпак, *Cerastoderma praeaplicatum* – в разрезе р. Белой), и характерной конкской микрофауны и наннопланктона в «барнеевых слоях» р. Белой (Головина и др., 2009 и здесь с. 64) и в более глубоководных аналогах картвела в разрезах Тамани (Вернигорова и др., 2006; Paleontology ..., 2016) убеждает нас в необходимости вернуться к первоначальным представлениям Андрусова и рассматривать картвельские слои в качестве нижнего подразделения конкского регионаруса.

– Средняя часть (*сартаганские слои*) содержит наиболее богатые комплексы полигалинных моллюсков (*Glycymeris*, *Arca*, *Anadara*, *Chlamys*, *Europocardium*, *Parvicardium*, *Glans*, *Callista*, *Diloma*, *Alvania*, *Onoba*, *Spiratella* и др.), фораминифер **слоев с *Adelosina konkensis* и *Elphidium horridum*** (Богданович, 1965) (где распространены булиминиды, пенероплиды, милиолиды, нониониды, эльфидииды, глобигериниды и др.), наннопланктон с полигалинными родами *Discoaster* и *Rhabdosphaera* нерасчлененной зоны NN6-7.

– Верхняя часть (*веселянские слои*) с более бедной эвригалинной морской фауной и специфическими эндемиками. Однако и в этих верхних слоях, отражающих условия бассейна с нестабильной связью с открытыми морями, отмечаются уровни с более богатой фауной (Эберзин, 1960; Бидзинашвили, 1974; Ильина, 1993, 2000б).

Опорными разрезами конкского регионаруса могут служить разрез горы Зеленского Тамани (см. рис. 43, 44 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»), балки Майкопской (Подвесной) в бассейне р. Белой у пгт Тульский (см. рис. 15) и оврага Гилянды в северо-западной части чинка Устюрта, Казахстан (см. рис. 61). Наиболее полные данные по первому разрезу: по нему изучены фитопланктон, макро- и микрофауна, получена палеомагнитная характеристика (Paleontology ..., 2016; Palcu et al., 2017).

Корреляция. Наиболее богатые комплексы наннопланктона конки коррелируются с нерасчлененным комплексом зон NN6 *Discoaster exilis* – NN7 *Discoaster kugleri* шкалы Martini (1971). По этим данным конкский региоярус сопоставляется с верхним бадением (косовием) и серраваллием.

По палеомагнитным данным, интерпретируемым на основе полученной последовательности хронов и наннопланктонной зональности, нижняя граница картвельских слоев в наиболее полно изученном разрезе горы Зеленского проходит в верхней части хрона прямой полярности C5ABn и имеет возраст 13.4 млн л. (Palcu et al., 2017). Кровля этих слоев практически совпадает с границей субхронов C5Ag.2n и C5Ag.3г и датируется 12.9 млн л., а кровля веселянских слоев конки проходит в субхроне обратной полярности C5Ag.1г и, согласно Д. Палку (Palcu et al., 2015), имеет возраст 12.65 млн л. (см. рис. 76 в разделе «К РЕВИЗИИ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ...»). Таким образом, в области Средиземноморья конкский региоярус соответствует средней части серравалия и показывает довольно точное соответствие картвела, сартаганских и веселянских слоев верхнему бадению (косовию) Центрального Паратетиса (Palcu et al., 2017).

Сарматский региоярус

Название сарматский ярус впервые было опубликовано Э. Зюссом (Suess, 1866), но со ссылкой на авторство Н.П. Барбота де Марни. Лектостратотип региояруса был выбран Н.П. Парамоновой и Л.С. Белокрысом (1972) из местонахождений, описанных Барботом де Марни (1869), он включает все три подъяруса и находится у г. Кривой Рог (Украина). Нижний подъярус обнажен на левом берегу р. Ингулец у с. Широкое, а средний и верхний подъярусы – во вскрыше карьера ИнГОК. Все три подразделения представлены мелководными песчано-раковинно-детритовыми фациями с многочисленными размывами (рис. 3). Сармат лежит с размывом на палеогене и перекрывается также с несогласием отложениями мэотиса.

Неоцен Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

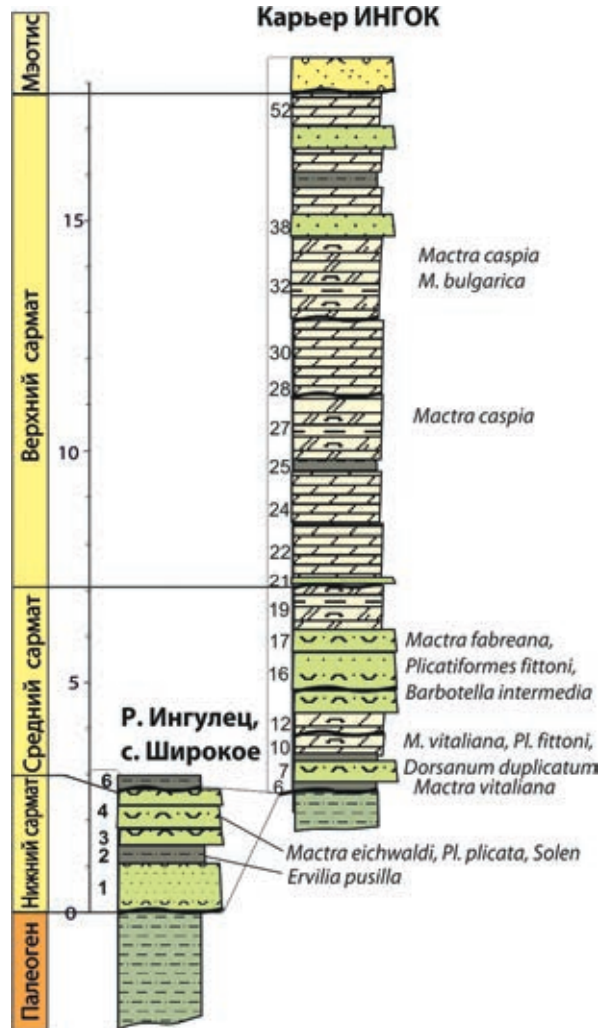


Рис. 3. Схема лектотипа сарматского регионаруса на р. Ингулец, Украина (по Парамонова, Белокрыс, 1972; Стратотипы ..., 1975)

Сарматский регионарус подразделяется на три подъяруса (Andrussow, 1899; Simionescu, 1903): нижний (волынский), средний (бессарабский) и верхний (херсонский), которые в мелководных фациях по двустворчатым моллюскам в свою очередь могут быть подразделены на слои.

Нижний (**волынский**) подъярус. Для мелководных фаций нижнего сармата характерны *Plicatiformes praeplicata*, *P. plicata plicata*, *Obsoletiformes lithopodolica ruthenica*, *Obsoletiformes obsoleta*, *Ervilia*, *Mactra eichwaldi*, *Polititapes vitaliana*, для более глубоководных – *Abra*, *Mactra andrussovi* и виды рода *Replidacna*. Бентосные фораминиферы представлены комплексом **слоев с *Miliolinella reussi*** (Bogdanowicz, 1971), для которых типично обилие раковин милиолид при низком видовом разнообразии.

Средний (**бессарабский**) подъярус отличается расцветом эндемичной фауны сармата. Для мелководных отложений нижней части подъяруса (новомосковские слои) характерны двустворчатые моллюски: *Plicatiformes plicata plicatofittoni*, *Maetra vitaliana*, *Politiitapes ponderosa*, а одновозрастные более глубоководные отложения («криптомактровые глины») содержат *Cryptomaetra pesansensis*, *Maetra urupica*, *Inaequicostates barboti*. Богатый, эндемичный среднесарматский комплекс фораминифер отвечает **слоям с *Dogielina sarmatica*** (Bogdanowicz, 1971).

Мелководные фации верхних (днепропетровско-васильевских) слоев характеризуются наличием *Plicatiformes fittoni*, *Maetra fabreana*, *Politiitapes crenelata*, различных видов *Obsoletiformes*, разнообразных трохид, нассариид в составе гастропод. К этому времени в Предкавказье приурочено региональное обмеление бассейна со сменой «криптомактровых» глин на опесчаненные фации с «характерной среднесарматской фауной моллюсков», включающей крупные мактры и редкорестристые кардииды.

Эндемичный состав фауны свидетельствует о пониженной солёности сарматского бассейна, имевшего полуморской характер. Тем не менее затрудненная связь с Восточным Средиземноморьем существовала в раннем и среднем сармате, вероятно, в Закавказье, что дало возможность прихода в южно-каспийскую часть бассейна морского фитопланктона и обогащения бентосной фауны морскими видами (Попов и др., 2015, подробнее см. с. 152).

Верхний (**херсонский**) подъярус отличается резко обедненным комплексом моллюсков, состоящим из видов подрода *Maetra* (*Chersonimaetra*). Комплекс фораминифер отвечают **слоям с *Quinqueloculina consobrina*** (Богданович, 1965; Bogdanowicz, 1971) с немногими видами *Quinqueloculina*, *Elpidium*, *Spiroloculina*, *Sarmatella*, *Articulina*, *Protoelphidium*. Позднесарматский водоём считался полностью замкнутым, однако изучение состава диатомовых водорослей в разрезах Тамани (Radionova et al., 2012; Paleontology ..., 2016) показало, что и в конце этого времени продолжались ингрессии морских вод с вселением видов океанического происхождения.

Наиболее полным опорным разрезом является обнажение у мыса Панагия Тамани (Paleontology ..., 2016). Мощность регионаруса до 700-750 м.

Корреляция. Основание сармата по палеомагнитным данным датируется 12.65 млн л. (Palcu et al., 2015, 2017). Большая часть среднего сармата принадлежит к зоне прямой полярности, которая интерпретируется как C5n. Однако положение нижней границы среднего сармата (бессараба) определено пока лишь приблизительно на уровне около 12 млн л. Граница среднего и верхнего сармата (бессараба/херсона) в разрезе Панагия (см. рис. 47, 52 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ») проходит в хроне отрицательной полярности C4Ag и датируется 9.6 млн л. (Palcu et al., 2021).

Появление во второй половине верхнего сармата зональных и стратиграфически важных океанических видов *Thalassiosira burckliana* (LO-7.9 Ma), *Th. grunowii* (LO 7.8 Ma), а выше – *Th. antiqua* (FO-7.7 Ma) позволяет судить, что возраст верхов позднего сармата не древнее 7.6-7.7 млн л. (Radionova et al., 2012).

Палеомагнитные данные о возрасте сармат / мэотической границы противоречивы. Даже в фациях открытого бассейна с устойчивым осадконакоплением южного побережья Тамани в конце позднего сармата отчетливо видны регрессивные события, с несколькими уровнями несогласий, прерываемые импульсами прихода морских вод. При этом датировки конца регрессии и начала морских условий осадконакопления не совпадают даже в соседних разрезах Тамани (Панагия и Попов Камень) и попадают в интервалы положительной и отрицательной полярности в верхней части хрона С4Аг (Пилипенко, Трубихин, 2014; Palcu et al., 2021). Те же трудности имеются и в датировках Дакийского бассейна (см. рис. 77). По этим данным возраст и положение этой границы в наиболее полных разрезах можно оценить около 7.6-7.7 млн л.

Мэотический регионрус

Автор яруса (Андрусов, 1890) не обозначил стратотип, но обосновывал его выделение на разрезах Керченского полуострова. В качестве лектостратотипа предложен разрез у мыса Акбурун на берегу Керченского пролива к югу от Керчи, у г. Аршинцево (Стратотипы ..., 1975), где он представлен двумя подъярусами в мелководных фациях детритовых известняков, ракушечников и глин (рис. 4).

Мэотические и нижнепонтические отложения обнажены здесь на северном крыле Камышбурунской синклинали (см. рис. 33):

$N_1^3 mtl$ (нижний мэотис).

1. Мшанковые рифовые известняки.
2. Глины голубовато-серые с многочисленными *Abra tellinoides*. 0.5-0.6 м.
3. Глины бурые сланцеватые с прослоями и линзами детритовых известковых песков. 1 м.

Вышележащие слои обнажены в обрыве у северной окраины г. Аршинцево (бывш. Камышбурун):

4. Раковинно-детритовый известняк, прослоями косослоистый, с включениями мембранипоровых мшанок и многочисленными раковинами *Mytilaster incrassatus*, *Polititapes abichi*, *Dosinia maeotica*, *Rissoa subinflata*, *Mohrensternia*, *Hydrobia* (Ильина и др., 1976). Около 5 м.

5. Светло-серый мергель с ракушей. Кроме перечисленных моллюсков, содержит многочисленных *Ostrea edulis* и пресноводных гастропод (*Planorbis*, *Lymnaea*). 0.30 м

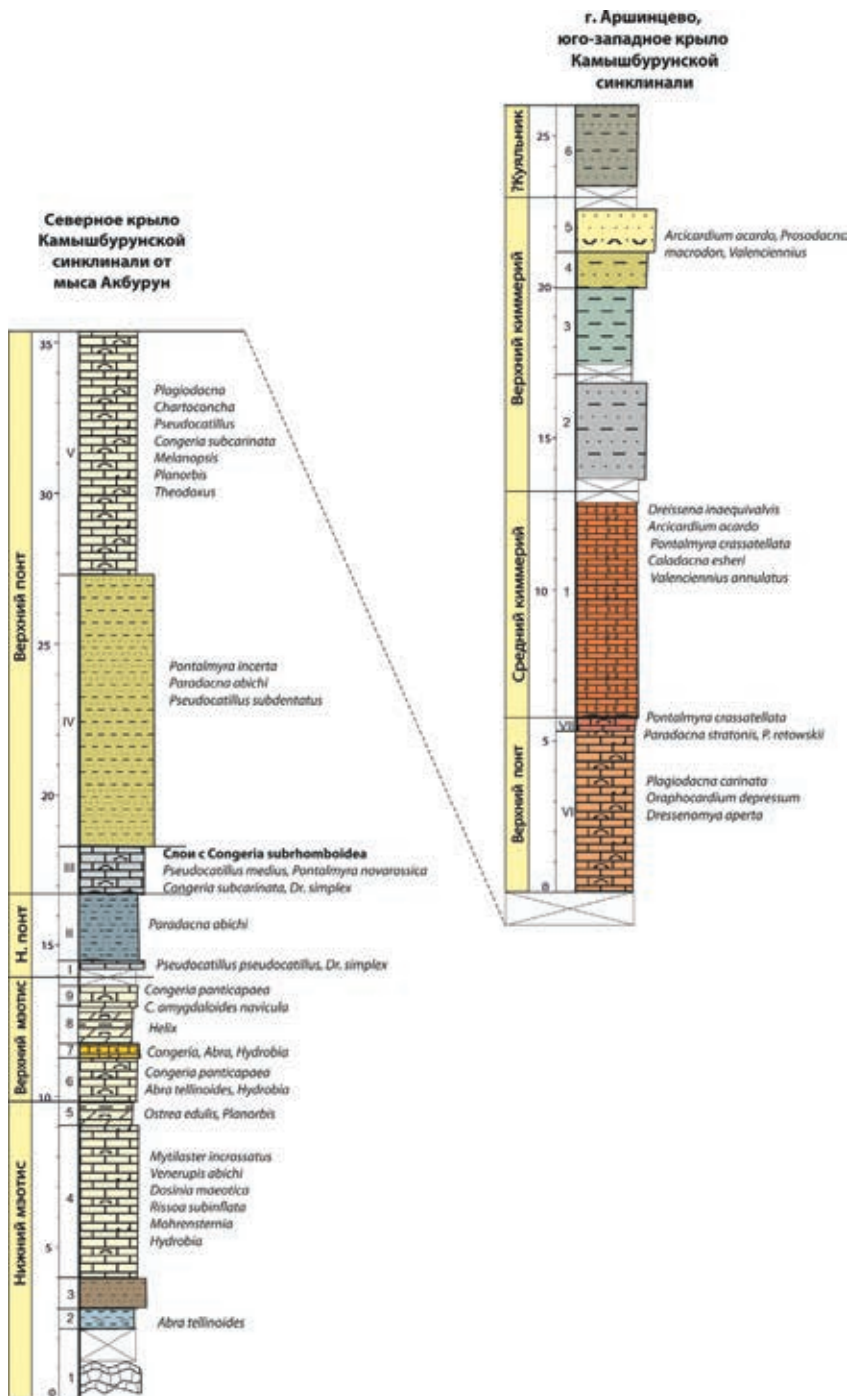


Рис. 4. Схема лектостратотипа мэотического регионаруса на м. Акбурун, гипостратотипа понтического и лектостратотипа киммерийского регионарусов у г. Аршинцево, к югу от г. Керчи, Крым (по Андрусов, 1917б; Эберзин, 1947, 1967; Попов et al., 1996)

N_1^3mt2 (верхний мэотис).

6. Светлый раковинный известняк, прослоями косослоистый, с многочисленными *Congerina panticapaea*, *Abra tellinoides*, *Hydrobia*, *Pseudoamnicola*, *Turricaspia carinata*, *Membranipora reticulata*, *Spirorbis* (Ильина и др., 1976).

2 м.

7. Желтый оолитовый известняк с теми же моллюсками.

0.5 м.

8. Тонкое чередование песчанистых глин и желтых известковистых песков. Кроме ископаемых, перечисленных выше, Н.И. Андрусовым указывались наземные гастроподы рода *Helix* и рыбные остатки.

1 м.

9. Белый пористый раковинный известняк с *Congerina amygdaloides navicula* и *C. panticapaea*.

0.3 м.

Контакт с понтом задернован.

Нижняя граница мэотических отложений проводится по появлению эвригалинной фауны морского происхождения. Граница обычно резкая, с несогласием, размывом и изменением литологии и фауны, поскольку конец сармата отвечает значительному падению уровня моря в Паратетисе (порядка 200-300 м – Туголесов и др., 1985; Попов и др., 2010). Верхняя граница проводится в непрерывной серии осадков по первому появлению солоноватоводных кардиид и остракод, характерных уже для понтических отложений.

Мэотический ярус подразделяется на два подъяруса. Нижний (**багеровский**) характеризуется в основном эндемичными видами моллюсков морских родов, имевших средиземноморское происхождение: *Dosinia*, *Mytilaster*, *Politiitapes*, *Abra*, *Ervilia* – среди двустворчатых, *Rissoa*, *Mohrensternia*, *Potamides*, *Bittium* – среди гастропод. Фораминиферы также представлены комплексом с эвригалинными родами: *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Articulina*, *Discorbis* и др., отнесенными к **слоям с *Quinqueloculina seminulum maeotica*** (Bogdanowicz, 1971).

Диатомеи представлены несколькими ассоциациями, включенными в зону *Thalassiosira maeotica* и *Cymatosira savtchenkoe* (данные Э.П. Радионовой, Т.М. Козыренко в *Paleontology ...*, 2016), и включают как солоноватоводные, так и морские группы. Состав бентосной фауны и фитопланктона свидетельствует о полуморском характере мэотического бассейна, а находки на некоторых уровнях океанических зональных форм диатомей и достаточно полигалинных форм остракод, планктонных и бентосных фораминифер, а также моллюсков (Ильина, 1980; Аревадзе, 1987; *Paleontology ...*, 2016), указывают на кратковременные связи как ранне-, так и позднемэотического бассейна с открытыми водоемами.

Верхний (**акманайский**) подъярус мэотиса охарактеризован солоноватоводным комплексом малакофауны, в котором морские элементы редки. Среди остракод много пресноводных форм, а состав фораминифер очень обеднен. Тем не менее в некоторых местонахождениях (Тамань, Керченский п-ов, Западная Грузия) среди солоноватоводных видов найдены относительно полигалинные моллюски, фораминиферы, а также обильный комплекс наннофлоры с доминированием *Braarudosphaera bigelowii* и диатомеи с океаническими формами, что опять-таки свидетельствует о постоянных связях

с открытыми морскими водами и, вероятно, о резко стратифицированной водной массе (Paleontology ..., 2016).

Мощность регионаруса до 300-450 м (в Таманском и Западно-Кубанском прогибах).

В качестве опорного разреза мэотического регионаруса предлагаются обнажения Таманского полуострова: Попов Камень и Железный Рог, последний отличается более глубоководными фациями и непрерывным переходом к понту (Paleontology ..., 2016).

Корреляция. Основание мэотиса по палеомагнитным данным является отчетливо диахронным и определялось временем заполнения регрессировавшего бассейна. Граница проходит как в интервале прямой, так и обратной полярности и датируется от 7.65 до 7.4 млн л. Самые древние датировки начала трансгрессии получены в глубоких частях впадин и соответствуют хрону C4n.1r, отвечая 7.65 млн л., что позволяет коррелировать ее с ранним мессинием. По биотическим и палеомагнитным данным граница нижнего/верхнего мэотиса близка к границе хронов C3Ar/C3An (Филиппова, Трубин, 2009; Palcu et al., 2019b) и датируется 6.75 млн л., а кровля мэотиса проходит в верхней части хрона C3An и имеет возраст 6.1 млн лет (см. рис. 77 в разделе «К РЕВИЗИИ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ...»).

Понтический регионрус

Стратотипический разрез понтического регионруса в г. Одессе (Украина), наиболее подробно разбираемый автором (Барбот де Марни, 1869), был закрыт Потемкинской лестницей уже в 1837 г. Лектостратотип – у пляжа Ланжерон (Стратотипы ..., 1975) – представлен только нижним (новороссийским) подъярусом в мелководных, известково-детритовых фациях (рис. 5) и охарактеризован высокоэндемичной солоноватоводной фауной с пресноводными видами в основании.

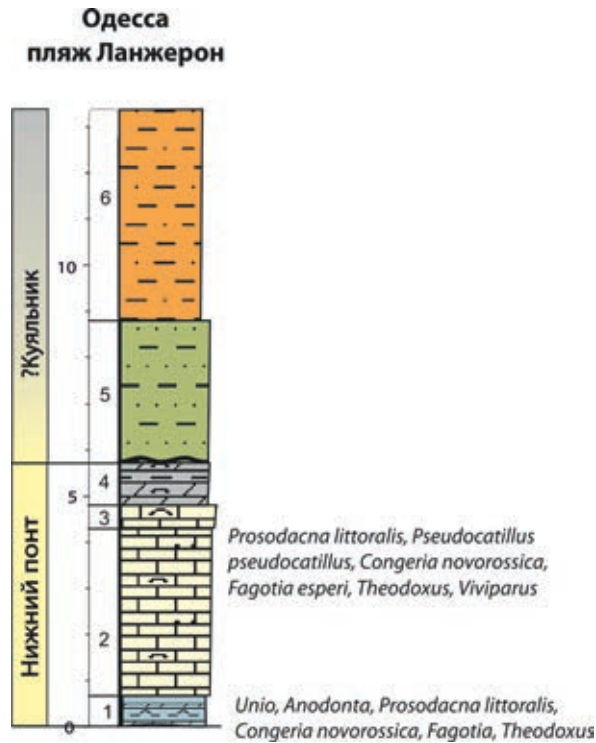


Рис. 5. Схема разреза лектостратотипа понтического регионруса у пляжа Ланжерон, г. Одесса (по Синцов, 1883, 1894; Стратотипы ..., 1975, с. 300)

Так как наличие обнаженности внутри городской черты г. Одесса вызывало сомнения (Стратотипы ..., 1975), в качестве гипостратотипа был предложен Камышбурунский разрез к югу от г. Керчи (Невесская и др., 2004), являющийся продолжением типового разреза мэотиса, выше с несогласием переходящий в стратотипический разрез киммерия (рис. 4). Этот знаменитый разрез неоднократно описывался Н.И. Андрусовым (19176), А.Г. Эберзиным (1947, 1967) и Л.А. Невесской (Невесская, Стеванович, 1985).

Его мэотическая часть была приведена выше, здесь мы даем описание понтической и киммерийской частей, сохраняя нумерацию слоев Андрусова (19176, 1923) и Эберзина (1947, 1967):

N₁³pn1 (нижний понт). Горизонт I по Андрусову (=слой 17 Эберзина) – Раковинно-детритовый известняк с *Pseudocatillus pseudocatillus*, *Dreissena simplex*, *D. tenuissima*. 0.2 - 0.4 м.

II (=16) Серые слоистые глины с *Paradacna abichi*. 2 м.

N₁³pn2 (верхний понт). III (=15) Серо-желтый пористый песчано-детритовый известняк с *Pseudocatillus medius*, *Pontalmyra novarossica*, *Congeria subrhomboidea*, *C. subcarinata*, *Dreissena simplex*. До 1.5 м.

IV (=14) Тонкозернистые глинистые пески с прослоями глин и раковинного детрита с *Pontalmyra incerta*, *Pseudocatillus subdentatus*, *Paradacna abichi*. 10-12 м.

V (=13) Косослоистые пористые раковинно-детритовые известняки с *Congeria subcarinata*, кардидами (*Pseudocatillus*, *Plagiodacna*, *Chartoconcha*) и гастроподами (*Melanopsis*, *Planorbis*, *Theodoxus*). 10-15 м.

Продолжение разреза можно наблюдать на юго-западном крыле Камышбурунской синклинали в южной части г. Аршинцево:

VI (=12) Раковинно-детритовые известняки с красноватым глинистым цементом, с *Plagiodacna carinata*, *Oraphocardium depressum*, *Dreissenomya aperta* и др. До 5-7.5 м.

VII (=11) Ожелезненные раковинные известняки с ядрами и отпечатками раковин, в том числе видов, не встреченных в подстилающих слоях (*Pontalmyra subcrassatellata*, *Paradacna stratonis*, *Pretowskii* – по В.Н. Семенову в Неогеновая система, 1986). 0.4 м.

С несогласием и выпадением нижних слоев киммерия:

N₂km2 (Средний киммерий. Камышбурунские слои). 10. «Рудный горизонт» – ожелезненные оолиты и лимонитовые гранулы в песчано-глинистом матриксе, с моллюсками *Dreissena inaequalis*, *Arcicardium acardo*, *Pontalmyra crassatellata*, *Caladacna esheri*, *Valenciennius annulatus*. 8 м.

Перекрывающие отложения обнажены фрагментарно:

слои 9-5. Серые пески, ожелезненные и серые глины. 3.5 м.

4. Голубоватые серые пластичные глины. 4 м.

3. Желтоватые песчаные глины. 1.8 м.

2. Светло-желтые тонкозернистые пески с ожелезненным прослоем (0.15 м) с *Arcicardium acardo*, *Prosodacna macrodon*, *Valenciennius* и др. (Эберзин, 1967). 1 м.

N₂-Q₁kl (куяльник). 1. Темные песчаные глины. 2.5 м.

Понтический региоярус подразделяется на два подъяруса.

Нижний (**новороссийский**) подъярус (Андрусов, 1923) в свою очередь по составу двустворчатых моллюсков делится на слои. *Евпаторийские слои* (Давиташвили, 1937, Крым) нижнего понта содержат очень обедненный комплекс солоноватоводных моллюсков родов *Eupatorina*, *Dreissena*, *Congeria*, *Theodoxus*, а вышележащие – одесские слои (Михайловский, 1909б, Южная Украина) характеризуются появлением солоноватоводных родов *Pseudocatillus*, *Lymnocardium*, *Paradacna*, а также эвригалинного морского вида *Parvivenus widhalmi*. Из мэотиса переходят конгерии и редкие *Abra tellinoides*.

Верхний подъярус, слои с *Congeria subrhomboidea*. Название портаферские слои, часто используемое для нижних слоев верхнепонтического региоподъяруса, были предложены для южной части Паннонского бассейна (Стеванович, 1951), корреляция которого с понтотом остается неясной. Поэтому для этой части разреза мы используем термин, предложенный еще Андрусовым – слои с *Congeria subrhomboidea*, содержащие разнообразную солоноватоводную малакофауну, так же как и вышележащие босфорские слои (Андрусов, 1923, Керченский и Таманский п-ова). Разнообразие малакофауны характерно только для мелководных фаций понта, а в относительно глубоководных глинистых отложениях присутствуют в основном *Paradacna* и *Valenciennius* (фация валенциенезиевых глин).

Общая мощность регионаруса до 450 м (в Таманском и Кубанском прогибах).

Нижняя граница регионаруса, согласная в прогибах, является отчетливо трансгрессивной в краевых частях бассейна, где отложения новороссийского подъяруса перекрывают континентальный неоген, либо морские осадки сармата или карагана. Отложения конца нижнего понта резко регрессивны, в большинстве разрезов на это время приходится перерыв, либо начало континентального осадконакопления. Морские фации сохраняются лишь в пределах обширного Западно-Кубанского прогиба. Верхняя граница верхнего понта также отчетливо регрессивна даже в фациях прогибов.

Наиболее полным опорным разрезом понта Тамани является Железный Рог (Paleontology ..., 2016), где он охарактеризован палеомагнитными и циклостратиграфическими данными (Филиппова, Трубихин, 2009; Vasiliev et al., 2011; Ростовцева, Рыбкина, 2014).

Корреляция. По палеомагнитным данным основание понта проходит в верхах субхрона нормальной полярности СЗAn.1n и датируется 6.1 млн л., а верхняя граница понта проходит в самом конце хрона обратной полярности СЗг и датируется 5.2 млн л. По данным циклостратиграфии (см. рис. 91 в разделе «ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ...»), основание босфорских слоев имеет датировку 5.45 млн л., а перерыв в осадконакоплении в конце нижнего понта под слоями с *Congeria subrhomboidea* оценивается в 160 тыс. л. (Ростовцева, Рыбкина, 2014, Rostovtseva, Rybkina, 2017).

Киммерийский региоярус

Киммерийский ярус был выделен Н.И. Андрусовым (1908) взамен «рудного горизонта», когда выяснилось его широкое распространение не только на Керченском полуострове, но и на Кубани и Причерноморье. Лектостратотип – разрез западного берега Керченского пролива у г. Аршинцево, южнее Керчи (Стратотипы ..., 1975), описанный выше по данным Андрусова (1917б) и А.Г. Эберзина (1947). В стратотипе региоярус представлен не полностью: отсутствует его нижняя часть – азовские слои. Покрываются киммерийские отложения согласно немymi куяльницкими песчаными глинами. Подразделяются на два подъяруса: нижний, к которому относятся азовские слои, и верхний, объединяющий камышбурунские и пантикапейские слои.

Азовские слои (Вассоевич, Эберзин, 1930) развиты по азовскому побережью Керченского п-ва, где представлены известняками-ракушечниками, песками, реже глинами и характеризуются видами родов *Macradacna*, *Panticapaea*, *Stenodacna*, *Pachydacna* s. str., не встречающимися в нижележащих понтических отложениях, а также рядом специфичных видов, происходящих от понтических (*Paradacna deformis*, *Oraphocardium alatoplanum*, *Pseudocatillus azovicus*, *Stenodacna praeangusticostata* и др.). По скважинам на Арабатской стрелке получена детальная палеомагнитная характеристика понта, киммерия (рис. 6) и куяльника (Семененко, Певзнер, 1979; Неогеновая система, 1986).

Камышбурунские слои (Andrussow, 1886, Крым) соответствуют «рудному горизонту» и содержат многочисленные и разнообразные виды тех же родов, что и в азовских слоях, причем очень многие из них являются эндемичными и имеют крупные размеры (*Arcicardium acardo*, *Pontalmyra crassatella*, *Prosodacna macrodon* и др.).

Пантикапейские слои (Давиташвили, 1933, Таманский п-ов) отличаются исчезновением ряда видов и появлением немногих новых при сохранении того же родового состава. К специфичным видам относятся *Macrodacna meridionalis*, *M. maxima* и редкие *Prionopleura colchica*, *P. krestovnikovi*, *Pachydacna anapensis*, *Pontalmyra voskobojnikovi*.

Кроме двустворок, в киммерийских отложениях встречаются гастроподы, а также многочисленные остракоды из родов *Caspiolla*, *Bakunella*, *Caspiocypris* и др.

Мощность региояруса – до 550 м (в Индоло-Кубанском прогибе).

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

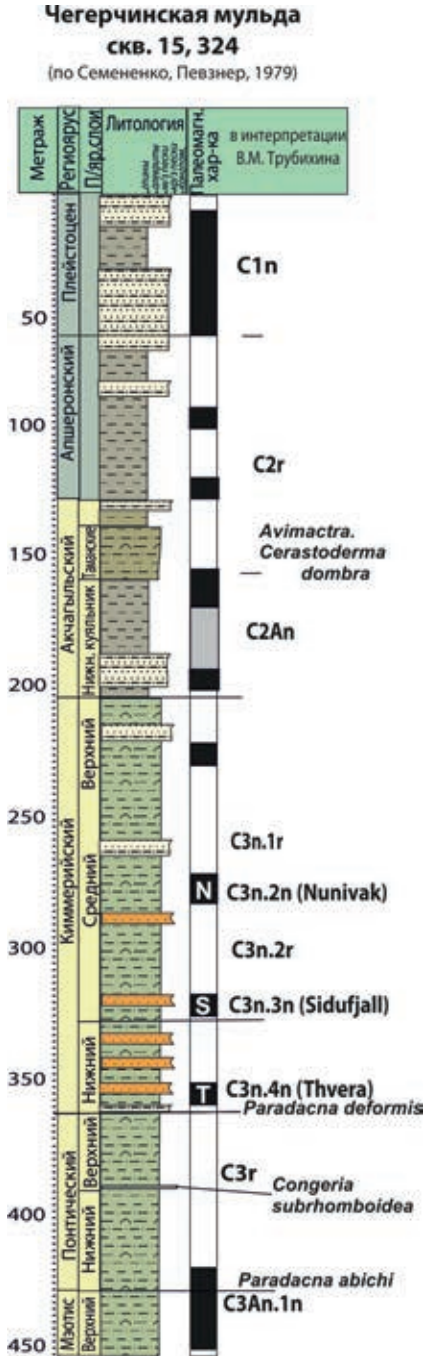


Рис. 6. Схема разреза и палеомагнитной характеристики понтического, киммерийского и ачкагельского регионарсов Чегерчинской мульды азовского побережья Керченского полуострова (по Семенову, Певзнер, 1979; Неогеновая система, 1986, рис. 2 с интерпретацией В.М. Трубикина)

В качестве опорного разреза предлагается разрез берега Керченского пролива у станицы Тамань (Paleontology ..., 2016, см. с. 254, 255, рис. 59 в разделе «ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ»).

Солоноватоводные отложения киммерийского регионаруса имеют очень ограниченное распространение и развиты лишь в Таманском и Западно-Кубанском прогибах, где представлены в типичных для регионаруса фациях глин с пластами ожелезненных песчаников с характерной эндемичной фауной, а также в районе Сухуми, где рудные фации отсутствуют.

Корреляция. Основание киммерийского яруса, понимаемое как основание азовских слоев, по палеомагнитным данным проходит в самых верхах хрона обратной полярности C3r, непосредственно под субхроном C3n.4n (Thvera) и датируется 5.3 млн л., тогда как подошва несогласия под азовскими слоями по данным циклостратиграфии в разрезе Железный Рог получила датировку 5.2 млн л. (Ростовцева, Рыбкина, 2014, Rostovtseva, Rybkina, 2017). Подошва камышбурунских слоев среднего киммерия проходит над Thvera, в субхроме обратной полярности C3n.3r, под следующим субхроном прямой полярности C3n.3n (Sidufjall) и имеет возраст 4.9 млн л. Кровля киммерия проходит в самом конце хрона обратной полярности C2Ag и таким образом датируется 3.6 млн л.

Акчагыльский регионарус

Акчагыл в ранге яруса был выделен Н.И. Андрусовым (1912) без обозначения стратотипа. Поскольку отложения, отнесенные в этой работе к акчагыльскому ярусу, впервые были описаны на Краснодарском полуострове (Андрусов, 1896, 1902), откуда и происходит название Акчагыл, лектостратотип был выбран здесь (разрез у колодца Ушак, Краснодарский полуостров, Туркменистан – Стратотипы ..., 1975). Разрез описан в работах А. Али-заде (1961), В.М. Трубикина (1977), Г.А. Данукаловой (1996, с. 70-72).

Акчагыльский регионарус в лектостратотипе (рис. 7) представлен пере-слаиванием алевролитов, глин, песков, песчаников, мергелей, оолитовых известняков, ракушечников и конгломератов. В нижней части разреза фауна бедная: найдены двустворчатые моллюски из родов *Aktschagyliya*, *Avimactra*, *Cerastoderma* и гастроподы «*Clessiniola*» и *Pirenella*. В средней части состав моллюсков наиболее разнообразен, встречены двустворки родов *Andrussella*, *Miricardium*, *Andrusovicardium*, *Avicardium*, а в самых верхах остаются только *Cerastoderma* и *Aktschagyliya* и появляются *Dreissena* и *Theodoxus*. По палеомагнитным данным В.М. Трубикина (1977) этот и другие разрезы акчагыла Краснодарского полуострова неполны и представлены лишь нижней частью акчагыла, нормально намагниченной, относящейся к палеомагнитному хрому Gauss.

Более полные разрезы в Туркмении известны восточнее – на Большом Балхане и Копетдаге. Мощный наиболее полный разрез Копетдага в западной части Пырнуарской синклинали описывался многими исследователями, в том числе А. Али-заде (1961), Трубикиным (1977), получившим его палеомагнитную характеристику (рис. 7), и Данукаловой (1996, с. 92), которой он был предложен в качестве гипостратотипа.

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

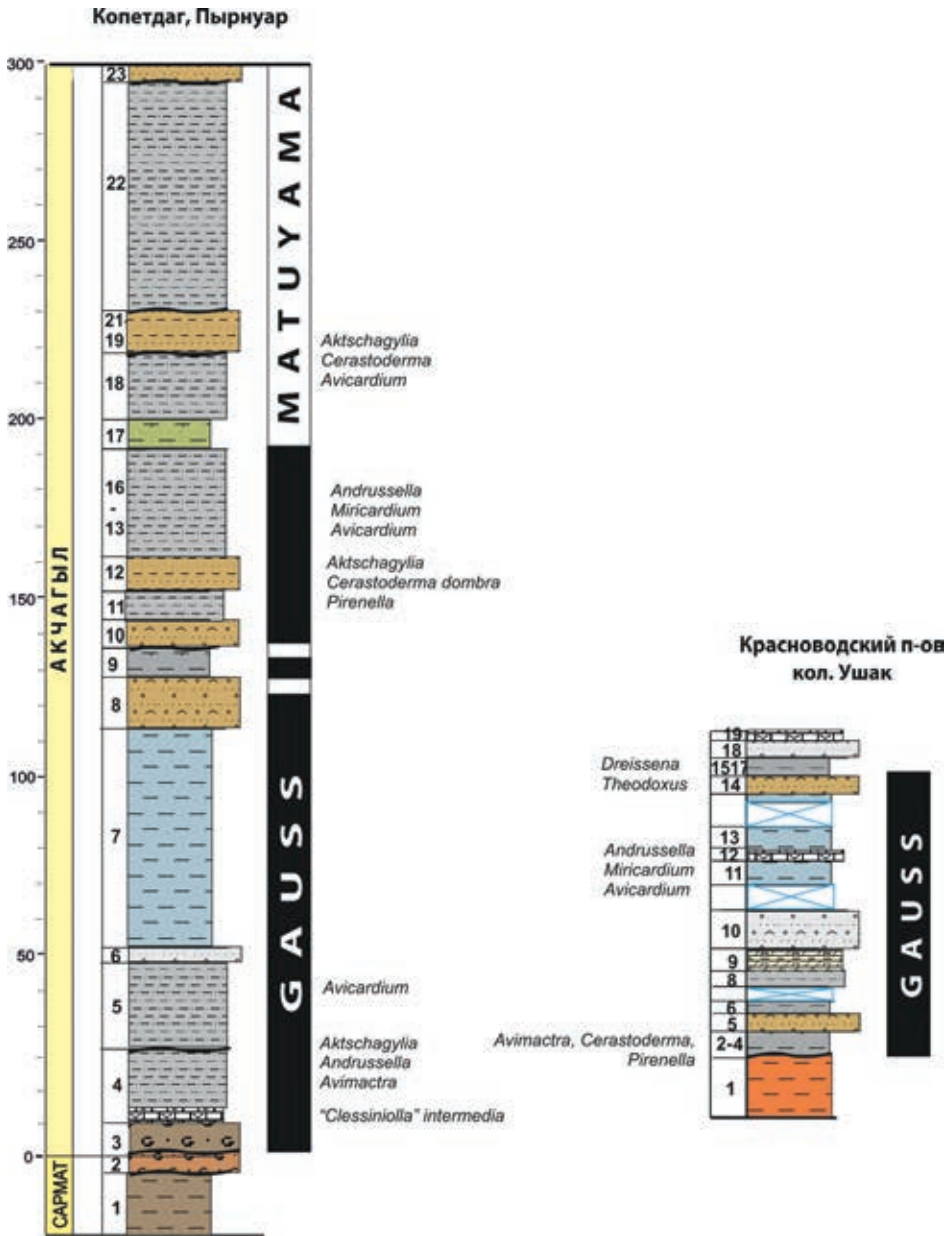


Рис. 7. Схема лектостратотипа акчагильского регионаруса на Краснодарском полуострове и гипостратотипа в Копетдаге и их палеомагнитная характеристика (по Трубинин, 1977; Данукалова, 1996)

В полном объеме акчагильские отложения также хорошо вскрываются в разрезах Куринского бассейна – Джейрнакечмез, Хаджигабул и Локбатан (Richards, 2018; Van Baak et al., 2019; Lazarev et al., 2019, 2021; Hoyle et al., 2020).

Мощность регионаруса достигает 600-750 м (в Терско-Кумском прогибе).

Подразделение акчагыла на подъярусы или региональные слои вызывает разногласия. Стратиграфические подразделения, основанные на фаунистических данных, предложенные В.П. Колесниковым (1936, 1940) и названные Н.П. Парамоновой (1994) ушакскими, умчальскими и супримчекскими слоями, применимы к ограниченному числу разрезов и лишь в южной части бассейна (Туркменистан, Азербайджан, Восточная Грузия, Дагестан), наиболее богатой моллюсками. В северной части (Среднее Поволжье и Прикамье, Башкирское Предуралье) из-за обедненности малакофауны или ее отсутствия выделение слоев и подъярусов на основе фаунистических данных невозможно, для этих регионов предложены самостоятельные местные стратиграфические схемы.

Согласно другим исследователям (А. Али-заде, 1961; Трубихин, 1977; Данукалова, 1996 и др.) деление акчагыла следует основывать на трансгрессивно-регрессивных циклах, которые не совпадают с этапами развития малакофауны. При этом одни из авторов делят акчагыл на две части, а другие – на три.

Магнитостратиграфическая корреляция акчагыла, официально принятая в региональной стратиграфической схеме неогена России (Унифицированная ..., 2004), основывается на палеомагнитных данных из разрезов Туркменистана (Трубихин, 1977). Здесь, в большинстве разрезов акчагыл берет начало в пределах долгого нормального хрона, который выше сменяется долгим обратномагнитным хроном (рис. 8). Эта инверсия была интерпретирована как смена палеомагнитных хронов Gauss/Matuyama (C2An – C1r). В шести из 20 изученных Трубиным разрезах, в пределах хрона Gauss были найдены один-два небольших реверсных интервала, интерпретированных как субхроны Каена (2An.1r) и Mammoth (2An.2r), что явилось основанием для корреляции начала акчагыла с основанием хрона Gauss (2An.3n), имеющим в GPTS 2020 возраст 3.6 млн лет. Верхняя граница акчагыла была скоррелирована с основанием субхрона Gilsa, которое в соответствии с используемой в то время шкалой А. Кокса (Cox, 1969) имело возраст 1.79 млн лет. В дальнейшем, несмотря на многократные изменения GPTS, возраст границы так и остался на уровне 1.8 млн лет и в настоящее время проводится внутри субхрона Olduvai (C2n) (Унифицированная ..., 2004).

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

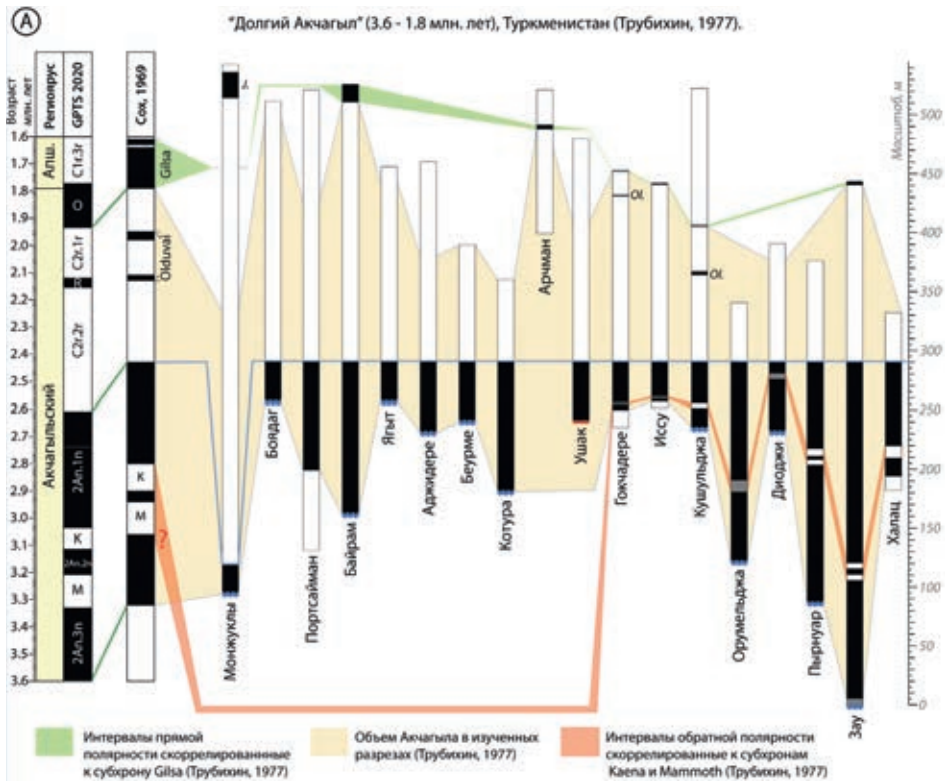


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов акчагыла Туркмении в интерпретации В.М. Трубихина (1977)
Сокращения: Апш. – Апшеронский; Хроны: М – Mammuth; К – Kaena; R – Reunion; O, Ol. – Olduvai.

Позже появились сомнения в такой интерпретации. Оценка скоростей осадконакопления в разрезах, содержащих реверсные зоны, интерпретированные как Kaena и Mammoth, показала, что они являются слишком короткими и, вероятно, представляют собой не полноценные субхроны, а лишь короткие экскурсы (Гурарий, 2015). Так, данные В.М. Трубихина (1977) по разрезу Пырнуар было предложено интерпретировать иначе (рис. 9): вся нормально намагниченная часть разреза Г.З. Гурарием (2015) была скоррелирована с хроном C2Ap.1n. Косвенным подтверждением данного вывода может являться очень ограниченное появление реверсных интервалов (в 6 из 20 изученных Трубихиным разрезах), их различающееся число (1 или 2) и полярность (от обратной до неопределенной).

В последних работах по Куринскому бассейну было предложено трехчленное деление акчагыла, базирующееся на реконструкции палеоусловий, седиментологии, интегрированных данных по магнито-биостратиграфии и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датированию (рис. 10). Новая возрастная модель, основанная на данных седиментологии, магнито- и биостратиграфии и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датированию, позволяет выделять в акчагыле следующие интервалы:

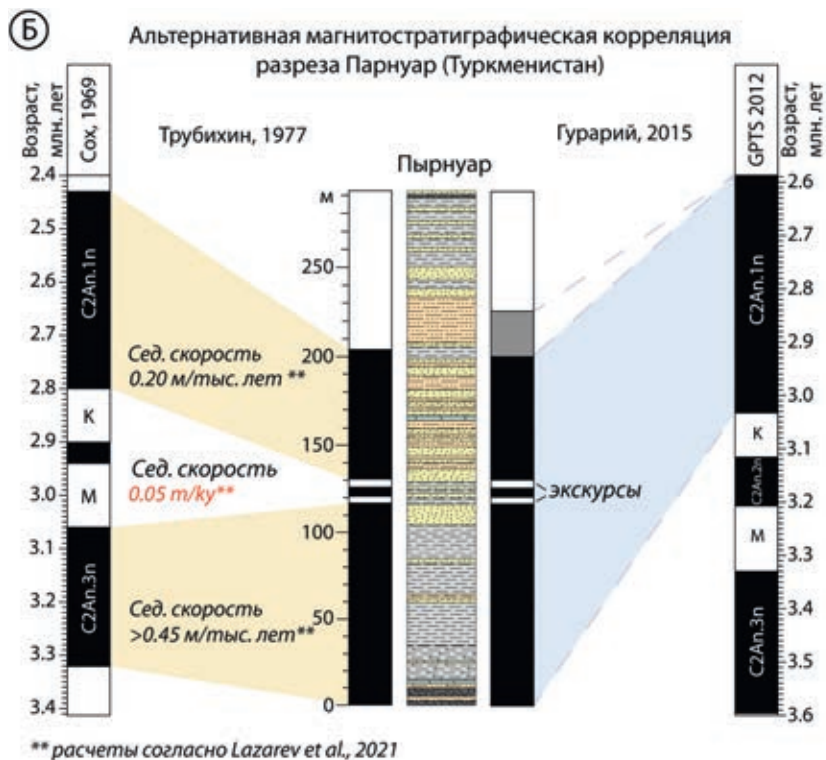


Рис. 9. Схема интерпретации палеомагнитных данных по разрезу Пырнуар. Слева от разреза показана интерпретация В.М. Трубихина (1977) с подсчетом скоростей седиментации, выполненных С. Лазаревым. Справа – альтернативная корреляция Г.З. Гурария (2015), где подошва акчагыла сопоставлена лишь с верхним субхроном эпохи Gauss C2An.1n.

1. Начало акчагыльской трансгрессии с пресноводно-мезогалинными условиями (2.95 – 2.75 млн лет), нижняя часть хрона 2An.1n (верхний Gauss).
2. Мезо-эвгалинный, или «морской» акчагыл (2.75 – 2.45 млн лет), охватывающий инверсию Gauss-Matuyama (верхи 2An.1 – низы C2r.2r).
3. Олигогалинный интервал (2.45 – 2.13 млн лет), C2r.2r – внутри субхрона C2r.1n (Reunion) (Lazarev et al., 2021) (рис. 10).

По представлениям российских участников при характеристике среднего акчагыла все же нельзя использовать термин эвгалинный и его правильнее характеризовать как мезогалинный.

Накопление данных по магнито-биостратиграфии и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датированию в Куринском бассейне показало, что большая часть хрона Gauss, включая субхроны Каена и Mammoth, располагается в отложениях продуктивной серии (Van Baak, 2015; Van Baak et al., 2019). Акчагыл, начинающийся здесь с обширной трансгрессии, коррелируется внутри C2An.1n (верхний Gauss), что в целом соответствует и большинству разрезов Туркменистана. Верхняя граница акчагыла, подробно изученная в разрезах Гойчай и Хаджигабул, была проведена внутри субхрона Reunion (C2r.1n) с возрастом 2.13 млн лет по появлению первых апшеронских моллюсков *Apscheronia* sp. и *Monodacna* sp. (Lazarev et al., 2019).

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

Альтернативная возрастная модель акчагыла (2.95 - 2.13 млн. лет)
(Lazarev et al., 2021)

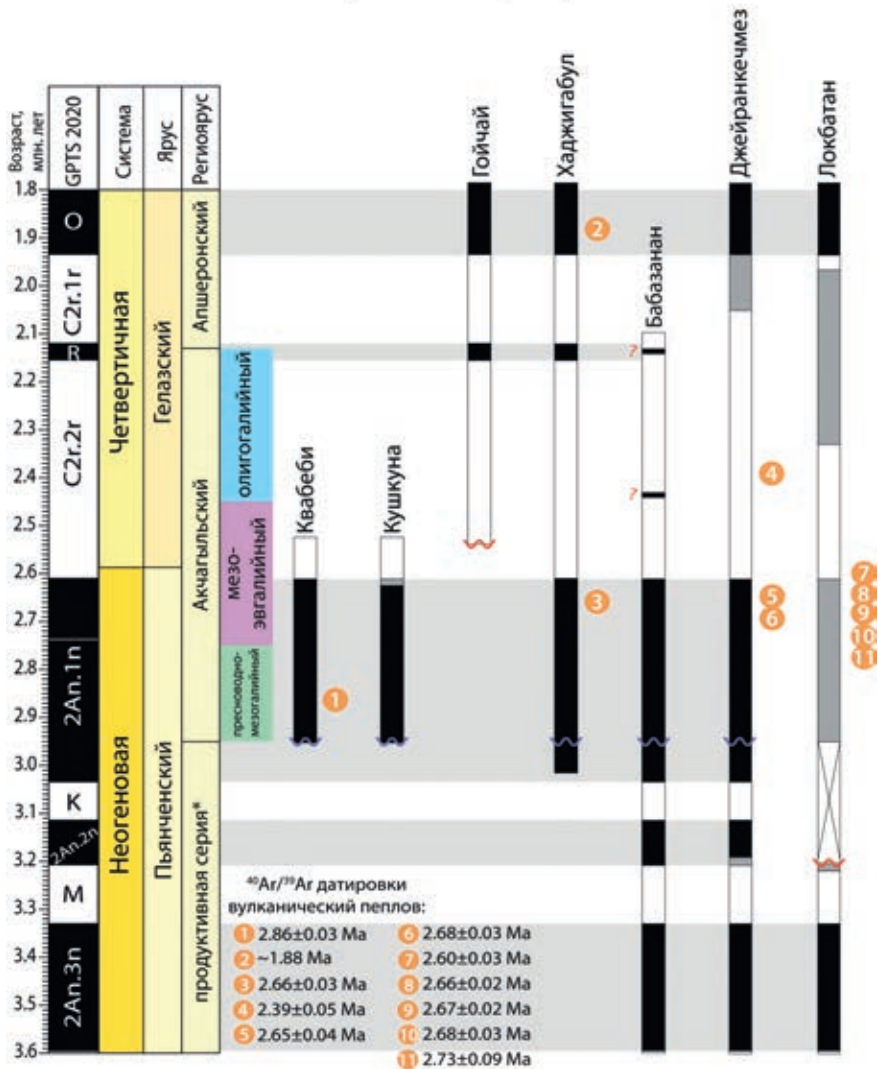


Рис. 10. Альтернативная возрастная модель акчагыльского региона, основанная на реконструкции палеоусловий и возрасте акчагыла по магнито-биостратиграфическим и изотопным данным разрезов Куринской депрессии (по Lazarev, 2021, рис. 9, с изменениями)

Авторы исследований подчеркивают, что фаунистическая характеристика данных интервалов может сильно отличаться латерально, в силу высокой изменчивости условий осадконакопления, а соответственно, и палеоэкологических условий рассматриваемой фауны. Чтобы избежать некорректного расчленения акчагыльских отложений в межрегиональном масштабе, необходимо совместное применение методов датирования (магнито-стратиграфия и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование), реконструкции условий осадконакопления

(седиментология) и учет данных по нескольким фаунистическим группам, отражающим разные палеоэкологические обстановки (моллюски, остракоды, фораминиферы и диноцисты) (Hoyle et al., 2020; Lazarev et al., 2021).

Эвксинский бассейн. Стратиграфическим аналогом собственно акчагыльских отложений Каспийской области являются **куяльницкие слои** Эвксинского бассейна (Синцов, 1875; Михайловский, 1909а), представленные мелководными песками, песчаниками и глинами с прослоями мергелей. Они содержат лишь немногочисленные виды двусторчатых моллюсков родов *Lympocardium*, *Prosodacna*, *Pseudocatillus*, *Dreissena*, унаследованные от киммерия, и в районах Северного Приазовья – Тамани переслаиваются с собственно акчагыльскими отложениями с мактридами (*Aktschagyliya*) и редкими *Cerastoderma*.

Таманские слои с акчагыльскими моллюсками обнажаются на Таманском п-ове вблизи Бугазского лимана и представлены песками и глинистыми песками (до 20 м) с *Aktschagyliya subcaspia*, *A. karabugasica*, редкими *A. ossoskovi*, *Cerastoderma dombra*, *Raricardium* ex gr. *konjuschevskii*, *Unio*, *Viviparus*, *Melanopsis*. Эти отложения лежат на надрудных куяльницких песках с *Pachydaena kujalnicensis*, *Pseudocatillus subriegeli*, *P. vulgare*, *Dreissena theodori* и пресноводными моллюсками (полевые данные Невесской, 1974 г., Неогеновая система, 1986) и в разрезе у с. Веселовка содержат зубы грызунов *Mitomys hintoni livenzovicus* (Тесаков, 2002).

Таким образом, таманские слои в разрезах Таманского полуострова отвечают верхам куяльницких слоев. Поскольку в скважинах акчагыльские моллюски обнаружены также в низах куяльницких слоев (в Северном Приазовье и в Восточном Крыму – Семененко, 1966, 1975) и куяльник имеет ту же палеомагнитную характеристику, что и акчагыл (Семененко, Певзнер, 1979), он в целом может считаться аналогом акчагыла (Носовский, Семененко в Неогеновая система, 1986, с. 141), хотя самые верхи куяльника, возможно, отвечают низам апшерона (Семененко, 1975).

Корреляция. Корреляция акчагыла, официально принятая в региональной стратиграфической схеме неогена России, основывается на палеомагнитных данных (рис. 8). Подошва акчагыла коррелируется с основанием хрона Gauss (2An.3n), имеющим в GPTS 2020 возраст 3.6 млн лет. Верхняя граница акчагыла сопоставляется с основанием хрона Gilsa, которое датируется 1.8 млн лет и проводится внутри субхрона Olduvai (C2n) (Невесская и др., 2004).

При альтернативной интерпретации палеомагнитных данных начало акчагыла проводится в основании субхрона C2An.1n (верхний Gauss). Верхний акчагыл включает субхрон C2r.2r внутри C2r.1n (Reunion) (Lazarev et al., 2021). Нижний акчагыл соответствует пресноводно-мезогалинным условиям осадконакопления; мезогалинный (или миксомезогалинный, согласно Невесской и др., 2005) средний интервал отвечает «морскому акчагылу»; верхний акчагыл характеризуется олигогалинными условиями палеосолености (согласно Lazarev et al., 2021, с изменениями).

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ

В данном разделе мы рассмотрим наиболее полные из неогеновых разрезов в разных частях Восточного Паратетиса, важные как для внутренних подразделений регионарусов, так и для обсуждения их границ с ниже- и вышележащими подразделениями. Порядок рассмотрения разрезов определяется геохронологическим возрастом нижних подразделений, для которых он является опорным – от более древних к более молодым. Разрезы, для которых этот возраст примерно совпадает, описываются от более северных и западных к восточным и южным, в том порядке, в котором они приведены и пронумерованы на рис. 11.

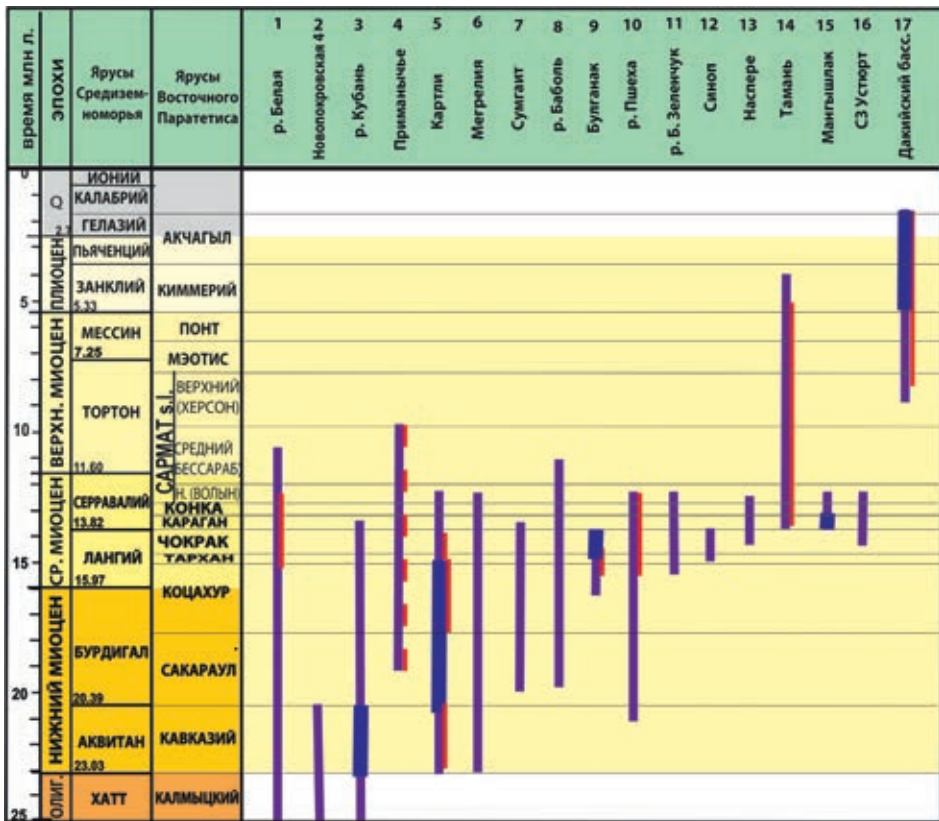


Рис. 11. Схема стратиграфических интервалов опорных разрезов неогена, описанных в данной работе. Синим, более жирным выделены стратотипические разрезы и интервалы. Красной линией показаны интервалы, охарактеризованные палеомагнитными данными

Изученность некоторых из этих разрезов пока недостаточна для того, чтобы характеризовать их как опорные. В этих случаях приводимая информация, возможно, послужит их дальнейшему изучению.

1. Река Белая, Адыгея

Разрез по р. Белой выше г. Майкопа является стратотипическим для майкопской серии, прослеживаемой в относительно глубоководных часто аноксических фациях по всему Восточному Паратетису от Болгарии до Западного Копетдага и от Волгограда до Северной Турции и Северного Ирана. Разрез прекрасно обнажен как в палеогеновой, так и в неогеновой частях и является сейчас наиболее полно и комплексно изученным в Предкавказье (Белуженко, Коваленко, 2005; Белуженко и др., 2007; Sachsenhofer et al., 2017, 2018; Попов и др., 2018б, 2019; Palcu et al., 2019; Van der Boon et al., 2019). Здесь прошло международное совещание по проектам 326, 329 и 343 Международной программы геологической корреляции (Akhmetiev et al., 1995). Проведена геологическая съемка (Коваленко и др., 1984; Корсаков и др., 2013), по материалам которой издана монография (Белуженко и др., 2007).

В 2014–2018 гг. мы изучали этот разрез в сотрудничестве с международной группой, в которой участвовали специалисты из палеомагнитной лаборатории Утрехтского университета (Нидерланды), а также ученые из Горного университета Леобена (Австрия).

1.1. Река Белая от северной окраины станции Абадзехской до устья балки Семиколенной (верхний майкоп)

В 1994–1996 гг., при проведении работ по проектам МПГК №№ 174, 326 и 329 наряду с традиционными группами – фораминиферами, моллюсками, ихтиофауной – в этом разрезе был впервые исследован фитопланктон. Данные по наннопланктону были получены Я. Крховским (Krhovsky et al., 1995), диноцисты и спорово-пыльцевые комплексы изучены Н.И. Запорожец (Akhmetiev et al., 1995; Запорожец, 1999), данные по ихтиофауне получены Е.К. Сычевской (в Akhmetiev et al., 1995; Попов и др., 2009а), а также собирались и обрабатывались А.Ф. Банниковым (Банников, Парин, 1997; Банников, 2010).

Позднее диноцисты и спорово-пыльцевые комплексы были изучены более детально по образцам 2014 г. (Запорожец, Ахметьев, 2017), получены и подготовлены к публикации геохимические и изотопные данные (Sachsenhofer et al., 2017, 2018). Наннопланктон и фораминиферы изучались из той же серии образцов, которые отбирались на палеомагнитные исследования в 2016–2018 гг. (рис. 12).

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

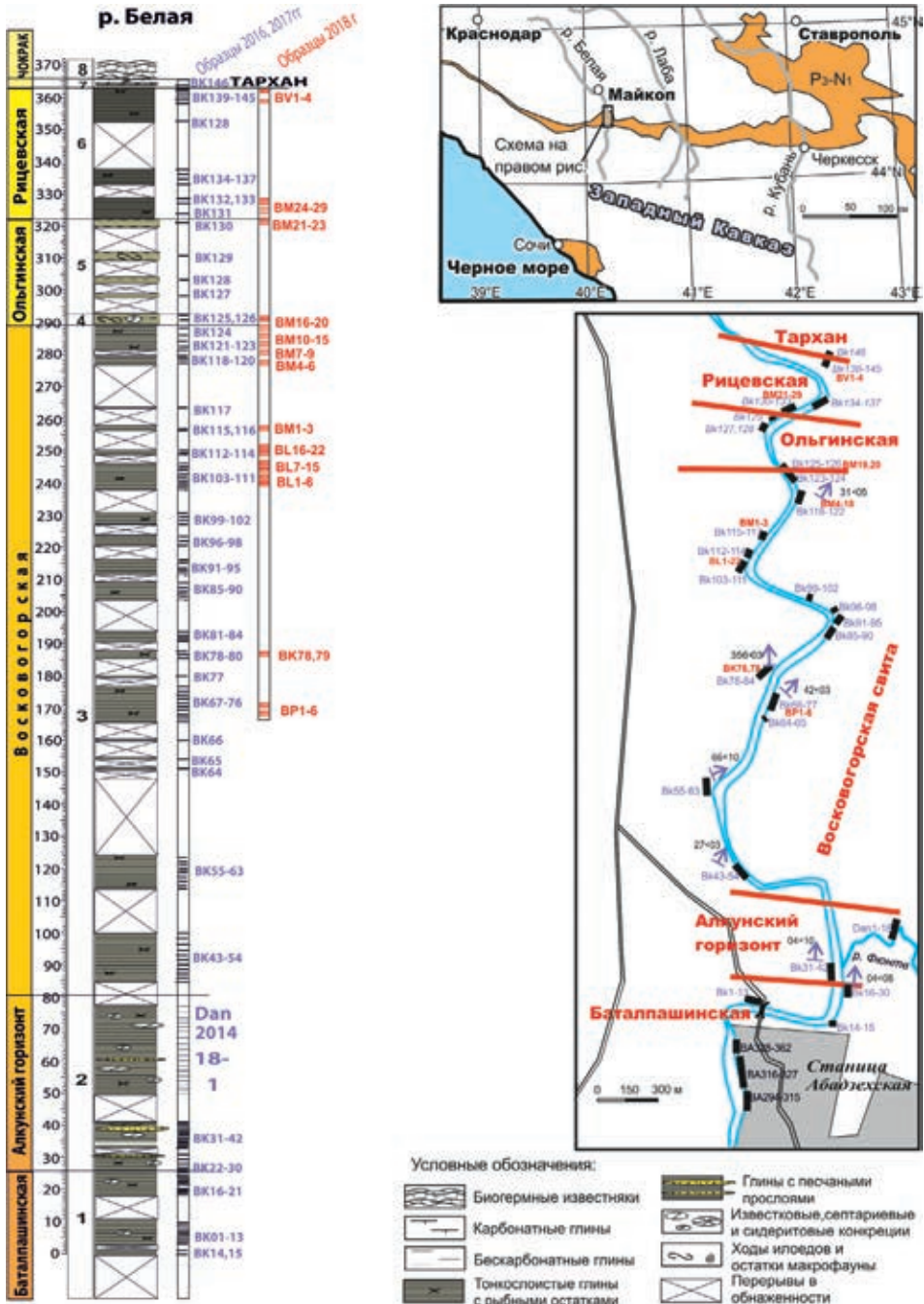


Рис. 12. Схема разреза верхней миоценовой части майкопской серии по р. Белой к северу от станции Абадзехской с его расположением на местности и положением взятых образцов

Описание разреза. Миоценовая часть майкопской серии обнажена не столь полно, как олигоценовая (Попов и др., 2019). Тем не менее и здесь нет больших перерывов в обнаженности (рис. 12). У северной окраины станицы Абадзехская у моста обнажаются:

1. **P₃bt** (Баталпашинская свита). Глины серые и темно-серые бескарбонатные тонкослоистые, с рыбными остатками. В них встречаются редкие септариевые конкреции (до 0.5 м диаметром) и более мелкие сидеритовые. Примерно в этой части разреза на горе Лысой на левом берегу р. Белой выше моста найдены мелкие раковинки фораминифер: *Spiroplectamina* aff. *terekensis*, *Cibicidoides* aff. *pseudoungerianus*, *C. almaensis*, *Caucasina* aff. *buliminoides*, *Globigerina praebulloides*, *G. yeguaensis yeguaensis*, *Globorotalia* sp. и др.

Комплекс диноцист с *Chiropteridium partispinatum*, *Deflandrea spinulosa* верхней части **зоны D16** хатта – низов аквитана (Запорожец, Ахметьев, 2017). В палинокомплексе многочисленны Таходиацеае, пыльцы Ринацеае мало, покрытосеменные составляют около 25% и включают субтропические таксоны: *Engelhardtia*, *Castanopsis*, *Quercus graciliformis*.

Выше комплекс диноцист характеризуется доминированием *Deflandrea granulata*, *Chiropteridium partispinatum*, *Deflandrea spinulosa* f. *majkopica*, *Labyrinthodinium truncatum*, *Deflandrea* sp. и *Apteodinium* sp. В палинокомплексе доминирует пыльца Таходиацеае, составляющая более 90% от всех палиноморф. В группе пыльцы покрытосеменных доминируют букоцветные (Fagales), представленные многочисленными Fagaceae и Juglandaceae, при меньшем участии Mугicaceae и Betulaceae. Климат был влажным и теплым.

Мощность верхней части свиты от моста до устья руч. Фюнтв по проложению и углам падений около 30 м.

В склоне правого берега после крупного оползня, а также напротив руч. Фюнтв и по его руслу выходят:

2. **P₃-N₁al** (Алкунский горизонт). Глины темно-серые, тонколаминированные, слабо алевроитистые, с блестками слюды и многочисленным рыбным детритом, с редкими сидерито-септариевыми конкрециями (до 0.4 м). Изредка встречаются прослой слабо карбонатных глин и песков светло-серых, тонкозернистых, хорошо сортированных, глинистых (0.3–0.6 м, иногда до 2.5 м, тогда – со следами оползания, сгруживания).

Выше руч. Фюнтв в карбонатных прослоях правого берега в нижней части толщи найден наннопланктон: *Cyclicargolithus floridanus*, крупные *Helicosphaera euphratis*, *Pontosphaera enormis*, *P. rothii*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus* (зоны NP25, по данным J. Krhovsky в Akhmetiev et al., 1995). Комплекс диноцист с редкими *Chiropteridium partispinatum* и *Deflandrea spinulosa* (эпиболь) (Запорожец, Ахметьев, 2017), характерными для переходных слоев от хатта к аквитану. В палинокомплексе Таходиацеае более многочисленны, чем *Pinus*, покрытосеменные составляют около 25% и включают субтропические таксоны: *Engelhardtia*, *Castanopsis*, *Quercus* ex gr. *graciliformis*.

В верхней части толщи в русле руч. Фюнтв и склоне его правого берега М.Е. Былинской найдены двухрядные планктонные фораминиферы

Streptochilus pristinum (обр. 15), довольно многочисленные и нормальных размеров, известные с верхов олигоцена до среднего миоцена. В Трансильванском бассейне эта форма найдена в верхнем бурдигале (Beldean et al., 2010). Кроме того, здесь встречены бентосные фораминиферы: *Bolivina mississippiensis*, *B. aff. goudkoffi caucasica*, *B. dilatata*, *Asterigerina aff. bracteata* и спикулы губок. Комплекс наннопланктона с редкими *Pontosphaera enormis*, *Cyclicargolithus floridanus*, одиночными экземплярами *Triquetrorhabdulus carinatus*, частыми *Cyclicargolithus abisectus*, отнесен к **слоям с *Cyclicargolithus floridanus***, который при отсутствии типичных элементов олигоценовой наннофлоры, вероятно, свидетельствует о начале миоцена.

Комплекс диноцист включает миоценовые виды: *Labirintodinium truncatum*, *Cleistrosphaeridium*, *Thalassiphora*, *Paleocystodinium golzowense*, *Bitectodinium* sp., *Selenopemphix nephroides* (Запорожец, Ахметьев, 2017). Палинокомплекс с Angiospermae / Gymnospermae = 3.5; больше Taxodiaceae, чем Pinaceae, больше Betulaceae, чем Fagaceae + Juglandaceae. Климат был влажным, умеренно теплым.

Ихтиофауна характеризуется небогатой ассоциацией с “*Sardinella*” sp., “*Pavlovichthys*” sp., *Pseudotetrapterus* sp., *Repropca* sp., *Capros longispinatus*, представленной неполными скелетами и фрагментами. Около 50 м.

Ниже руч. Фюнтв обнажаются:

3. N_{1s} (Восковогорская свита). Монотонная толща глин темно-серых и серых, тонкослоистых, бескарбонатных, с рыбными остатками, почти без конкреций. Наряду с тонкой слоистостью глин, наблюдается и более грубая слоистость, обусловленная подчиненными прослоями более алевитистых и слюдистых глин, присыпок мелкозернистого песка, наличием бурой органики, прослоев туффита с биотитовым материалом, а также линзовидных скоплений костного материала со стяжениями сульфидов, микрокристаллического пирита.

В глинах из органических остатков встречены лишь диноцисты, пыльца и споры (Запорожец, Ахметьев, 2017). По сравнению с подстилающей свитой, в составе диноцист в низах толщи происходит существенное обновление и увеличение разнообразия диноцист за счет появления *Batiacasphaera sphaerica*, *Cousteaudinium aubryae*, *Gerlachidium aechmophorum*, *Hystrichokolpoma* cf. *cinctum*, *Impagidinium* spp., *Lejeunecysta marieae*, *Lingulodinium multivirgatum*, *Pentadinium goniferum*, *Sumatradinium druggii*, *S. hamulatum*, *S. soucouyantiae*, *Sumatradinium* sp., *Tuberculodinium vancampoae* и др., найдены акритархи и прازیнофиты (*Leiosphaeridia*, *Pterospermella* и др.), встречаются перетолженные палиноморфы. Пыльца таксодиевых составляет более 90%, среди покрытосеменных преобладают гаммелиевые, шелковичные, аралиевые.

В средней части толщи акритархи и прازیнофиты отмечены единично. В спорово-пыльцевом комплексе количество пыльцы таксодиевых снижается. В группе покрытосеменных преобладают листопадные дубы (*Quercus williamsoniana*, *Q. alnifoliiformis*, *Q. forestdalensis* и др.).

В верхней части свиты количество и разнообразие диноцист снижается, доминируют хоратные таксоны. Появляются *Exochosphaerodinium* sp.,

Brigantedinium spp., *Batiacasphaera hirsuta*, *Batiacasphaera* cf. *baculata*. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца таксодиевых. В мацератах проб наблюдается большой объем растительного детрита, вероятно поступающего с суши через Лабинскую авандельту (Запорожец, Ахметьев, 2017).

Здесь же (обр. ВК117) впервые встречены планктонные и бентосные фораминиферы: *Globigerina* aff. *parva*, *G. ouachitaensis*, *Lagena* sp., *Quinqueloculina* sp.

Мощность по проложению и углам падений около 200 м.

4. ?N₁ol (?Ольгинская свита). Глины зеленовато-серые неясно слоистые, слюдистые, алевритистые, с массой крупных ходов илоедов (0.5-0.8 см в диаметре, до 25-30 см длиной), выполненных мельниковитом и редкими слабо окатанными зернами кварца (до 3 мм). 4.5 м.

5. Переслаивание (через 2.5-3.5 м) глин тонко- и линзовиднослоистых серых, алевритистых иногда слюдистых и глин с муаровой слоистостью, с частыми рыбными остатками («рыбных литофаций»). Иногда встречаются прослойки зеленовато-серых массивных глин с ходами илоедов и стяжениями пирита. В комплексе ихтиофауны мезопелагические *Palaeogadus* были замещены видами рода *Merluccius* (*M. inferus*, *M. lednevi*), «*Sardinella*» cf. *sardinites* – на *Maicopiella brevicauda*. Стали преобладать автохтонные эндемичные виды бореальных родов (пелагические: *Onobrosmius sagus*, *Palaeomolva monstrata*, *Scomber gnarus*; прибрежные: *Syngnathus altus*, *Aulostomus fractus*, *Capros longispinatus*, *Leiognathoides minutus*, *Lednevia oligocenica*, *Arnoglossus distinctus*).

Среди органикостенного фитопланктона встречены *Brigantedinium* sp., *Selenopemphix nephroides*, *Lejeunecysta* sp., *Spiniferites* sp., *Operculodinium* sp.. В матриксе много цианобактериального материала. 25-30 м.

С неясным переходом из-за перерыва в обнаженности и оползней:

6. N₁¹⁻²rc (Рицевская свита). Глины темные, почти черные, тонколаминированные чистые, пластичные с рыбными остатками. В нижней части свиты количество палиноморф низкое, вверх по разрезу отмечается их возрастание. В составе диноцист преобладают *Batiacasphaera* (*B. hirsuta*, *B. cf. baculata*, *B. sphaerica*, *Batiacasphaera* sp.), *Apteodinium* sp., *Operculodinium* spp., *O. israelianum*, *Spiniferites* spp., *Brigantedinium* sp. Постоянно встречаются *Cleistosphaeridium* sp., *Cribroperidium* sp., *C. tenuitabulatum*, *Dapsilidinium* sp., *D. pseudocolligerum*, *D. simplex*, *Selenopemphix* sp., *S. brevispina*, *S. conspicua*, *S. nephroides*, *Hystrihokolpota* sp., *Impagidinium* spp., *Lejeunecysta* sp., *Lingulodinium machaerophorum*, *Lingulodinium* sp. Отмечаются переотложенные таксоны палеогена. Акритархи и празинофиты малочисленны.

В палиноспектре высших растений снизу вверх по разрезу содержание пыльцы таксодиевых сокращается и в верхней части свиты доминирует пыльца сосновых. В нижней части свиты *Betulaceae* и *Juglandaceae* встречаются примерно в равном количестве, при редкости *Fagaceae* и *Myricaceae*. В верхней части начинают преобладать *Fagaceae* и *Juglandaceae*, *Myricaceae*, *Hamamelidaceae*, *Ulmaceae*.

В некарбонатных глинах в 4 м от кровли (обр. ВК140) встречены редкие *Globigerina tarchanensis*, а в двух метрах (ВК142) – *Saccamina* aff. *zuramakensis*. Около 40 м.

Самые верхи ричевской свиты (12 м) и известняки и глины тарханского и чокракского регионарусом вскрываются в правом борту долины, в 20 м выше уреза воды над оползневым цирком:

7. N₁^{2tr} (Тархан). Глины серые, известковистые и неизвестковистые с пластом (до 15 см) крепкого мергеля в кровле. В глинах и мергеле встречена типичная фауна и наннопланктон тарханского регионаруса (см. ниже). Фораминиферы в глинах непосредственно под мергелем (ВК145) представлены комплексом **слоев с *Sigmoidina haidingerii***. 0.3-0.5 м.
8. Глины темно-серые известковистые, тонкослоистые, по наслоению алевроито-слистистые с мелкими *Limacina* и бентосными фораминиферами **слоев с *Bolivina tarchanensis*** (ВК146): *Lagena* sp., *Siphonaperta mediterraneensis*, *Quinqueloculina akneriana*, *Q. consobrina*, *Q. gracilis gracilis*, *Florilus boueanus*, *Caucasinella* aff. *elongata*, *Bolivina* aff. *antiqua*, *B. tarchanensis*. Среди фитопланктона встречены *Achomosphaera* sp., *Apteodinium* sp., *Batiacasphaera sphaerica*, *B. hirsuta*, *Homotryblum* sp., *Hystrichokolpoma* sp., *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Impagidinium* spp., *Lejeunecysta* sp., *Operculodinium* spp., *Palaeocystodinium* cf. *powellii*, *Pentadinium* cf. *laticinctum*, *Spiniferites* spp., *Tectatodinium* sp. и переотложенные таксоны палеогена. 1.5-2 м.

Выше с резким несогласием залегают:

9. N₁^{2ch1} (нижний чокрак). Биогермные известняки желто-серые со сферическими скорлуповатыми поверхностями нарастания, переходящие вверх по разрезу и по простиранию в глину. Многочисленная фауна гастропод и двустворок чокракского регионаруса (подробнее см. ниже).

Видимая мощность 6.5 м.

Обсуждение и корреляция. Расчленение и корреляция верхнемайкопской части разреза крайне затруднены из-за монотонности глин этого интервала, отсутствия реперных уровней и неполной обнаженности. Их номенклатура и корреляция вызывают большие разногласия. Часть исследователей (Коваленко и др., 1984, Столяров, Ивлева, 2006; Попов и др., 2019 и др.) использовали здесь свиты, предложенные для Центрального Предкавказья: караджалгинскую, ольгинскую и ричевскую. Другие авторы выделяют здесь восковогорскую свиту и литологические подразделения: глинисто-сидеритовую и листоватую толщи (Коротков, 1935; Гроссгейм, 1960; Белуженко, Коваленко, 2006; Белуженко, 2010 и др.).

Ранее мы, вслед за А.С. Столяровым, также принимали свитное деление, предложенное для Центрального Предкавказья (Попов и др., 2019). Учитывая, что в разрезе р. Белой толща с септариевыми конкрециями и песчаными прослоями не перекрывает, а подстилает слои с карбонатными глинами и конкрециями алкунского горизонта, теперь мы отказались от применения здесь караджалгинской свиты и используем название восковогорская, которая внизу, вероятно, включает аналоги зеленчукской свиты. Положение последней, вероятно, угадывается по массовому перемыву и переотложению

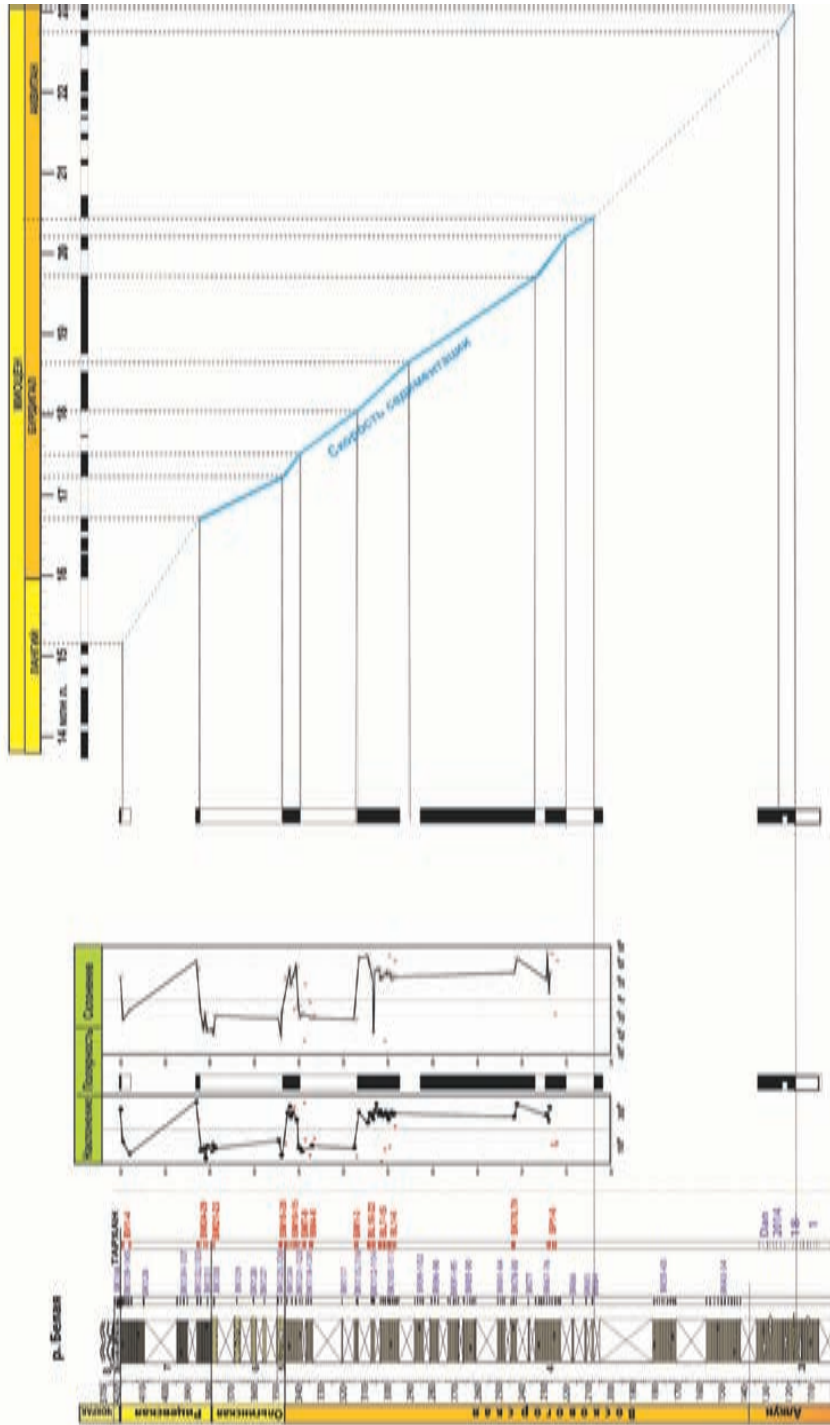


Рис. 13. Палеомагнитная характеристика верхнемайкопской части разреза р. Белой и ее соотношение с хронами глобальной шкалы геомагнитной полярности (GPTS)

в низах воскогорской свиты, хотя пески на этом уровне не встречены. Для верхних подразделений мы считаем возможным применение ольгинской и рицевской свит, так как они литологически обособлены, хотя мощность их здесь значительно меньше, чем в кубанском разрезе. Данные по фитопланктону и фораминиферам подтверждают правильность отнесения темных глин в кровле майкопа к рицевской свите.

Палеомагнитные данные (рис. 13) демонстрируют присутствие довольно полного набора хронов в бурдигальской части разреза и значительный перерыв в аквитане, вероятно, связанный с недостаточной обнаженностью.

Данные, полученные по составу диноцист и наннопланктона в разрезе р. Белой и в разрезе р. Кубани, стратотипическом для этих свит, убеждают нас, что такие литологические особенности разрезов, как появление септариевых конкреций и песчаных прослоев, лишь очень грубо отражают общие тенденции изменений в бассейне и появляются на существенно разных стратиграфических уровнях. Так, появление септариевых конкреций и песчаных прослоев в разрезе р. Кубань у г. Черкесска охарактеризовано миоценовыми комплексами диноцист и датируется аквитан – бурдигалом (подробнее см. с. 84), тогда как в разрезе р. Белой они появляются раньше и по диноцистам имеют скорее позднеолигоценый возраст (Запорожец, Ахметьев, 2017). Появление же карбонатности на уровне алкунского горизонта, напротив, получило палеонтологическое подтверждение одновозрастности комплексов наннопланктона и диноцист (Филиппова и др., 2010а, 2015; Белуженко и др., 2018), ранее предполагавшееся по составу фораминифер (Дмитриева и др., 1959).

В разрезе на р. Белой в низах алкунского горизонта выше устья руч. Фюнтв были найдены наннопланктон зоны NP25 шкалы Martini (1971) и комплекс диноцист, в котором впервые в майкопских разрезах появляются таксоны, имевшие преимущественно миоценовое распространение (Akhmetiev et al., 1995). Немного выше (10-15 м), в устье руч. Фюнтв и напротив него на левом берегу р. Белой Л.А. Головиной установлен биогоризонт с *Cyclicargolithus floridanus* (в слое 3). В нем, вслед за Я. Крховским (Krhovsky et al., 1995), подтверждены единичные находки индекс-вида *Triquetrorhabdulus carinatus*, что, при отсутствии типичных элементов олигоценовой наннофлоры, коррелируется с интервалом перехода от олигоцена к миоцену и скорее датируется базальной частью миоцена зоны NN1 шкалы Martini (1971). Комплекс диноцист с массовыми *Deflandrea spinulosa* и редкими *Chiropteridium partispinatum* характерен для переходных слоев от хатта к аквитану (Запорожец, Ахметьев, 2017).

Ихтиофауна этого интервала представлена небогатой тепловодной ассоциацией с “*Sardinella*” sp., “*Pavlovichthys*” sp., *Pseudotetrapterus* sp., *Repropca* sp., *Capros longispinatus*. Рыбы представлены неполными скелетами и фрагментами, частично или полностью расчлененными. Эти признаки указывают на относительно длительную флотацию мертвых рыб до их осаждения на дно с аноксическими условиями.

Уже в низах вышележащей воскогорской свиты комплекс диноцист существенно обновляется, в нем появляются стратиграфически важные нижнемиоценовые таксоны – *Cousteaudinium aubryae*, *Sumatradinium druggii*, *Sumatradinium hamulatum*, *S. soucouyantiae*, *Tuberculodinium vancampoeae*. На-

копление осадков происходило в нормально морских условиях, хотя по присутствию некоторых акритарх и празиофитов (*Leiosphaeridia*, *Pterospermella* и др.) можно заключить, что в бассейне была развита придонная аноксия либо стратификация водного столба. Также встречаются переотложенные палиноморфы (палеозойские, юрско-меловые и палеогеновые таксоны диноцист, пыльцы и спор), свидетельствующие о тектонической активности в начале восковогогорского времени, размыве и выносе материала, предположительно палео-Лабой.

Содержание пыльцы таксодиевых составляет во всех пробах по-прежнему более 90%. В группе покрытосеменных содержание пыльцы букоцветных достигает 25-30%, которой сопутствует пыльца гаммелиевых, шелковичных, аралиевых и др., что указывает на теплый климат, близкий к субтропическому, в начале восковогогорского времени.

В спорово-пыльцевом из средней части свиты доля пыльцы таксодиевых снижается, но их количество все еще превышает содержание сосновых (в 1.5 раза). В группе покрытосеменных преобладающей становится пыльца листопадных дубов.

В верхней части свиты в спектре фитопланктона снижается количество, а также разнообразие диноцист, отсутствуют *Deflandrea* spp., *Labyrinthodinium truncatum*, *Cousteaudinium aubryae*, *Gerlachidium aechmophorum*, *Sumatradinium hamulatum*, *Tuberculodinium vancampoae*. В комплексе доминируют хоратные таксоны, указывающие на открытый характер бассейна. Появляются *Exochosphaerodinium* sp., *Brigantedinium* spp., *Batiacasphaera hirsuta*, *Batiacasphaera* cf. *baculata*.

В спорово-пыльцевом спектре продолжает доминировать пыльца таксодиевых. Климат становится более теплым, о чем свидетельствует отсутствие пыльцы наиболее теплолюбивых субтропических таксонов: *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Quercus graciliformis* (Запорожец, Ахметьев, 2017).

В ольгинской свите органический фитопланктон беден, много цианобактериального материала. Редкость диноцист указывает на существенную роль пресных вод Лабинской авандельты.

В нижней части рицевской свиты палиноморф мало, в составе диноцист доминируют *Batiacasphaera*, *Apteodinium* sp., *Operculodinium* spp., *O. israelianum*, *Spiniferites* spp., что говорит о близости берега и нарушениях солености либо стратификации водной массы. Встречены формы, переотложенные из палеогена.

Доминирование батиакосфер и находки *Saccamina* aff. *zuramakensis* в составе фораминифер подтверждают правильность отнесения темных глин в кровле майкопа к рицевской свите.

Содержание пыльцы таксодиевых продолжает уменьшаться, и начинает доминировать пыльца сосновых. Происходят изменения и в группе пыльцы покрытосеменных: если в нижней части свиты преобладают *Betulaceae* и *Juglandaceae*, при низком количестве *Fagaceae* и *Muricaceae*, то в верхней части доминируют *Fagaceae* и *Juglandaceae*, субдоминанты – *Muricaceae*, *Namamelidaceae*, *Ulmaceae*. Климат рицевского времени становился теплее, но оставался умеренно-теплым.

Переход к тархану без заметного несогласия.

1.2. Река Белая

от устья балки Семиколенной до г. Майкопа (средний миоцен)

Продолжение того же разреза выше монотонной глинистой толщи майкопской серии можно наблюдать ниже по течению, от устья балки Семиколенной до г. Майкопа (рис. 14, 15).

Эта часть разреза изучалась многими исследователями, начиная с работ С.И. Чарноцкого (1911), П.Я. Шибинского (1932), позже эти отложения описывались А.К. Богдановичем (1951), Р.Г. Дмитриевой с соавторами (1959), В.Н. Буряком (1960, 1965), Богдановичем, Буряком (1986) и др.; моллюски тархана и чокрака были описаны И.А. Гончаровой (1989). Фораминиферы и наннопланктон изучались В.А. Крашенинниковым (Крашенинников и др., 2003), Ю.В. Вернигоровой и Л.А. Головиной (Головина и др., 2009). После геолого-съемочных работ конца 90-х – 2000-х гг. появилась серия публикаций Е.В. Белуженко, которые суммированы в монографии Белуженко и др. (2007).

Разрез был описан А.С. Застрожным, С.В. Поповым в 1996 г., и частично это описание использовано в публикации Е.В. Белуженко и др. (2007). Слои 78-82 в сарматской части разреза описаны А.В. Гужовым. Моллюски были собраны Гончаровой в 1989 г., Поповым в основном в 2009 г. и Гужовым в 2014–2020 гг. Образцы на палеомагнитные и микропалеонтологические исследования были детально отобраны в 2014 и 2017 гг. Д. Палку и др. (Palcu et al., 2019a, 2021).

Описание разреза. Контакт с майкопом, тархан и низы чокрака описаны по правому берегу р. Белой в 0.7 км выше устья балки Семиколенной:

1. N_1^1rc (майкопская серия, рицевская свита). Глины темно-серые бескарбонатные, тонкослоистые. Видимая мощность 12 м.
2. N_1^2tr (тархан). Глины серые, прослоями известковистые и неизвестковистые с пластом крепкого мергеля в кровле (до 15 см). В глинах и мергеле встречена характерная фауна тарханского регионаруса: *Lentipeecten denudatus*, *Nucula nucleus*, *Nuculana fragilis*, *Musculus conditus*, *Modiolus hoernesii*, *Pteria mira*, *Isognomus radiatus*, *Parvicardium kubanicum*, *Abraparabilis*, *Hiatella arctica*, *Thyasira flexuosa*, *Ervilia pusilla*, *Xylophaga dorsalis*, *Aporrhais pespelecani*, *Euspira helicina*, *Pyrgulina brevis*, а также фораминиферы комплекса **слоев с *Sigmoilina haidingerii***: *Textularia tarchanensis*, *Textularia* sp. (раковина из мелких глобигерин), *Siphonaperta mediterraneensis*, *Lenticulina* aff. *inornata*, *Sigmoilina haidingerii haidingerii*, *S. tenuis*, *Quinqueloculina akneriana*, *Q. boueans*, *Q. consobrina*, *Q. gracilis gracilis*, *Q. gracilissima*, *Q. ungeriana*, *Q. selene*, *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Florilus boueanus*, *Nonion bogdanowiczii*, *Globigerina tarchanensis*, *G. bulloides*. Наннопланктон представлен видами *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera carteri*, *H. waltrans*, *H. mediterranea*, *Rhabdosphaera pannonica*, *R. sicca*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Pontosphaera multipora*, что позволяет отнести его к зоне NN5 шкалы Martini (1971). 0.3-0.5 м.

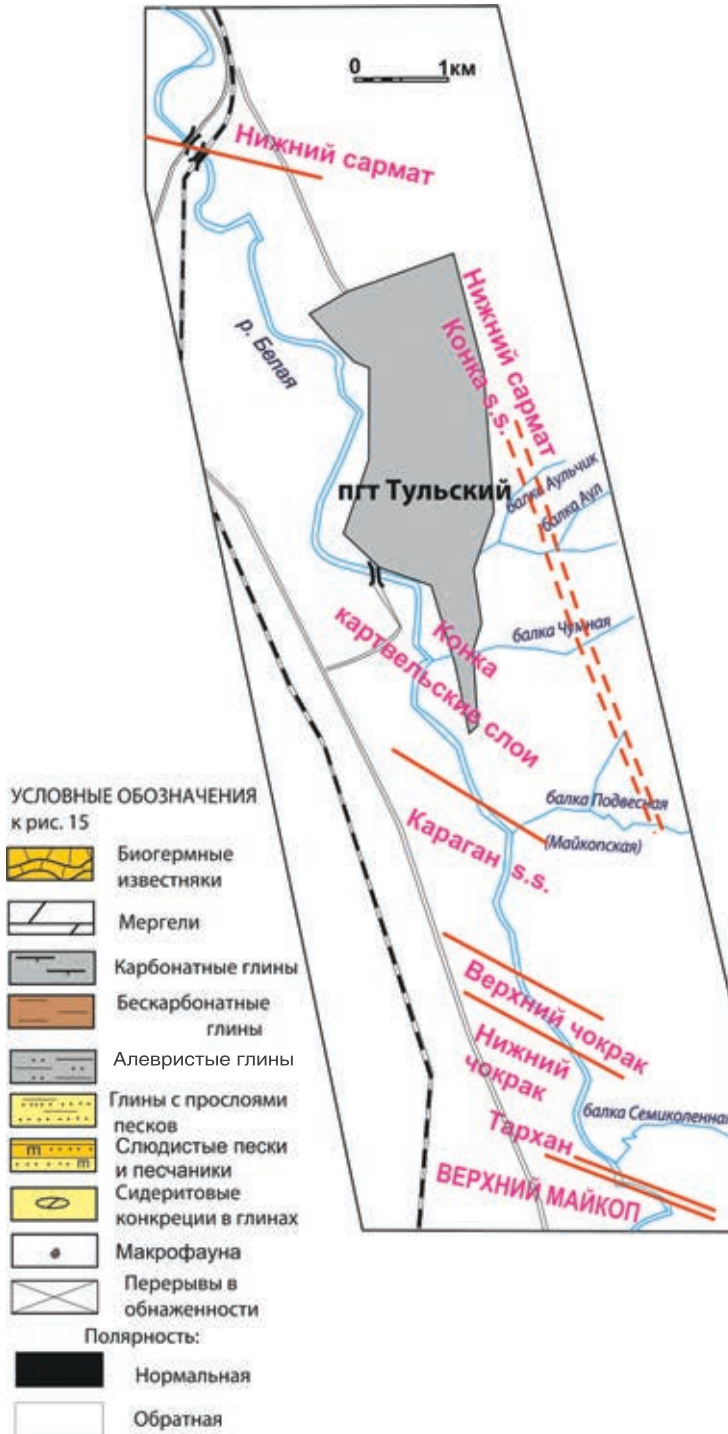


Рис. 14. Схема расположения выходов среднемиоценовой части разреза по р. Белая у пгт Тульский и условные обозначения к разрезу на рис. 15

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

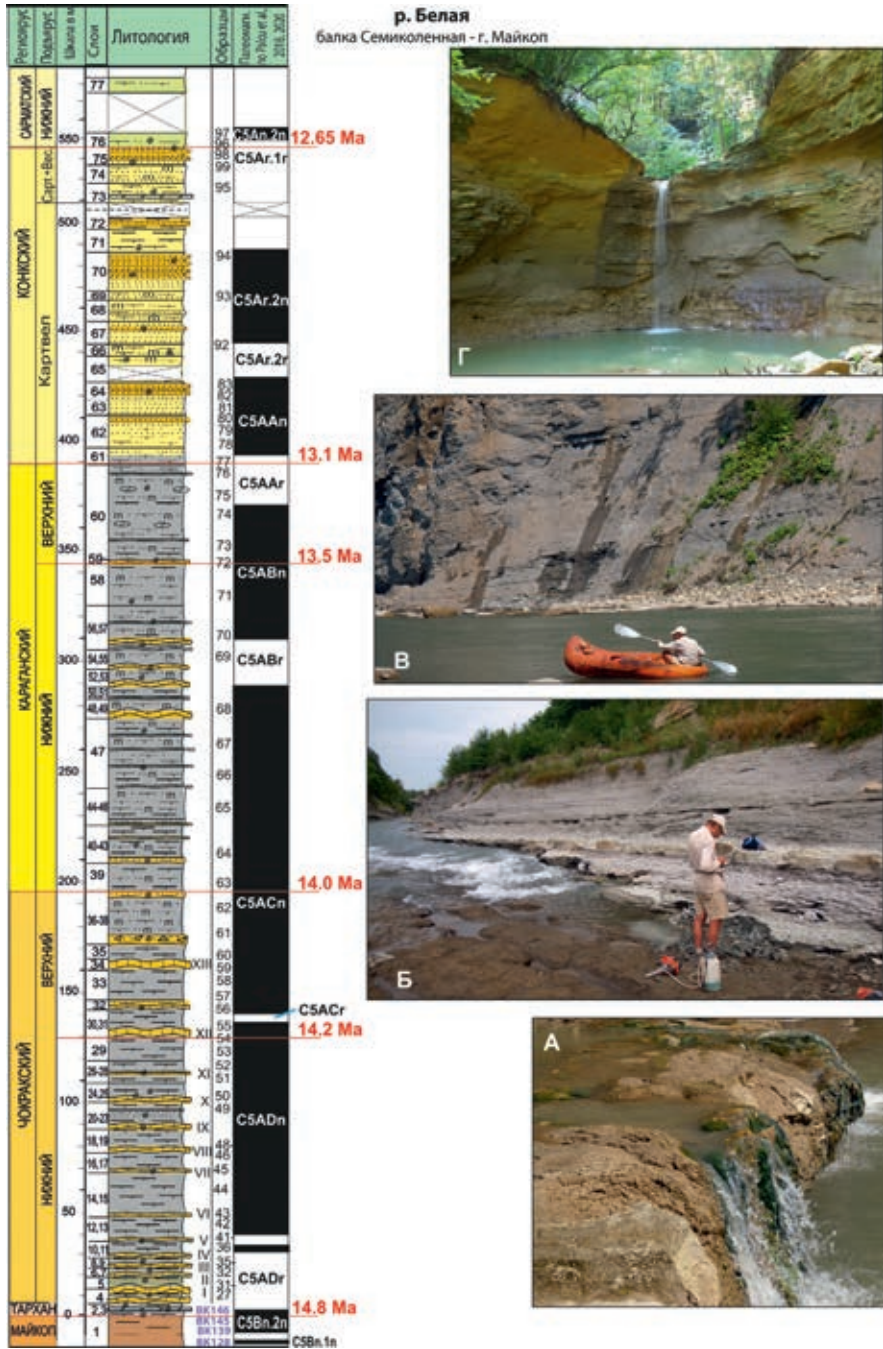


Рис. 15. Схема среднемиоценовой части разреза по р. Белая у пгт Тульский. Фото: А – Нижний биогермный известняк нижнего чокрака (слоя 4) в устье балки Семиколленной; Б – известковые прослои в глинах в верхах нижнего чокрака (слои 26-29); Г – водопад в песчаниках основания сармата в правом отвержке балки Майкопской (Подвесной)

3. Глины темно-серые известковистые, тонко горизонтальнослоистые, по плоскостям наслонения алевритистые и слюдитые. Моллюски с *Nassarius urupicus*. 2 м.

Выше в этом склоне резко несогласно залегают:

4. N₁²ch1 (Нижний чокрак). Несколько прослоев биогермных известняков желто-серых со сферическими скорлуповатыми поверхностями нарастания, чередующихся с подчиненными прослоями глин. Из известковых прослоев определены: *Mytilaster volhynicus*, *Musculus conditus*, *Gregariella tarchanensis*, *Irus irus*, *Ervilia praepodolica*, *Gomphomarcia taurica*, *Chama toulai*, *Gibbula* aff. *nefas*, встречены обломки сифоновой водоросли *Acetabularia andrussovi*. В глинах содержится богатый комплекс фораминифер чокрака – слоев с *Tschokrakella caucasica*. Около 6 м. Верх слоя и вышележащие отложения в стенке трудно доступны, слой 4-20 описаны в балке Семиколенной от ее устья, 50 м выше которого в р. Белой у уреза воды при малой воде выходит маркирующий пласт тарханского мергеля. Выше четко прослеживается чередование биогермных известняков с прослоями глин. Первые хорошо видны в русле р. Белой в виде ступеней – сливов. Для более надежного сопоставления разрезов балки Семиколенной с выходами по руслу реки достаточно мощные прослои биогермных известняков, дающие заметные перекаты в русле, пронумерованы снизу вверх римскими числами (I – XIII).

В устье балки вновь обнажается слой 4, который здесь можно описать более детально:

- 4а. Биогермный известняк (0.6-1.0 м); выше – известняк светло-серый (0.2-0.4 м), по простиранию переходящий в глину с *Varicorbula gibba*. 0.8-1.4 м.
- 4б. Биогермный известняк желто-серый со сферическими скорлуповатыми поверхностями нарастания, содержит двустворок и гастропод: *Nuculana fragilis*, *Arcopsis lactea*, *Limaria tuberculata*, *Parvicardium scabrum*, *Chama toulai*, *Ervilia praepodolica*. Хотя виды в основном проходящие, преобладание эвригалинных и эндемичных форм и отсутствие специфических тарханских видов свидетельствует о чокракском возрасте пород. 0.5-1.0 м.
- 4в. В основании – известняк (0.2-0.3 м) с массой гастропод и корбул, выше – глины серые известковистые. 0.9-1.1 м.
- 4г. Строматолитовый известняк с *Cerastoderma bogachevi* и гастроподами. 1.5-1.8 м.
- 4д. Известняк, в кровле переходящий в плотные глины. 0.5-1 м.
- 4е. Биогермный известняк. 0.5-2 м.

Общая мощность пачки около 6.5 м

Выше по течению балки Семиколенной залегают:

5. Глины зеленовато-серые, с пластом известняка в основании (до 0.2 м). Малакофауна: *Bittium digitatum*, *Nassarius subhoernesii subhoernesii*, *N. scrobiculatus*, *Limacina tarchanensis*. 1.2-2 м.
6. II биогермный известняк, в нижней части содержит окатыши глин и подстилающих биогермов (0.4-0.5 м), выше – несколько уровней ростовых биогермных поверхностей, образованных в основном известковыми

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

- трубками червей, мшанками, реже слоистыми поверхностями строматолитов. 1.5-2.5 м.
7. Глины серые, зеленовато-голубые, тонко-горизонтальнослоистые, алевролитистые и слюдистые по плоскостям напластования; в основании с тонкими пропластками известняка. В глинах найдены фораминиферы: *Quinqueloculina akneriana akneriana*, *Sigmoilitina tschokrakensis*, *Articulina problema*, *Articulina tschokrakensis*. 2.5 м.
 8. III биогермный известняк, с массой гастропод *Styliferina tarhanensis*, *Bittium agibelicum*, *B. tulskejense*, *Pusillina protogena*, *Nassarius contusus*, *Acteocina lajonkaireana*, *Ringicula costata* и др. 0.5-0.7 м, в раздувах шаровидной формы до 2 м.
 9. Глины темно-серые слабо алевролитистые плотные, тонко-волнистослоистые, с прослоями доломитизированных мергелей (0.1-0.2 м), с гастроподами *Nassarius scorbiculatus*, *Bittium digitatum* и др. 2 м.
 10. IV биогермный известняк с большим количеством раковин гастропод нижнего чокрака: *Gibbula nefas*, *Styliferina tarchanensis*, *Bittium reticulatum kamyshtakense*, *Pusillina protogena*, *Raphitoma janculica* и др. 0.4-0.6 м.
 11. Глины темно-серые, голубоватые, неясно слоистые, массивные, слабо алевролитистые, с моллюсками как в слое 9. 4 м.
 12. V биогермный известняк, ложится по резкой волнистой границе с окатышами глин и алевролитов, раковинами крупных *Perna*. 0.2-0.6 м.
 13. Глины темно-серые, голубоватые, в нижней части (0.5 м) пронизанные ветвящимися мшанками, в 1 м ниже кровли встречены конкреции известняка (0.2 м). 4 м.
 14. VI биогермный строматолитовый известняк, с раковинами двустворок и гастропод. 0.5-0.6 м.
 15. Глины темно-серые, голубоватые, массивные, слабослюдистые. В нижней части содержат известковистые прожилки по ходам илоедов, выше – редкие ходы, выполнены мельниковитом. 7 м.
 16. По резкой неровной границе – VII биогерм, состоящий из строматолитовых «корочек», битой ракуши и раковин чокракских моллюсков: *Loripes dentatus*, *Parvicardium kubanicum*, *Davidaschvilia intermedia*, *Gomphomarcia taurica*, *Ervilia praepodolica*, *Aequipecten opercularis*, *Musculus conditus*, *Chama toulai*, *Donax tarchanensis*, *Irus irus*, *Abra parabilis*, *Alaba tarchanensis*, *Ceirithium orientale*, *Bittium agibelicum*, *Mohresternia subprotogena*, *M. protogena*, *Acteocina lajonkaireana*, *Gubbula tschokrakensis*, *G. pictiformis*, *G. spartensis*, *Cerithium cattleyae*, *Finella praerexolanixa*, *Philbertia* spp., *Potamides cicur*, *Ringicula costata*, *Skenea* sp., *Odostomia* sp., обломков сифоновой водоросли *Acetabularia*, клешней крабов. 0.5- 0.7 м.
 17. Глины голубовато-серые массивные, иногда тонкослоистые. Фауна: редкие *Nassarius restitutus*. 3.5 м.
 18. VIII биогермный известняк, внизу рыхлый, выше – более крепкий, с массой ракуши и целых раковин чокракских гастропод. 1-1.5 м.
 19. Глины светло- и темно-серые, слабо алевролитистые с редкими ходами илоедов, выполненных мельниковитом, в кровле и подошве – с линзовидными прослоями известняка (10-15 см). 4.5 м.

20. IX известняк, состоящий из крупных караваеобразных тел и породы, сложенной из отдельных строматолитовых «корочек», раковинного детрита и раковин двустворок и гастропод: *Ervilia praepodolica*, *Davidaschvilia intermedia*, *Musculus conditus*, *Mytilaster volhynicus*, *Donax tarchanensis*, *Chama toulai*, *Politiitapes merklini*. Среди гастропод доминирует *Cerithium orientale*, но много *C. cattleyae*, из трохид – *Gibbula tshokrakensis*, *G. pictiformis*. 1-1.5 м.
Выше обнаженность по балке Семиколенной заканчивается, русло и борта закрыты оползнями. Продолжение разреза, включая слой 20 и выше, хорошо обнажено в русле и по правому берегу р. Белой, в 1-1.2 км южнее дачного поселка. От уреза реки и выше обнажаются:
20. IX известняк, с тонким пластом зелено-серого глинистого песка (0.15 м) в кровле, содержащего богатый комплекс двустворок (28 видов), среди которых преобладают *Ervilia praepodolica*, *Parvivenus marginata*, *Davidaschvilia intermedia*, *Pitar laskarevi*, *Gomphomarcia taurica*, *Perna tkvarcheliensis*, *Anadara bosporana*, *Parvicardium kubanicum*. 1.5-2.0 м.
21. Глины зеленовато-серые сильно известковистые, постепенно переходящие в глинисто-алевритовые серые пески. Пятнами встречаются *Cerithium cattleyae*, *C. orientale*. 0.9 м.
22. Песчаник рыхлый темно-серый, с прослоями гравелита, с массой гастропод и двустворок: *Davidaschvilia intermedia*, *Ervilia praepodolica*, *Anadara bosporana*, *Mytilus fuscus*, *Gomphomarcia taurica*, *Parvivenus marginata*, *Macoma sokolovi*, *Pitar laskarevi*, *Parvicardium kubanicum*, *Donax tarchanensis*, *Cerithium cattleyae*, *C. orientale*, *Caspihydrobia cubanica*, *Mohrensternia protogena*, *Finella praeroxolanica*, *Bittium binodulosum*, *Gibbula* spp., *Caecum banoni* и др. 1 м.
23. Глины светло-серые, голубоватые, массивные, иногда с плитчатой отдельностью (2-4 см), слабо алевритистые, слюдястые, с *Nassarius subhoernesii tamanensis*, *N. scorbiculatus*, *Bittium digitatum*, *Gibbula kertshensis*, *Limacina tarchanensis*. В подошве – прослой известняка (0.5 м), в 1 м ниже кровли и выше – масса пиритовых стяжений. 4 м.
24. По неровной резкой границе – X биогермный известняк, с брекчированным глинистым мактриксом в основании (0.4-0.5 м). На границе брекчии и обрастания – прослой мергеля белого (0.15 м) с раковинами. Биогермы уплощенные, неправильно-овальные, до 5 м в диаметре и 2 м высотой, размещены во вмещающих песках и гравелитах с мелкой галькой. Масса двустворок и гастропод: *Europicardium pseudomulticostatum*, *Donax tarchanensis*, *Cerithium cattleyae*, *C. orientale* и гибул (*G. tshokrakensis*, *G. pictiformis*). 1-2 м.
25. Глины серые, слабо алевритистые, массивные или тонко-, иногда неяснослоистые, в подошве много *Limacina*, *Abra*, *Nassarius subhoernesii tamanensis*, *Raphitoma* sp. В 2 м от подошвы – прослой крепкого светло-серого известняка (0.3 м) с плитчатой отдельностью (1-3 см). Над известняком глины становятся тонко-горизонтально слоистыми, алевритистыми и слюдястыми по наслоению, приобретают плитчатую отдельность. 3.6 м.

26. В основании – пласт зеленовато-серого брекчированного известняка (0.15 м) с желваками (до 2 см), сложенными пиритом и трубками червей, много мелких давидашвиллий, *Musculus* sp. Выше – глины светло-серые, тонко- и микрослоистые, алевритистые и слюдяные по наслоению, с редкими *Limacina*, абрами, *Davidaschvilia*. 2.6 м.
27. XI биогермно-строматолитовый известняк; в нижней части (0.3 м) состоит из корочек строматолитов, выше формируется обрастающая сферическая часть, заключающая раковины нижнечокракских моллюсков: *Parvicardium kubanicum*, *P. cf. michelottii*, *Anadara bosporana*, *Gibbula nefas*. 0.7 м.
28. Глины светло-серые алевритистые, слюдяные по плоскостям напластования, с плитчатой отдельностью, с лимацинами, в кровле – известняк зеленовато-серый, крепкий (0.35 м). 2 м.
29. Глины серые тонкослоистые алевритистые, в 1.3 м от основания встречен прослой биостромов с мелкими шаровидными телами (0.2-0.3 м, до 0.5 м). 5 м.
30. N₁²ch₂ (верхний чокрак). XII биогермный строматолитовый известняк; в основании залегают базальная брекчированная часть (0.5-0.7 м), выше – вытянутые сферические тела строматолитов (до 5 м) с массой мелких *Davidashvilia intermedia* (1-3 мм), *Ervilia praepodolica*. 2 м.
31. Глины серые известковистые, слабо алевритистые, с пятнами ожелезнения. В 1 м от подошвы – прослой туффита. В глинах – чокракские фораминиферы: *Quinqueloculina akneriana rotunda*, *Q. argunica*, *Q. akneriana longa*, *Florilus parvus* и др. В кровле глины светло-серые, тонко-горизонтальнослоистые, с присыпками алеврита по плоскостям напластования. 5 м.
32. По волнистой поверхности со следами перемыва – глинисто-известковая пачка с прослоями песка, волнистослоистого известняка, микрогалечного конгломерата. 1.3-1.5 м.
33. Глины темно-серые, тонкослоистые, с присыпками алевритов и слюды, раковинами *Davidashvilia*. В верхней части (2 м) глины становятся светло-серыми. 6-7 м.
34. XIII биогермный известняк. Состоит из двух частей: нижней – собственно биогермной и верхней – песчанисто-известковистой. В основании, как и в других биогермах, лежит брекчированный прослой, иногда имеющий линзовидную слоистость (0.3 м до 1.0 м), содержит известковые конкреции (до 10 см). В биогермной части ростовые поверхности, сложенные остатками мшанок, червей и водорослей, образуют шары диаметром до 2-3 м. Известняк имеет волнистую слоистость с органо-генно-обломочными прослоями, с массой раковин давидашвиллий и детрита. Выше, облекая биогерм, лежит пласт известняка (0.25 м). На нем – слой известкового песчаника, тонкозернистого, слюдяного, участками волнисто-слоистого, глинистого, с раковинным детритом. В кровле верхнего слоя – знаки ряби с высотой гребней до 5 см и расстоянием между гребнями до 50-70 см, с азимутом простирания ЮВ 15°. До 2.5 м.

35. Глины голубовато-серые, тонко-, горизонтально- и волнистослоистые, с присыпками слюдястых алевритов, с толщиной слойков 1-5 мм, с массой раковин *Davidashvilia* (1-3 мм); в кровле – зеленовато-серый известковистый алевролит (до 0.3 м) с наземными гастроподами ?*Helicidae*. 4 м.
36. Выше по слабоволнистой поверхности залегает брекчия, состоящая из обломков алевритов, глинистых окатышей, с плоской галькой известняков (диаметром до 20 см), переходящая выше в пески мелкозернистые серые глинистые волнистослоистые, с линзами кварцевого гравия и мелкой гальки, корок строматолитов, *Davidashvilia intermedia*, обломков наземных гастропод. 1.3-1.5 м.
37. Глины серые, алевритистые и слюдястые, неясно слоистые с плитчатой отдельностью (толщина плиток 1-2 см). В 1.5 м от подошвы много стяжений пирита. Выше – менее алевритистые, с волнистой, горизонтальной и перистой слоистостью, с мелкими *Davidashvilia* с парными створками.
В кровле (1 м) – глины зелено-серые, слабо алевритистые и слюдястые, выветренные, щебенчатые, по трещинам ожелезненные. 8-9 м.
38. С прослоем глинистого конгломерата в основании – пески мелкозернистые глинисто-алеваитистые, слюдястые, линзовидно- и волнистослоистые, с пропластками перемытого материала: плоскоокатанных галек и обрывков строматолитов. Выше пески переходят в песчано-глинисто-алеваитистую пачку с несколькими уровнями перемытых корок строматолитов. Много *D. intermedia*, обломков *Helix*. 0.8-1 м.
39. N₂kg1 (караган). Глины серые, тонко-горизонтально- и волнистослоистые, с присыпками слюдястых алевритов по наслоению, стяжениями пирита, отдельными раковинами *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis*. В верхней части много ходов раков (2-3 см в диаметре, до 0.5 м длиной), заполненных ожелезненным алевритовым материалом. Выше – глины брекчированные, с линзами перетолженного материала. 7 м.
40. С размывом и конгломератом в основании – песчаник гравелистый, зеленовато-серый с массой *Davidaschvilia (Zh.) gentilis* и наземными гастроподами *Microstele* cf. *caucasica* Stekl., *Caucasotachea* cf. *kubanica* Stekl. (определения П. Фролова). Выше в песках появляются прослой мергелистых зеленовато-серых глин. От 0.4 до 1 м.
41. Глины серые алевритистые слоистые за счет присыпок слюдястых алевритов, с *D. (Zh.) gentilis* и фораминиферами: *Quinqueloculina consobrina*, *Q. pseudoangustissima*, *Q. ersaconica*, *Sigmoidella caucasica*, *Discorbis urupensis*, *Discorbis* aff. *effusus* и др., с включением переотложенных чо-кракских видов. В верхней части глины волнистослоистые. 5 м.
42. Известняк строматолитовый, плотный, полосчатый, с чередованием светлых и темных прослоев, часто волнистых. 0.15-0.20 м.
43. Глины светлые, зеленовато-серые, слабоалеваитистые и слабослюдястые с линзовидной волнистой слоистостью. 2.5 м.
44. Мергель зеленовато-серый, ожелезненный, брекчированный, иногда с волнистой слоистостью. Верхняя ростовая поверхность строматолитовая, в кровле с шаровидными наростами. 0.4-0.6 м.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

45. Пески темные зеленовато-серые до черных, тонкозернистые, слюди-
стые, с глинистыми волнисто-слоистыми прослоями, с примесью сна-
чала гравийного, а выше – гравийно-галечного материала изверженных
пород – диоритов и габро. 1.3 м.
46. Глины зеленовато-серые с тонкой горизонтальной слоистостью, по пло-
скостям наслоения алевритистые и слюдистые. В 0.5 м от подошвы –
прослой известняка (0.2 м), выше глины более алевритистые. 7 м.
47. Глины серые, тонко-горизонтально- или волнистослоистые, в разной
степени алевритистые и слюдистые, с крупными сигарообразными из-
вестняково-строматолитовыми телами (длиной 6-7 м, шириной и высо-
той до 1.5 м).
В основании – первый прослой с сигаровидными биогермами (около
0.5-1.5 м мощностью), в 6 м выше – второй (1.5-2 м), еще 3 м выше –
сдвоенный прослой мергеля с редкими рассеянными *Davidaschvilia*
(*Zhgentiana*) *gentilis* и гастроподами *Mohrensternia* sp. Третий биогер-
мный слой, еще 4 м выше, в основании имеет брекчированный про-
слой из черных окатанных корочек строматолитов (1-3 см). Выше – еще
несколько прослоев «сигарообразных» строматолитовых известняков
длиной до 2-3 м и диаметром до 0.5 м, которые по простираанию иногда
переходят в плитчатые мергели. Над мергелями еще 3 м глин. Во всех
вмещающих глинах встречены мелкие лепешковидные включения пир-
рита (1-3 мм), много растительной органики, есть отпечатки листьев,
встречаются *D. (Zh.) gentilis* и *Mohrensternia* ex gr. *grandis*.
Общая мощность слоя 15-16 м.
48. Переслаивание трех-четырех прослоев известняков (0.1-0.2 м) волни-
сто-изогнутых и брекчированных глин (0.3-0.5 м). В кровле – шаровид-
ные строматолитовые тела со жгентианами, гастроподами, норками ро-
ющего бентоса. 1.5-2 м.
49. Глины темные, зеленовато-серые, с тонкой, слегка волнистой слоисто-
стью, алевритистые и слюдистые по наслоению, с массой крупных
жгентиан. 1-2 м.
По неровной границе с карманами и галькой:
50. Мергели строматолитовые волнистые коричневато-серые, в кровле
имеющие гроздьевидную отдельность. 0.3-0.6 м.
51. Глины зеленовато-серые, тонко-горизонтально- или волнистослоистые,
со стяжениями пирита, с двумя прослоями мергелей светло-коричневых,
слоистых, в 0.8 м и 1.2 м над подошвой. Между мергелями глины несут
массу раковин *D. (Zh.) gentilis*, отпечатки листьев, чешую. 2.5 м.
- По неровной границе с карманами и брекчированным прослоем из черных
окатанных корочек строматолитов (0.3-0.5 м):
52. Известняки строматолитовые сигарообразной формы. Через прослой
глины зеленоватой (0.5 м) – еще один прослой известняков стромато-
литовых, коричневых, слабо сцементированных, глинистых с массой
D. (Zh.) gentilis. 1.5 м.
53. Глины зеленовато-серые с плитчатой отдельностью (1-2 см), алеврити-
стые и слюдистые по плоскостям напластования, встречаются редкие
Davidaschvilia (Zh.) gentilis. 3 м.

По неровной волнистой границе:

54. Брекчированная известковая порода с галькой и корочками строматолитов, заключающая сигаровидные тела строматолитов (до 0.5 м в поперечнике), внутри содержащая глину. По простиранию переходит в плотные мергели с *D. (Zh.) gentilis*. 0.4-1.0 м.
55. Глины, облекающие шапку строматолитов, прослоями сильно алевритистые и песчанистые, с волнистой слоистостью (0.4-1 м). Выше переходят в глины зеленовато-серые горизонтально-слоистые, алевритистые и слюдястые в массе и по наслоению. 2-2.7 м.
56. Пачка из четырех сближенных прослоев строматолитов сигаровидной формы, разделенных глинами зеленовато-серыми, плотными, слабо алевритистыми и слюдястыми, с пятнами ожелезнения. Встречаются *D. (Zh.) gentilis*. В верхних прослоях, наряду со жгентианами, встречены обломки *Barnea* sp. 3.3-3.6 м.
57. Глины буровато-серые, сильно алевритистые и слюдястые по наслоению и в массе, содержащие прослойки доломитизированных известняков (0.1-0.2 м в 2, 5 и 7 м от основания), часто с массой крупных *Davidaschvilia (Zh.) gentilis*. 7-8 м.
58. Глины в нижней части буровато-серые алевритистые и слюдястые, с прослоями корочек строматолитов и ракушняков из *D. (Zh.) gentilis* (1.7 м). Выше с постепенным переходом – глины зеленовато-серые, менее алевритистые, более однородные, массивные, иногда алевритистые и слюдястые по плоскостям напластования (через 1-2 см). Около 10 м.

По неровной волнистой границе, с брекчированным прослоем в основании:

59. N₁²kg₂ (верхний караган). Небольшие тела строматолитовых известняков сигарообразной формы, с раковинами *Davidaschvilia (Zh.) gentilis*, *Savanella andrusovi*, *Zhgentia grandis*, характерными для верхнего карагана. 0.3-0.5 м.
60. Мощная пачка глин серых, в различной степени слюдястых и алевритистых, с различными включениями и прослоями:
- 60а. Глины с тонкоплитчатой отдельностью из-за присыпок слюдястых алевритов или бурых песков, с несколькими прослоями крепких мергелей (2-5 см). 10 м.
- 60б. Те же глины, но с двумя прослоями светло-серых известковистых конкреций причудливой формы (10-15 см). 0.5 м.
- 60в. Сходные глины содержат хорошие отпечатки рыб и листьев. 13-15 м.
- 60г. В глинах вновь появляются известковые конкреции, прослойки ракушняка с раковинами *D. (Zh.) gentilis*, *Savanella* sp., *Mohrensternia*, выше глины переходят в слюдястые алевриты. 12 м.

Общая мощность слоя 35-38 м.

У устья балки Подвесной (Майкопской) и ниже по левому берегу реки обнажаются:

61. Глины алевритистые с присыпками песка по плоскостям напластования, сходные с предыдущими, но с горизонтами ожелезнения и двумя прослоями желтоватых рыхлых мергелей-ракушечников с *D. (Zh.) gentilis*, *Mohrensternia* и *Ervilia*. Появление последних может свидетельствовать о переходе к эрвилиевым слоям в основании картвела. Найдены

многочисленные фораминиферы: *Quinqueloculina ersaconica*, *Miliolinella reussi reussi*, *Cibicides badenensis*, *Rotalia conquistata*, *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Nonion biporus*, *N. tauricus*, *Nonionella karaganica*, *Elphidium incertum*, *E. angulatum*, *Discorbis supenus*, *D. kartvelicus*, *D. aff. imperatoris*, *Globoturborotalia woodi*, *Paragloborotalia mayer*, *Globigerina bulloides*, *G. praebulloides* и др.

С постепенным переходом – пачка переслаивания темно-серых слюдисто-алевритистых глин, алевритов и алевритистых песков. В песках и глинах косоволнистая линзовидная слоистость. 10-12 м.

62. N₁²kn1 (картвельские слои). Выше в сходной глинисто-алевритовой толще появляются прослой (до 10 см) мелкозернистых песков, с постепенным переходом – пески рыжие волнистослоистые с прослоями бурых глин и серых алевролитов. Видимая мощность 6-6.5 м.

Выше по р. Белой залегание становится горизонтальным или даже с обратными падениями. Поэтому продолжение разреза описано в балке Подвесной (Майкопской).

Под дорогой в правом борту балки обнажается, вероятно, тот же переход от глин и алевритов с прослоями песка, к глинистым ожелезненным желтым пескам и серым алевролитам (слои 61, 62). Мощность слоя 62 здесь около 8 м. В нем найдены *Nassarius* sp., что также подтверждает принадлежность к низам картвельских слоев. В середине толщи в русле балки в них появляются линзовидные прослой крепких серых песчаников.

63. С постепенным переходом – пески бурые тонкозернистые глинистые, с редкими тонкими прослоечками глин. 3-4 м.

64. Также с постепенным переходом – пески грубозернистые косослоистые с неправильными корявыми прослоями песчаников. В песках и песчаниках – масса *Ervilia trigonula*, *Barnea pseudoujraticum*, *Davidaschvilia (Zh.) gentilis* (есть крупные окатанные, но есть и с парными створками), *Savanella andrusovi* (в основном окатанные), *Cerastoderma praeplicatum*, обломки гастропод, в том числе наземных. 4 м.

65. С резким ожелезненным контактом – алевролиты темно-серые, слюдистые, неясно слоистые. В подошве слоя собраны *Ervilia trigonula*, *D. (Zh.) gentilis*, *Savanella andrusovi*, *Barnea pseudoujraticum*. 5.5 м.

66. Переслаивание глин серых алевритистых слюдистых, волнистослоистых и песков бурых тонкозернистых с редкими крупными *Barnea* sp. 2.5 м.

Следующие слои 67 – 71 обнажены как в высоком склоне правого борта Подвесной, так и в тальвеге балки, где в основном и собрана фауна:

67. Пески желто-бурые, тонкозернистые, слюдистые, косослоистые с прослоями песчаников, сначала тонких, рыхлых, выше плотных, волнистослоистых, с *Barnea ustfurtensis*. 5 м.

68. Глины серые, алевритистые, слюдистые, с редкими прослоями алевролитов крепких, горизонтальнослоистых (три прослоя 0.05-0.15 м в 2, 7 и 9 м от основания). 4-5 м в правом склоне и около 10 м в дне балки.

69. Переслаивание песков бурых, тонкозернистых, прослоями косослоистых, с прослоями алевритов серых, глинистых. 1.5-2 м.

70. Пески желтые, тонкозернистые, слюдистые, с прослоями песчаников волнистослоистых, образующих неровные выступы (0.05 м до 0.2 м), и ракушняков с *Barnea*, реже с *Ervilia*. 10-11 м.
71. С резким контактом, ожелезнением, пластом песчаника в основании (0.5 м) – глины голубовато-серые и бурые. В подошве слоя собраны *Barnea ustjurtensis*, *B. sinzovi*. 5-6 м.
- Выше в русле ручья в балке Подвесной – перерыв в обнаженности (15-20 м по мощности), а высокий склон у устья балки недоступен из-за вертикальности. Снизу видно:
72. Переслаивание глин с рыжими песками и песчаниками. Видимая мощность около 5 м.
С перерывом не менее 10-15 м по мощности, после разветвления балки, в правом отвержке в склоне правого борта вскрываются:
73. $N_1^2 kn3$ (веселянские слои). Алевролиты темно-серые глинистые толсто-плитчатые с *Limacina*, с прослоями мергелей (три прослоя 5-10 см мощности через 0.3-2 м) и моллюсками: *Maetra basteroti*, *Ervilia trigonula*, *Varicorbula gibba*, *Parvicardium* cf. *ruthenicum*. Найдены многочисленные бентосные и планктонные фораминиферы: *Quinqueloculina consobrina*, *Q. gracilis*, *Q. microdon*, *Rotalia maschanliensis*, *Rotalia conquisita*, *Discorbis effusus*, *Cibicides konkoensis*, *Nonion biporus*, *N. communis*, *N. tauricus*, *Elphidium cubanicum*, *Globigerina bulloides*, *G. praebulloides*, *Guembelina* aff. *globulosa*. Видимая мощность 7-8 м.
74. С постепенным переходом – пески желтые слюдистые среднезернистые, глинистые, волнистослоистые, с подчиненными прослойками бурых глин и алевролитов с *Abra alba*, *Maetra basteroti*, *Varicorbula gibba*, *Aequipecten diaphana*. Наннопланктон с доминированием *Reticulofenestra pseudoumbilicus* и *Helicosphaera carteri*, встречаются *Rhabdosphaera sicca*, *R. pannonica*, имеются переотложенные формы (о р. 99). 5-6 м.
75. Также с постепенным переходом в песках появляются прослойки песчаников (до 0.5 м) крепких, волнистослоистых со знаками ряби на поверхностях напластования. В основании слоя найдены *Maetra basteroti*, *Varicorbula gibba*, *Ervilia trigonula*, *Parvivenus konkensis*, *Parvicardium exiguum*, *Nassarius coloratus*, *Onoba laevigata*, *Aporrhais alatus*. Последние три формы, по мнению Л.Б. Ильиной, свидетельствуют о принадлежности комплекса к наиболее полигалинным (сартаганским) слоям конки. Выше в том же слое встречена более бедная ассоциация с эндемичными видами и подвидами веселянских слоев: доминирует *Maetra basteroti*, часто *Ervilia trigonula*, *Parvivenus konkensis*, *Nassarius reticulatus*, реже *Acanthocardia andrussovi*, *Varicorbula gibba*, *Anomia ephippium*, *Barnea* sp. У кровли песчаники становятся грубозернистыми, с оолитовыми прослоями. В оолитовом песчанике с ракушей найдены *Barnea ustjurtensis* (преобладают), *Ervilia trigonula*, *Maetra* sp., *Donax* (*Paradonax*) sp. 5-6 м.
- Слой 73-75 найдены и в основной балке, но тут хуже охарактеризованы фауной.

76. N_1^2 kn3-sm1. Алевролиты и мелкозернистые пески волнистослоистые с *Abra*. Встречен наннопланктон – обильные *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (обр. 96, 97). Видимая мощность 3-3.5 м. Выше породы более мягкие и обнаженность плохая. Прослеживаются лишь отдельные выходы. В русле много обломков плитчатых песчаников и ракушечников с ядрами и отпечатками *Maetra*. Основание сармата лучше обнажено в береговых обрывах р. Белой ниже пос. Тульский, у двух мостов через реку, железнодорожного и автомобильного. Однако здесь сармат ложится с явным эрозионным несогласием на слои с *Barnea*:
Вероятный аналог слоя 70. Пески тонкозернистые, глинистые, с прослоями крепких песчаников (0.4–0.5 м). В кровле пески переходят в гравелиты и ракушечники. В песках – раковины *Barnea*.
Видимая мощность 5 м.
71. Пески тонкозернистые и алевролиты серые, прослоями волнистослоистые, с *Barnea*, есть в прижизненном положении. 5 м.
Между мостами в обрыве правого берега вскрываются:
72. Глины серые, в кровле – пласт известняка (0.2 м) крупно-волнистослоистого, с высотой гребней до 0.7-0.8 м (вероятно, в результате подводного оползания). 1 м.
Вышележащие слои 73-75 здесь размыты. С признаками явного несогласия и с поверхностью хард-граунда выше ложатся:
76. N_1^2 sm1 (нижний сармат). Глины и алевролиты серые, карбонатные с присыпками мелкозернистого песка и прослоями плитчатых алевролитов, с массой *Abra*. Видимая мощность 4-5 м.
В склоне излучины левого берега 300 м ниже моста, с небольшим перерывом порядка 3-5 м по мощности:
77. Чередование глин серых алевритистых, иногда тонкослоистых, и алевролитов серых плотных с редкими более светлыми известковистыми прослоями (0.1–0.35 м, в раздувах до 1 м). В глинах и алевролитах много *Abra reflexa*, которые часто образуют прослой ракуши, вместе с редкими мелкими кардидами, серпулидами, частыми *R. truncatula* и редкими *Akburunella* sp., *Gibbula*. Фораминиферы представлены: *Articulina kudakoensis*, *A. sarmatica*, *A. tenella*, *Dogielina kaptarenko*, *Sarmatiella prima*, *Quinqueloculina complanata*, *Q. karreri karreri*, *Porosonion martkobi*. В кровле слоя – алевролит песчанистый буровато-серый (до 0.4 м) с *Obsoletiformes lithopodolica* и редкими *A. reflexa*.
Видимая мощность 4.5-5 м.
78. Глины серые алевритистые с тонкими прослоями светло-серых глинистых известняков с *Akburunella* и *Gibbula*, и ракушечников с *Retusa*, *Cornirostra*, *Edrozeba*, *Pomatiasia* и с *Duplicatula* на отдельных уровнях. *A. reflexa* встречается все реже, найдены редкие *Maetra urupensis*, *Obsoletiformes danovi*, *Cryptomacra pseudotellina*, ювенильные *Plicatiformes*, *Musculus*, ?*Atamarca*. 6-7 м.
79. N_1^2 sm2 (средний сармат). Переслаивание глин серых с прослоями светло-серых глинистых известняков (до 8 см) с многочисленной фауной, включающей эндемиков среднего сармата: *Cryptomacra pesanseris*,

Polittapes ponderosa, а также гастроподы родов *Kolesnikoviella*, *Akburunella*, *Gibbula*, *Edrozeba*, *Pomatiasia*, *Hydrobia*, *Cornirostra*, *Acteocina*, *Retusa*. 2 м.

80. Глины серые, переслаивающиеся с прослоями брекчированных известняков (журавчиков) (0.1-0.2, редко до 0.8 м), часто содержащих фауну моллюсков среднего сармата, характерную для криптомактровых слоев: ювенильные *Plicatiformes* и гастроподы – *Akburunella akburunensis*, *A. leioconcha*, *A. caucasica*, *Gibbula urupica*, *Kolesnikoviella minor*, *Retusa truncatula*, *Acteocina pseudourupensis*, *A. lajonkaireana*, *Edrozeba caeca*, *Pomatiasia cyclostomoides*, *Cornirostra anistratenkorum*, *Hydrobia neofraunfeldi*, *Odostomia caucasica*. 7.5-8 м.
81. Глины алевроитистые серые, включают *C. pesanseris*, единичные *Gomphomarcia naviculata* и гастроподы – *Akburunella leioconcha*, *A. caucasica*, *A. bosphorana*, *A. akburunensis*, *Gibbula urupensis*, *Hydrobia neofraunfeldi*, *Edrozeba enikalensis* и др. 5 м.
82. Глины алевроитистые и алевроитовые серые, выше переходят в буровато-серые глинистые алевроиты. В основании слоя двойной прослой песка. Фауна как в слое 81, не встречена только *Hydrobia neofraunfeldi*.

Видимая мощность около 7 м.

На этом непрерывная обнаженность по реке кончается, отдельные выходы среднего сармата прослеживаются до г. Майкопа, а выходы верхнего сармата известны на его северной окраине у пос. Гавердовский.

Обсуждение и корреляция. Разрез среднего миоцена по р. Белой является уникальным по степени обнаженности и его охарактеризованности фауной моллюсков достаточно хорошей сохранности. В то же время он находился в зоне устойчивого осадконакопления. Все это позволяет довольно точно установить положение границ всех региоурсов и подъярусов и обсудить события, происходившие как в течение большей части среднего миоцена, так и в ключевые моменты на границах этих подразделений.

Переход от майкопа к тархану, как и в большинстве разрезов Предкавказья, происходит без нарушений годового осадконакопления, но очень быстро: в бассейне восстанавливается газовый режим, появляются богатая нормально-морская фауна и фитопланктон, бурно развивается разнообразный бентос. Богатая ассоциация наннопланктона включает виды *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera carteri*, *H. waltrans*, *H. mediterranea*, что позволяет отнести ее к зоне NN5 шкалы Martini (1971).

Палеомагнитная характеристика этого перехода от майкопских фаций к тарханским прослежена очень полно и детально (рис. 15). Переход происходит в коротком интервале нормальной полярности, который интерпретируется как субхрон C5Bn.2n (Palcu et al., 2021) и датируется 14.85 млн лет.

Граница с чокраком эрозионная, что также характерно для большинства предкавказских разрезов. Положение этого разреза в палеобассейне было приурочено к перегибу склона, где в мелководных условиях со следами интенсивного волнового воздействия развивались биогермные тела. Рифообразователями были мшанки, багряные водоросли и известковые трубочки червей (серпулид) (Гончарова, Ростовцева, 2011). Богатая малакофауна

была приурочена к периферическим частям биогермов, обитала на песчано-детритовых и илистых грунтах на водорослях вокруг этих сооружений и в лагунах между ними. Такая обстановка оставалась стабильной в течение всего раннего чокрака без значительных изменений в составе двустворчатых моллюсков. Смена их состава от слоя к слою резко менялась, вслед за фациями, но кажется случайной, отражающей лишь изменения локальных условий без прослеживаемых трендов, за исключением обеднения в самом конце раннего чокрака (Гончарова, 1989). Гастроподы, напротив, показывают значительные эволюционные изменения в нескольких семействах (Гужов, 2023, в печати).

Непосредственный переход от нижнего чокрака к верхнему остатками моллюсков не охарактеризован: слои 27 с представительным комплексом нижнечокрацких моллюсков и 28 – с *Limacina* – отделены от слоя 30 с *Davidashvilia intermedia* и *Ervilia praepodolica*, характерными для верхнего чокрака, 6-метровым слоем глин (слой 29), не содержащих моллюсков. Изменение малакофауны на этой границе с резким ее обеднением было обусловлено дальнейшим затруднением связи с открытыми бассейнами и падением солености. Возникли благоприятные условия для развития строматолитов, формировавшихся в стрессовых условиях, возникших в результате резкого изменения геохимии вод. Строматолиты присутствуют в виде пластовых образований и биогермов. Они получили еще большее развитие в последующее караганское время (Гончарова, Ростовцева, 2011).

В основном осадки верхней части нижнего и верхнего чокрака намагниченны нормально, но фиксация короткого хрона обратной полярности C5ACr в низах верхнего чокрака позволяет довольно точно датировать его начало 14.2 млн лет.

Изменения при переходе к карагану лучше охарактеризованы малакофауной. Появления наземных моллюсков в кровле чокрака, а затем и в низах карагана (слои 38 и 40) свидетельствуют о вероятном падении уровня моря и приближении береговой линии, а также об увеличении роли речного стока в выносе осадков с наземными моллюсками (находки И.А. Гончаровой), поступавших с суши. Положение этой границы внутри длительно существовавшего хрона нормальной полярности C5ACn позволяет лишь очень приблизительно оценить ее возраст как близкий к 14 млн лет.

В карагане, очень полно охарактеризованном остатками двустворчатых моллюсков, важно отметить, что обломки барней начинают встречаться вместе с *Davidaschvilia (Zh.) gentilis* уже в середине карагана s.s. (в слое 56 нижнего карагана), до появления *Savanella andrusovi*.

Переход к верхнему карагану также не сопровождался заметными изменениями в ходе осадконакопления: вначале продолжали накапливаться глины со строматолитовыми известняками, но затем строматолитообразование полностью закончилось. Этот переход происходит внутри хрона C5ABn и, таким образом, примерно датируется 13.4–13.5 млн лет.

Переход к эрвильевым слоям основания картвела происходит постепенно, первые *Ervilia* появляются в слоях с караганской фауной (слой 61). С началом картвела обстановка в этой части бассейна существенно изменилась, и илистое осадконакопление постепенно стало меняться на тонко-, а затем

и грубозернистые песчаные, часто косослоистые фации. В базальных слоях картвела прослеживается приход новых элементов малакофауны: кроме *Ervilia trigonula*, на этом уровне появляются *Nassarius* sp. (кроме основного разреза, найден в балке Чумной) и *Cerastoderma praeplicatum* – вид, считающийся конкско-сарматским эндемиком (где включается в состав рода *Obsoletiformes* – Невеская и др., 1993). В то же время в картвельских слоях продолжают встречаться и караганские эндемики. Причем если присутствие окатанных раковин *Savanella andrusovi* в слоях 64, 65 можно объяснять их переотложением из подстилающих слоев, то раковины *Davidaschvilia* (Zh.) *gentilis*, представленные двустворчатými экземплярами, по всей вероятности, продолжали здесь жить. Прослеживание картвельской части разреза в балках по правому берегу р. Белой показывает очень большую изменчивость мощностей и фаций, которые резко меняются даже на разных склонах одной балки, что, вероятно, можно объяснить только авандельтовыми фациями.

Исследование наннопланктона в картвельских отложениях в балке Чумной на южной окраине пгт Тульский выявило присутствие редких и единичных *Reticulofenestra pseudoumbilicum*, *Reticulofenestra* sp., *Coccolithus* sp. (Головина и др., 2009). Вместе с ними найдены характерные виды конкских фораминифер: *Articulina vermicularis*, *Quinqueloculina gracilis*, *Q. badenensis*, *Elphidium antonina*, *Cassidulina* sp., а также планктонных видов *Paragloborotalia mayeri*, *Globigerina* sp. (juv.) (данные Ю.И. Вернигоровой в: Головина и др., 2009). Такой состав микрофауны, несомненно, указывает на конкский возраст этих отложений. Начало картвела охарактеризовано отложениями, намагнитченными обратно, что интерпретируется как хрон C5Aa (Palcu et al., 2017) и датируется 13.1 млн лет.

Переход к вышележащим слоям конкского регионаруса происходит в достаточно грубых песчаных фациях. Эти слои сохранились лишь в разрезах балок правого берега, а в основной долине р. Белой они полностью размыты, и сармат ложится на картвельские слои с эрозионным несогласием. В разрезе балки Чумной, где представлены картвельские, конкские s.s. и нижнесарматские отложения, установлены богатые и представительные комплексы фораминифер и наннопланктона, которые обнаруживают большое сходство с комплексами конкского регионаруса (слоями с *Reticulofenestra pseudoumbilicus*), выделенными в разрезе антиклиналы горы Зеленского на Таманском п-ве. Комплекс фораминифер содержит большое количество полигалинных видов и включает бентосные формы, руководящие для конкского регионаруса: *Discorbis supinus*, *Asterigerina* sp., *Cassidulina bulbiformis*, *Cassidulina* sp., *Uvigerina gracilissima*, *Bolivina dilatata*, *Buliminella elegantissima*, *Quinqueloculina gracilis*, *Q. badenensis*, *Q. ex gr. consobrina*, *Q. konkensis*, *Q. minakovae ukrainica*, *Sigmoilina mediterraneensis*, *Melonis soldanii*, *Elphidium antonina*, *Paragloborotalia mayeri*, *Angulogerina angulosa*, *Globulina gibba*, *Virgulina schreibersiana*, а также планктонные виды (Венигорова в: Головина и др., 2009). Причем столь богатые комплексы найдены в слоях, которые по моллюскам датируются уже сарматом, где также изредка встречаются полигалинные формы двустворок и гастропод, чуждые сармату. Такое распространение комплексов Л.Б. Ильина (2000а, б) объясняла

повторными вселениями стеногаалинной фауны, однако при достаточно грубом составе осадков нельзя исключать и массовое переотложение микрофауны и фитопланктона.

Переход к среднему сармату в разрезе левого берега р. Белой, судя по изменению моллюсков в очень показательной филолинии *Mastra urupica* – *Cryptomastra pseudotellina* – *C. pesansensis*, можно увидеть достаточно полно и детально. Вначале он происходит без резкого изменения фаций и прослеживается только по фауне, но затем начинаются существенные тектонические изменения, прослеживаемые в фациях. По-видимому, в это время происходило перераспределение и сброс материала с мелководья, в фациях отраженное переслаиванием глин (фоновое осадконакопление) с ритмичными прослоями брекчированных известняков с аллохтонной фауной. Еще более масштабными были эти события в разрезе левого притока Белой – р. Курджипис, где к этому уровню приурочена серия грандиозных оползших блоков – олистостромов, размером до нескольких сот метров.

2. Скважина Новопокровская-4, 45 км к северо-востоку от г. Тихорецка

Скважина была пробурена в 1976 г. у станции Новопокровская с целью получения литологической и палеонтологической характеристики при подготовке предложения о выделении кавказского регионаруса. Именно в этой зоне перехода от бассейновых к шельфовым фациям в позднемайкопском бассейне немые аноксические фации меняются на более мелководные, где могла обитать бентосная фауна. Поэтому керн охарактеризован довольно представительными комплексами фораминифер и моллюсков. Скважина была пройдена со сплошным отбором керна в интервале глубин 665-850 м, а затем было поднято еще три интервала: 895-925 м, 1014-1044 м и 1089-1105 м (рис. 16).

Результаты первоначального литологического описания и расчленения скважины были описаны в статье М.Ф. Носовского и А.К. Богдановича (1980). Затем наннопланктон и диноцисты из этого разреза были изучены А.С. Андреевой-Григорович, которая пришла к выводу, что отложения, отнесенные в этом разрезе к алкунскому горизонту, содержат наннопланктон зоны NP25 шкалы Martini (1971), а вышележащие слои кавказского регионаруса включают комплексы диноцист также олигоценного возраста (Андреева-Григорович, 1977). Позднее описание керна, изучение моллюсков и отбор образцов на диноцисты было проведено А.А. Ворониной и С.В. Поповым, диноцисты были изучены Н.И. Запорожец, а фораминиферы – Т.Н. Пинчук. Описание литологии и принадлежность к свитам по взятым нами образцам было проведено А.С. Столяровым.

Описание разреза. Снизу вверх (рис. 16):

1. P₂^{3sl} (солонская свита). Инт. 1089-1105 м. Глины зеленовато-серые алевролитистые слюдястые слабо известковые с мелкими пиритизированными ходами илоедов, моллюсками *Palliolium simile*, *Lentipecten* sp. и фораминиферами с *Bolivina* aff. *antegressa*, *Cibicides almaensis*. 17 м.

**Скважина Новопокровская-4
45 км к северо-востоку от г. Тихорецк**

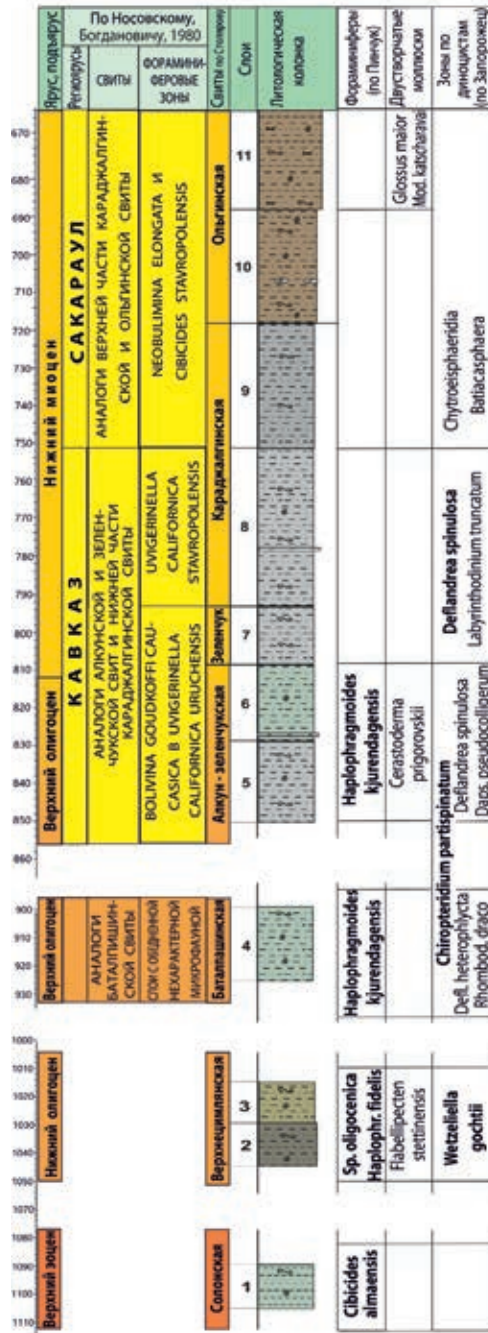


Рис. 16. Разрез скважины Новопокровская-4, ее расчленение по Носовскому, Богдановичу (1980), свитное деление по А.С. Столярову (рабочие материалы) с фаунистическими данными авторов и зональным расчленением по диноцистам Н.И. Запорожец

2. P_3^1cm2 (верхнецимлянская подсвита). Инт. 1029-1044 м. Глины черные и серые алевроитистые слабо карбонатные с гнездами и присыпками песка, со стяжениями пирита по ходам илоедов, с моллюсками *Nucula sulcifera*, *Joldiella chadumica*, *Amygdalum* sp., *Astarte* cf. *gracilis*, *Aporrhais* ex. gr. *speciosa*, *Dentalium acutum parvum*. 15 м.
3. Инт. 1014-1029 м. Глины зеленовато-серые песчаные, алевроитистые бескарбонатные, прослоями с тонкой линзовидной слоистостью, с мелкими стяжениями пирита по ходам илоедов, с моллюсками *Nucula chasteli*, *Acturellina oswaldi*, *Nemocardium excomatulum*, *Flabellipecten* cf. *stettinensis*, *Turricula regularis* и фораминиферами – *Spiroplectamina* aff. *oligocenica*, *Haplophragmoides* aff. *fidelis*. Диноцисты представлены комплексом зоны *Wetzeliella gochti* второй половины рюпеля. 15 м.
4. P_3^2bt (баталпашинская свита). Инт. 897-925 м. Глины серые неслоистые бескарбонатные, прослоями и гнездами, сильно алевроитистые, слюдитые с ходами илоедов, моллюсками *Nuculana gracilis*, *Chlamys* sp., *Pelecycora westendorphi nysti*, *Varicorbula gibba* и фораминиферами комплекса *Haplophragmoides kjurendagensis*. Комплекс диноцист принадлежит к зоне *Chiropteridium partispinatum* хатта, ее нижней подзоне *Deflandrea heterophlycta* – *Rhombodinium draco*. 28 м.
5. $P_3^2-N_1^1al-zl$ (алкунская-зеленчукская свиты). Инт. 828-850 м. Глины серые неслоистые, слюдитые, алевроитистые, слабо карбонатные, со стяжениями пирита по ходам илоедов, с редкими моллюсками *Nucula comta*, *Astarte* sp., *Aporrhais* sp. и фораминиферами смешанного состава **слоев *Haplophragmoides kjurendagensis* и *Bolivina goudkoffi***. Комплекс диноцист зоны *Chiropteridium partispinatum*, но ее верхней местной подзоны *Deflandrea spinulosa* – *Dapsilidinium pseudocolligerum*. В кровле – прослой мергеля (15 см). 22 м.
6. Инт. 808-828 м. Глины серые алевроитистые, слюдитые, бескарбонатные, с водорослевидными остатками и пиритом, прослоем алевроита с глауконитом, с раковинами моллюсков *Cerastoderma* cf. *prigorovskii*, *Anomia* sp., *V. gibba* и фораминифер комплекса *Haplophragmoides* aff. *kjurendagensis*. В комплексе диноцист продолжает встречаться вид *Chiropteridium partispinatum*, но зональные виды подзоны *Deflandrea spinulosa* – *Dapsilidinium pseudocolligerum* составляют до 80%, а *D. spinulosa* – более 65%, присутствуют *Lingulodinium*, *Spiniferites*. 20 м.
7. N_1^1zl (зеленчукская свита). Инт. 793-808 м. Глины серые, неслоистые, бескарбонатные, с прослоями слюдитых алевроитов, с глауконитом, испещренные нитевидными ходами илоедов, выполненными пиритом, с редкими раковинами моллюсков *Palliolum* sp. Комплекс фораминифер представлен бентосными агглютинированными формами с *Ammodiscus pellucidus*, *Haplophragmoides* aff. *kjurendagensis*, *H.* aff. *stavropolensis* и др. В комплексе диноцист продолжается эпиболь вида *Deflandrea spinulosa*, но *Chiropteridium partispinatum* отсутствует. Появляется *Labyrinthodinium truncatum*, характерный для миоцена. 15 м.
8. N_1^1kr (караджалгинская свита). Инт. 751-793 м. Глины серые, неслоистые, бескарбонатные, с прослоями и линзочками слюдитых алевроитов, с глауконитом, с нитевидными ходами илоедов, выполненных пиритом, и ред-

- кими раковинами моллюсков *Palliolum* ex gr. *incomporabile*, *Parvicardium* sp. и фораминифер *Haplophragmoides* sp. В комплексе диноцист эпиболы вида *Deflandrea spinulosa* продолжается. 42 м.
9. Инт. 718-751 м. Глины от темно- до светло-серых, слабо алевритистые, прослоями песчаные, с мелкими ходами илоедов, выполненными пиритом, с рассеянными рыбными остатками. Комплекс бентосных фораминифер близок к ольгинской свите р. Кубань. В комплексе диноцист *Deflandrea spinulosa* исчезает, появляются *Batiacasphaera* и *Chytroeisphaeridia*. 33 м.
10. N₁¹⁰¹ (ольгинская свита). Инт. 688-718 м. Глины темные, коричневатые-серые, алевритистые, с прослойками и присыпками слюдистых алевритов, с частыми рыбными остатками в верхней части. Комплекс моллюсков включает лишь виды широкого стратиграфического распространения: *Nucula comta*, *Nuculana gracilis*, *Palliolum simile*, *Lucinoma borealis*, *Glossus subtransversus*, *Varicorbula gibba*, *Cuspidaria clava*, *Dentalium acutum parvum*. 30 м.
11. Инт. 665-688 м. Глины темные, коричневые и коричневатые-серые, неравномерно алевритистые, с прослойками и присыпками слюдистых алевритов и мелкозернистых песков, с гнездами глауконита, конкрециями сидерита. Много нитевидных ходов илоедов, выполненных глобулярным пиритом. Комплекс моллюсков сходен с предыдущим, но включает еще *Glossus* ex gr. *maior*, *Modiolus katscharavai*, которые сближают этот комплекс с сакараульским. 23 м.

Обсуждение и корреляция. Описываемая скважина наиболее интересна своим местоположением: в этой зоне бассейна еще прослеживаются характерные особенности свит Центрального Предкавказья, но благодаря более мелководным фациям они получают фаунистическую характеристику по бентосным группам фауны – моллюскам и фораминиферам. Особо следует отметить, что свитное деление этих отложений А.С. Столяровым, предложенное им частично уверенно, но часто – предположительно, со знаками вопроса, и их корреляция со свитами разреза р. Кубань ныне подтвердилась по диноцистовым данным Н.И. Запорожец. Таким образом, мы здесь впервые получаем возможность охарактеризовать свиты Центрального Предкавказья данными по бентосной фауне и довольно полно описать условия осадконакопления как раннего миоцена, так и подстилающих отложений по составу и экологии встреченных здесь моллюсков и фораминифер.

Самый нижний из поднятых интервалов принадлежит, судя по микропалеонтологической характеристике, к терминальным слоям верхнего эоцена. Фауна свидетельствует о морских условиях и благоприятном газовом режиме.

Выше на этой площади, по данным К.Г. Чемянова (1957), без видимого несогласия следуют глины хадумской части майкопской серии (50 м), охарактеризованные в верхней пачке (15 м), по данным Л.С. Тер-Григорьянц (в том же отчете), бентосными фораминиферами с *Haplophragmoides deformabilis*, *Spiroplectamina carinata*, *Cibicides almaensis* и др. Интервал 1014-1044 м в описанной выше скважине, охарактеризованный керном длиной 30 м, вероятно, принадлежит этой части разреза. По фауне моллюсков

он, несомненно, датируется верхами нижнего хатта, с зональной формой *Flabellipecten stettinensis*, характерной для верхнецимлянкой подсвиты. Тот же возраст дает и комплекс зоны *Wetzeliella gochtii* диноцист. Достаточно богатый комплекс бентоса с крупными раковинами моллюсков свидетельствует о сравнительно мелководных шельфовых условиях (первые десятки м) и благоприятном газовом режиме, а многочисленные общие виды с бассейном Северного моря – о свободных связях с северо-восточной Атлантикой.

Залегающие на них неравномерно карбонатные майкопские глины с *Bolivina mississippiensis* Cushman., *Spirolectamina carinata*, *S. sigmoidina* Lal., *Cibicides oligocenicus* Sam. отнесены к баталпашинской свите (Чемянов, 1957). Именно с ней сопоставлен поднятый интервал 897-925 м (28 м), имеющей позднехаттский возраст и датированный позднеолигоценовой лоной *Haplophragmoides kjurendagensis* по бентосным фораминиферам и нижней подзоне зоны *Chiropteridium partispinatum* по диноцистам. Известно, что это было время наиболее широкого распространения аноксического режима в Восточном Паратетисе. Тем не менее в этой скважине отложения свиты представлены биотурбированными осадками, пронизанными ходами илоедов с представительной морской бентосной фауной, свидетельствующей о благоприятном газовом режиме. По данным экологии ихтиофауны, глубина сероводородного заражения в баталпашинском водоеме оценивается около 300 м (данные Е.К. Сычевской в: Попов и др., 2009а; Банников, 2010). Таким образом, глубины в этой части бассейна были меньше, вероятно, порядка 100 м, судя по обилию и разнообразию бентосной фауны.

Слабо карбонатные глины с прослоем мергеля в основании продолжительного интервала сплошного отбора керн охарактеризованы диноцистами верхней подзоны зоны *Chiropteridium partispinatum*. Резкое доминирование двух видов диноцист – *Deflandrea spinulosa* и *Dapsilidium pseudocolligerum*, появление относительно эвригалинного комплекса моллюсков с *Cerastoderma* cf. *prigorovskii* позволяют говорить о нарушении здесь режима солености. Опреснение, видимо, сильнее сказалось в верхней фотической зоне и отразилось на составе диноцист. Присутствие в составе моллюсков рода *Anomia*, вида *Varicorbula gibba* и бентосных фораминифер свидетельствуют, что придонная соленость в этой зоне шельфа была не ниже современной черноморской.

Появление в зеленчукской свите миоценовых видов в составе диноцист, в том числе *Labyrinthidium truncatum* уже во время эпиболя вида *Deflandrea spinulosa*, может свидетельствовать о миоценовом возрасте отложений, так же как в черкесском разрезе р. Кубани, и возможности протягивания сюда **слоев с *Deflandrea spinulosa***. Биотурбация осадков, обилие ходов илоедов, находки пектинид говорят об отсутствии сероводородного заражения.

В караджалгинское время биотурбированность осадков и ходы илоедов сохраняются, но редкость бентосной фауны, появление рыбных остатков могут свидетельствовать об увеличении глубоководности. Встреченные здесь редкие формы моллюсков представлены морскими таксонами, что не позволяет говорить о существенном нарушении солености.

В ольгинское время появление богатых комплексов бентосной фауны было связано с улучшением газового режима, а возможно, с некоторым обмелением и усилением донных течений, о чем свидетельствует появление песков в верхнем интервале. В нижнем интервале найдены лишь виды широкого стратиграфического распространения, унаследованные от олигоцена, поэтому их стратиграфическое значение невелико. Однако в верхнем интервале два найденных вида – *Glossus ex gr. maior* и *Modiolus katscharavai* – неизвестны в олигоцене, но описывались из сакараула (Харатишвили, 1952; Попов и др., 1993б).

Спорово-пыльцевые данные Н.И. Запорожец позволяют судить об изменениях климата. Палинокомплекс алкунской – низов зеленчукской свит отражает климатический пессимум конца хатта – начала аквитана, с доминированием в палиноспектрах хвойных и преобладанием пыльцы березовых над ореховыми и буковыми. Постепенное потепление начинается в караджалгинское время: уже в основании караджалгинской свиты содержание пыльцы термофильных растений – *Engelhardtia*, *Rhus*, *Araceae*, *Palmae* – заметно возрастает. Климатический оптимум приходится на ольгинскую свиту, где пыльца хвойных редуцирует, и на первое место в спектрах древесных покрытосеменных выходят ореховые, особенно *Juglans* и *Engelhardtia*.

Выше в описанной скважине керн поднят не был, однако по данным отчета (Чемянов, 1957) известно, что рицевская свита майкопа и тарханские отложения на Новопокровской площади отсутствуют. Чокракские осадки были в основном размыты караганской трансгрессией, они вскрыты лишь одной скважиной (К-31) и представлены глинами песчанистыми, известковистыми, слюдястыми (5 м) с чокракской малакофауной, залегающими с размывом на майкопе. Караганские глины с присыпками песка (20-50 м) распространены почти повсеместно и без видимого несогласия перекрыты глинами с прослоями мергелей и мелкозернистых песков с малакофауной нижнего сармата (19-52 м) и глинами песчанистыми с прослоями песков среднего сармата (до 67 м).

Мэотис (61-250 м) распространен повсеместно и ложится с резким несогласием по размытому рельефу, перекрывая сарматские, караганские или майкопские отложения. Представлен глинами, фациально не выдержанными, переходящими в мощные (до 20 м) пачки мелкозернистых песков. Судя по фациям и редкой крайне эвригалинной малакофауне (*Ervilia*, *Congeria*), породы имеют авандельтовое происхождение.

Понтическое глины песчанистые, карбонатные, с прослоями детритовых известняков (51-89 м), с моллюсками родов *Pseudocatillus*, *Prosodacna*, *Dreissena*, ложатся без перерыва и несогласия. Перекрыты плиоценовыми континентальными пестрыми глинами и четвертичными суглинками (до 60 м).

3. Река Кубань ниже г. Черкесска

3.1. Река Кубань от г. Черкесска до села Садовое

Основа свитного деления майкопской серии Центрального Предкавказья была разработана К.А. Прокоповым (1937, 1938) и основана, прежде всего, на расчленении разреза по р. Кубань у г. Черкесска. Выше хадумского горизонта «среднего олигоцена», который он не включал в майкоп, Прокопов выделял глинистую – баталпашинскую свиту, септариевую, песчаную – зеленчукскую, нижнюю сидеритовую или караджалгинскую, глинистую – ольгинскую и верхнюю сидеритовую – «ритцевскую». Первоначальное написание последней у Проколова, а позднее и у В.А. Гроссгейма (1960), Л.С. Тер-Григорьянц (1964) было именно таким, а затем основные сводки и справочники перешли на ритцевскую свиту (Стратиграфический словарь, 1982; Неогеновая система, 1986), основываясь на названии горы Рита на южной окраине г. Невинномысска. В публикациях Проколова была приведена лишь самая краткая литологическая характеристика выделенных им свит, где наибольшее значение придавалось присутствию конкреций и песчаных прослоев в этих в основном глинистых толщах. В те же годы более подробное описание кубанского разреза было сделано В.Н. Золотницким (1938). Ни Прокопов, ни Золотницкий не выделяли алкунский горизонт в кубанском разрезе, но писали о возможных его аналогах и присутствии карбонатных пород между баталпашинской и септариевой свитами. Р.Г. Дмитриева, В.Д. Сомов, А.К. Богданович (1959), проследившая алкунский горизонт, описали его здесь как толщу мощностью 35-40 м, которую они разделили на шесть слоев, содержащих фораминифер.

После постройки плотины выше г. Черкесска и отвода части воды р. Кубань в водохранилище обнаженность этого разреза стала значительно хуже. Но так как он является стратотипическим для большинства свит верхнего майкопа и кавказского регионаруса, постараемся дать его характеристику, используя, кроме собственных данных полевых работ 1996 и 2019–2020 гг., полевые дневники А.С. Столярова 1984 г. с детальным описанием литологии до караджалгинской свиты включительно.

Полевые работы 2019–2020 гг. были проведены осенью при малой воде, что позволило дополнить сделанные ранее описания по выходам в русле Кубани, где впервые удалось увидеть и отобрать образцы из алкунского горизонта и ольгинской части разреза. Так как при нынешнем состоянии обнаженности мощности свит все же определить трудно, они частично приведены по данным предшествующих исследователей либо рассчитывались нами по проложению.

Описание разреза. Обнажение верхней верхнеолигоцен-нижнемиоценовой части майкопской свиты описано по левому берегу р. Кубань и по выходам в русле, начиная от северной окраины с. Псыж (рис. 17):

1. P_3^{2bt} (баталпашинская свита). Глины темно-серые, в выветренном состоянии коричневатые-серые и шоколадные с ярозитом, тонкоплитчатые, слабослюдистые, слабоалевритистые, с обильными рыбными остатками (чешуей, костями).

Мощность свиты по данным К.А. Проколова 100-150 м.

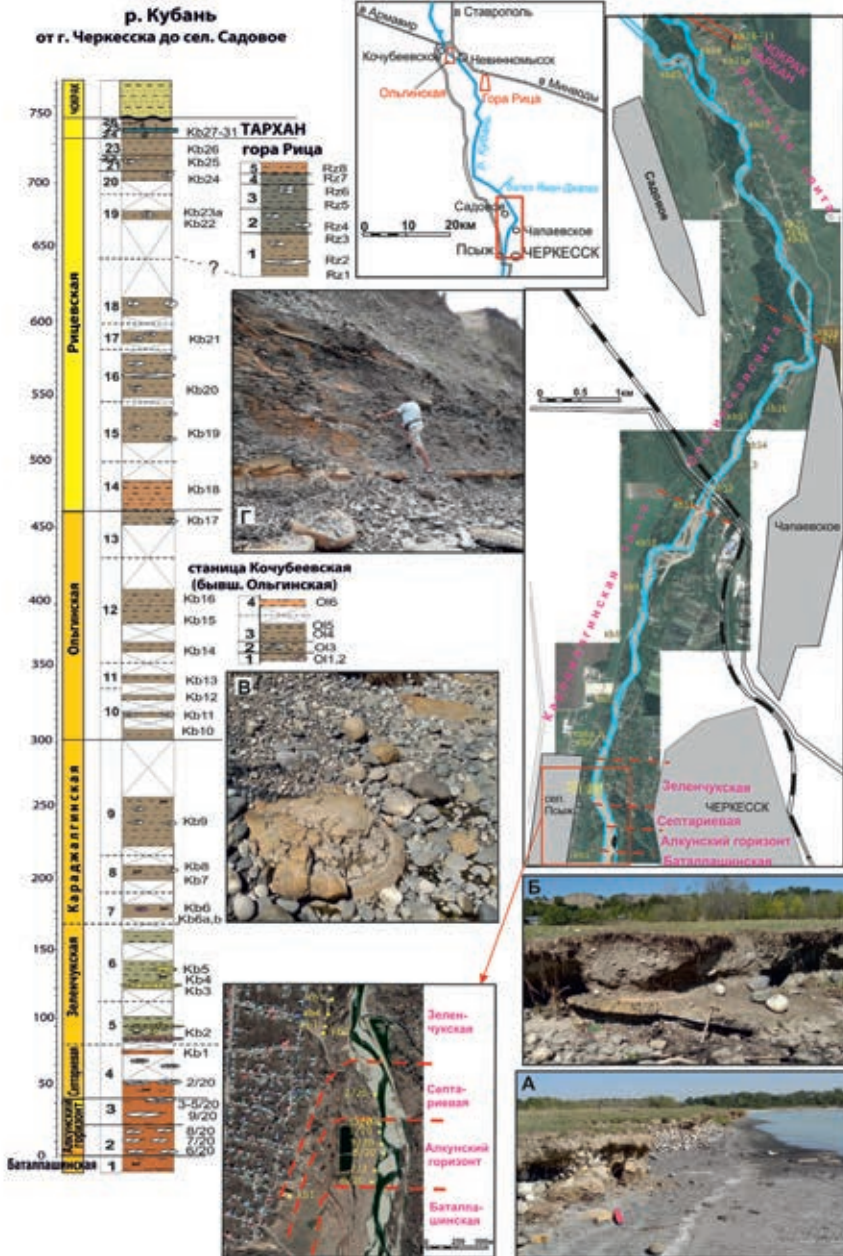


Рис. 17. Расположение разрезов верхней части майкопской серии по р. Кубань от г. Черкесска до балки Яман-Джалга, горы Рица и юго-восточной окраины станицы Кочубеевской (бывшей Ольгинской) и схемы этих разрезов с положением взятых образцов. Фото: А – первые небольшие пластовые конкреции в глинах слоя 2 алкунского горизонта (обр. 6/20) у северо-восточной окраины с. Псыж, вскрывшиеся при малой воде; Б – крупная пластовая конкреция слоя 3 в нормальном залегании, под ней – выходы глин (обр. 9/20); В – септариевые конкреции слоя 4 в русле; Г – пласт сидеритовых конкреций в низах караджалгинской свиты (слой 9)

2. $P_3^2N_1^1(al)$ (алкунский горизонт). В глинах появляются уровни с пластовыми конкрециями известняков серых слоистых глинистых, неправильной формы (рис. 17А), иногда дисковидных или округлых (0.5×0.15 м). На уровне конкреций глины становятся слабокарбонатными. В известковистых глинах найдены фораминиферы: *Ammodiscus incertus*, *Cibicides stavropilensis*, *Pseudoparella caucasica*, *Caucasina* sp., *Uvigerinella* aff. *californica*, *Bolivina* ex gr. *plicatella*, *Bolivina* ex gr. *floridana*, *Virgulinitella nebuliminiformis*, *Globigerina* sp. В образцах 7/20 и 8/20 обнаружен небогатый комплекс наннопланктона с преобладанием вида *Cyclicargolithus floridanus*. Комплекс органикостенного фитопланктона характеризуется относительно высоким таксономическим разнообразием. В нижней части слоев (интервал проб 6/20-8/20) преобладают диноцисты *Apteodinium maculatum*, *Apteodinium australiense*, *Deflandrea spinulosa*, *Spiniferites* spp. (*S. ramosus*, *S. pseudofurcatus*, *S.* sp.). Этот уровень характеризуется обилием аморфного органического вещества в препаратах. Около 20 м.

3. Также толща глин бескарбонатных тонкослоистых с выцветами ярозита и рыбными остатками, с редкими уровнями конкреций, которые становятся крупнее (до 3.5×0.5 м, рис. 17Б), в раздувах, в слоистых конкрециях появляется септариевое строение, иногда встречаются отпечатки водорослей *Cystoseira*.

В этом слое и в низах следующего (обр. 3/20, 2/20) сохраняется частая встречаемость диноцист *Deflandrea spinulosa*, *Spiniferites* spp., а представители рода *Apteodinium* присутствуют редко. Установлены увеличение разнообразия диноцист видов *Lejeunecysta*, прогрессирующий рост количества ex gr. *Bigantedinium* sp. и прازیнофитов – крупных *Leiosphaeridia* sp., *Lancetopsis* sp., *Crassosphaera* sp., *Paralecaniella indentata*, *Cymatiosphaera* sp., мелких сферических фиком, сколохоратных акриларх. Редкие находки наннопланктона отмечены в обр. 3/20.

Около 15 м.

4. N_1^1sp (септариевая свита). Выше обнаженность плохая, в русле нет выходов глин, встречены лишь торчащие из дна красновато-желтые сидеритовые конкреции (рис. 17В), в основном имеющие септариевое строение (от 0.3×0.1 м, до 0.7 м в диаметре). В склоне левого берега на этом уровне встречены отдельные выходы глин шоколадных тонкослоистых с выцветами ярозита и рыбной чешуей («рыбные фации» по А.С. Столярову). Септариевые конкреции здесь отсутствуют. Состав диноцист в этих глинах (обр. Kb-1) характеризуется низким таксономическим разнообразием: преобладают *Coosteaudinium aubryae*, *Deflandrea spinulosa*, *Apteodinium* cf. *maculatum*. Высокая доля перидиниоидного рода *Deflandrea* и прازیнофитов указывает на тепловодные высокопродуктивные обстановки и поступление материала из мелководья.

Мощность свиты по данным В.Н. Золотницкого и по проложению около 30 м.

Далее в русле и на склоне левого берега вскрываются:

5. N_1^1zl (зеленчукская свита). Глины темно-серые алевритистые, слюдитые с тонкой муаровой слоистостью, рыбными остатками и линзовидными прослоями алевритов, тонко- и среднезернистых глинистых песча-

ников (1-20 см). В русле – прослой песчаника грубозернистого слоистого голубовато-серого (0.5 м). В отдельных прослоях – отпечатки крупных двустворчатых моллюсков плохой сохранности (?Tellinidae). Комплекс диноцист разнообразный, включает переотложенные палеогеновые (*Enneadocysta* sp., *Wetziella* sp., *Wetziella gochtii*) и мезозойские таксоны (обр. Кб-2).

В этой части разреза встречены две круто залегающие дайки крепких слюдистых грубозернистых песчаников (30-50 см), простирание СВ 30-40°, угол падения 60°, при общем падении слоев 6-8° на север.

Видимая мощность 5-6 м.

Перерыв 5-7 м.

6. Неправильно ритмичная толща чередования глин тонкослоистых и неслоистых от алевролитистых слюдистых до слабо алевролитистых и песчаников линзовидных и конкреционных, от мелко- до грубозернистых (до 0.6-0.7 м), иногда окремненных, со следами сильных течений, прослоями глинистых катунов.

Комплекс диноцист очень разнообразный, в нем определено более 60 таксонов, празиофиты встречаются спорадически единичными экземплярами, постоянно присутствуют органические оболочки фораминифер, что указывает на нормально-морские обстановки формирования отложений. Высокое таксономическое разнообразие и частая встречаемость субтропических таксонов свидетельствуют об условиях, близких к субтропическим. В верхах зеленчукской свиты (обр. Кб-5) установлена последняя встречаемость *Sumatradinium soucouyantiae*, *Glaphyrocysta*, *Dapsilidium pseudocolligerum*, впервые появляются *Selenopemphix brevispinosa*, *Dinopterygium cladoides*, встречены переотложенные палеогеновые и мезозойские диноцисты.

Видимая мощность 8-9 м.

- Общая мощность свиты около 70 м по данным В.Н. Золотницкого
7. N₁⁴kr (караджалгинская свита). Глины темно-серые некарбонатные слабо алевролитистые тонко- и микрослоистые с частыми рыбными остатками (чешуя), включениями гагата, небольшими доломит-сидеритовыми конкрециями (30×10 см).

Видимая мощность 4-5 м.

Перерыв 5-7 м.

8. Аналогичные глины с пятью горизонтами конкреций через 1-5 м. Комплекс диноцист также разнообразен и выделен в слой с *Cordosphaeridium cantharellus*, начавшиеся в зеленчукской свите (Александрова и др., в печати). Постоянно присутствуют *Spiniferites* spp. (*S. ramosus*, *S. mirabilis*, *S. pseudofurcatus*, *S. membranaceous*, *S. sp.*), *Cordosphaeridium cantharellus*, *Cordosphaeridium minimum*, *Sumatradinium druggii* *Cousteaudinium aubryae*, *Deflandrea spinulosa* и др.

Видимая мощность 8-9 м.

9. Те же глины с более мелкими и редкими лепешковидными конкрециями. На выветренных склонах выделяются отдельные сильно ярозитизированные прослои, обогащенные сульфидами. Комплекс диноцист резко отличен от комплекса слоев с *C. cantharellus* и характеризуется крайне низким видовым разнообразием (14 таксонов). На этом уровне

установлено появление *Polysphaeridium zoharyi*, последнее присутствие *Cousteaudinium aubryae*, *Deflandrea spinulosa*, *Deflandrea granulata*.

Видимая мощность около 40 м.

Общая мощность свиты, согласно Золотницкому, 175 м.

Перерыв в обнаженности около 1.5 км по проложению.

10. N₁^{1ol} (ольгинская свита). В доколе террасы левого берега, русле реки и 200 м ниже моста у правого берега – выходы глин серых алевролитистых массивных биотурбированных без конкреций.

В этом интервале (пробы Кб-10 – 17) количество диноцист низкое (от 39 до 68 экз.). Отмечается постоянная совместная встречаемость *Dinopterygium cladoides* sensu Morgenroth, 1966, *Heteraulacacysta leptalea*, *Batiacasphaera sphaerica*, *Operculodinium* sp., *Spiniferites* spp. Явно доминирующих таксонов нет. Немного увеличивается разнообразие за счет присутствия новых таксонов – *Saturnodinium* sp., *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Hystrichokolpoma* cf. *truncata*, *Lingulodinium multivirgatum*, *Batiacasphaera micropapillata*, *B. baculata*, *Operculodinium* cf. *crassum*, cf. *Svalbardella* sp., *Caligodinium* cf. *pychmum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Thalassiphora* cf. *succincta*. Постоянно присутствуют празинофиты и переотложенные диноцисты эоцена-олигоцена, споры растений позднемюрского – раннемелового возраста.

Суммарная видимая мощность 10-15 м.

11. 300-350 м ниже по реке – выходы в русле тех же глин.

12. Еще 0.5 км ниже по реке, в русле несколько выходов тех же глин алевролитистых, неясно слоистых без конкреций.

Перерыв около 50 м по мощности. Далее в обрывах правого берега у северной окраины с. Чапаевское перед впадением руч. Жмурка, в основании склона:

13. Глины серые алевролитистые неясно слоистые с темными вкраплениями органики и редкими лепешковидными конкрециями (0.3-0.5×0.1 м).

Видимая мощность 7-8 м.

Ранее обнаженность в этой части разреза отсутствовала. Мощность свиты (280 м, согласно В.Н. Золотницкому) оценивалась, вероятно, по данным бурения и выходам ниже по реке.

14. N₁^{1-2rc} (рицевская свита). Выше в том же склоне правого берега – глины шоколадные, тонкослоистые сильно ожелезненные с тонкой листоватой щебенкой. В нижней части рицевской свиты (слои 14-17, пробы Кб-18–21) количество диноцист в спектрах увеличивается. Преобладают *Spiniferites* spp., *Operculodinium* spp., *Cleistosphaeridium placacanthum-ancyreum* group, *Dinopterygium cladoides*, *Heteraulacacysta leptalea*, *Batiacasphaera* spp. На этом уровне впервые встречены *Operculodinium* cf. *borgerholtense*, *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium eirikianum*, *Impletosphaeridium insolitum*, *Hystrichokolpoma* cf. *rigaudiae*, *Echidinium*-type, *Oligokolpoma* cf. *tubulus*, *Distatodinium* cf. *paradoxum*. Переотложенные таксоны встречены в малом количестве. Части мелкие акантоморфные акритархи, постоянно присутствует *Paralecaniella indentata*.

Видимая мощность около 20 м.

15. 1.5 км ниже по реке, но без большой потери мощности, также в склоне правого берега – глины серые, ожелезненные, тонкослоистые с мелкими стяжениями пирита и крупными лепешковидными конкрециями (0.2-0.8×0.1 м). Видимая мощность 15-20 м.
16. Глины серые неяснослоистые с конкрециями сидерита (до 1.5×0.2 м), местами переходящими в пласты. 20-25 м.
17. Глины серые неяснослоистые со следами илоедов, выполненными марказитом, чередуются с прослоями с ярозитом. Конкреции вытянуты в высоту (0,3×0,5 м). 10-12 м.

Ниже по реке с небольшим перерывом:

18. Глины серые, неяснослоистые алевритистые слюдитые с крупными конкрециями. Видимая мощность 4-5 м.

Перерыв 40-50 м.

19. Глины ожелезненные коричневые алевритистые с конкрециями сидерита в виде линзовидных прослоев (до 0.5×0.2 м), либо лепешек, нарастающих одна на другую в высоту (0.3×0.5 м). Видимая мощность 3.5 м.

Перерыв 20 м.

20. Глины коричневые, тонкослоистые, алевритистые, ожелезненные, с тонкой листоватой щебенкой, с редкими сидеритовыми конкрециями (0.35×0.2 м). Видимая мощность 15 м.

21. Глины серые, чистые, плотные. 6 м.

22. Глины темные, слабо алевритистые, неслоистые, слабо известковистые. 2 м.

23. Глины коричневато-серые, алевритистые, тонкослоистые, с присыпками слюдитого песка, гипсом и ярозитом. Встречаются отдельные фрагменты глинистого известковистого песчаника (до 1.0×0.2 м). В средней и верхней частях рицевской свиты (слои 19-23, обр. Кб-22–27) по диноцистам выделены слои с *Batiacasphaera micropapillata* (Александрова и др., 2023, в печати). Ассоциация диноцист в них существенно обедняется количественно, но представлена таксонами, установленными ниже. В спектре диноцист доминируют различные виды *Batiacasphaera* – *B. micropapillata*, *B. sphaerica*, *B. baculata*. В верхней части отмечается частая встречаемость ex gr. *Bigantedinium*, *Selenopemphix nephroides*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp. Остальные таксоны встречены в незначительном количестве. Впервые найдены *Lejeunecysta fallax*, *Lejeunecysta* cf. *cowiei*, *Reticulatosphaera actinocoronata*. Для слоев характерна постоянная встречаемость разнообразных прازیнофитов и пресноводных водорослей (*Pediastrum*, *Ovoidites*, *Leiosphaeridia*, *Sigmopollis*, *Schizosporis*, *Zygnemataceae*, *Tasmanites*, *Botryococcus*). В основании слоев установлено акме мелких *Leiosphaeridia*. В значительном количестве встречаются переотложенные диноцисты мезозоя, эоцена и олигоцена, споры растений палеозоя, юрского – раннемелового возраста. 6-7 м.

С быстрым переходом, также в склоне правого берега выше балки Яман-Джалга:

24. N₁^{2tr} (тархан). В основании – глины темные, слабо карбонатные, с наннопланктоном, выше – глины более светлые, карбонатные,

в основании с многочисленными *Abra* sp., в отмывках – обломки мшанок, личиночные раковинки гастропод и пелеципод, раковины фораминифер: *Quinqueloculina* sp., *Q. consobrina*, *Florilus boueanus*, *Globigerina tarchanensis*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina* sp.

Выше – *Lentipecten denudatus*, *Apporhais* sp., *Pharus legumen*, *Nuculana* sp., *Euspira* sp., фораминиферы, характерные для тархана: *Lagena* ex gr. *vulgaris*, *Sigmoilinita haidingerii*, *S. tenuis*, *Quinqueloculina boueana*, *Q. consobrina*, *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Globigerina tarchanensis*, *Globigerina* aff. *falconensis*, *Globorotalia* aff. *obesa*, *Globoturborotalia woodi*. Наннопланктон *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera* sp. (обр. Kb28).

Известняк желтовато-серый, плотный, пелитоморфный, слабо песчанистый с *Nucula nucleus*, *Lentipecten denudatus*, *Apporhais* sp., *Nuculana* sp., *Euspira helicina*, *Nassarius* sp. Комплекс наннопланктона обильный и разнообразный, включающий *Br. bigelowii*, *C. pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *H. sp.*, *Rhabdosphaera sicca*, *Pontosphaera* sp. и др., включая индекс-вид зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus* шкалы Martini (1971) (обр. 29).

1 м.

По диноцистам здесь выделены слои с *Cribroperidinium tenuitabulatum* (пробы Kb-29–31). Нижняя граница установлена по первой совместной массовой встречаемости *Cr. tenuitabulatum* и *Cleistosphaeridium placacanthum-ancyrium* group. Кроме этих таксонов, часты *Spiniferites* spp., *Operculodinium eirikianum*, *Operculodinium centrocarpum*, *Polysphaeridium zoharyi*, постоянно присутствуют *Lingulodinium macherophorum*, *Habibacysta-Filisphaera* group, *Tectatodinium pellitum*, ex gr. *Bigantodinium*. Впервые встречены – cf. *Leptodinium aculeatum*, *Operculodinium* sp. (cf. *O. janduchenei*). В остальном комплекс представлен таксонами, установленными и в нижележащих интервалах.

Вышележащие отложения чокрака и низов карагана хорошо обнажены в балке Яман-Джалга (см. следующий раздел).

Обсуждение и корреляция. Разрез по р. Кубань является стратотипическим для кавказского регионаруса нижнего миоцена. Регионарус был предложен в объеме алкунской свиты, зеленчукской свиты с септариевыми слоями в основании и нижней половины караджалгинской свиты (Носовский, Богданович, 1980; Невеская и др., 2004). Однако данные о возрасте этих свит в стратотипическом разрезе, положении в нем границы олигоцена и миоцена, проведении и прослеживании верхней границы практически отсутствовали.

На основании определений Э. Мартини по наннопланктону из стратотипа кавказского регионаруса по р. Кубань, алкунская свита, из-за отсутствия характерных видов, была отнесена к нерасчлененному интервалу зон NP25–NN1 шкалы Martini (1971) (Носовский, Богданович, 1980). По мнению А.С. Андреевой-Григорович (1977; 1980; 2004), алкунская свита, как и весь Кавказ, коррелируется с зоной NP25. Находка Я. Крховским вида-индекса NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* в верхах алкунских отложений по р. Белой (Krhovsky et al., 1995) не внесла ясности в вопрос об их принадлежности к неогену или палеогену, так как основание аквитанского яруса определяет-

ся по палеомагнитным данным внутри зоны NN1 (и датируется 23.04 млн л., согласно Backman et al., 2012; Gradstein et al., 2020), а вид *T. carinatus* появился уже в верхней половине зоны NP25. По наннопланктонным данным наиболее близким к основанию аквитанского яруса является последнее присутствие *Sphenolithus ciperoensis* в основании зоны NN1 шкалы Martini (1971) и, соответственно, подзоны CN1a шкалы Okada, Bukry (1980). Но в Средиземноморье и Центральном Паратетисе (и в нашем материале также) представители рода *Sphenolithus* редки или отсутствуют.

В разрезе по реке Кубань у с. Карамурзинский Л.А. Головиной в алкунских отложениях был обнаружен индекс-вид зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus*, совместно с *Tr. milowii*. На этом основании был сделан вывод о корреляции средней наиболее карбонатной части алкунской свиты с **верхней миоценовой частью зоны NN1 *T. carinatus*** и базальной частью аквитана (Филиппова и др., 2015, 2018; Белуженко и др., 2018).

Наши полевые исследования 2020 г. позволили выявить в слабоизвестковистых глинах алкунского горизонта стратотипа кавказия комплекс наннопланктона, включающий обильные *Cyclicargolithus floridanus*, фрагменты *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera* sp., *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus* sp., части *Thoracosphaera* sp., *Triquetrorhabdulus* sp., *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera* sp. и установить **слои с *Cyclicargolithus floridanus*** (слой 2, обр. 7/20, 8/20; слой 3, обр. 3/20). Состав и структура комплекса из алкунских отложений р. Кубань хорошо коррелируется с комплексами, обнаруженными в разрезе по р. Кубань у с. Карамурзинский и в разрезах Северной Осетии (Филиппова и др., 2015, 2018; Белуженко и др., 2018), а также в стратотипическом разрезе алкунской свиты по р. Алкунке (Головина, настоящее исследование). Отложения последующих свит не содержат находок наннопланктона вплоть до тарханских отложений.

По диноцистам в алкунском горизонте и низах септариевых слоев зеленчукской свиты (обр. 6/20 – 2/20) выделены **слои с *Deflandrea spinulosa***. Нижняя граница установлена в данном разрезе по наличию характерного комплекса диноцист, при отсутствии *Chiropteridium partispinatum*; верхняя – по появлению *Sumatradinium soucouyantiae*. Внутри слоев установлена последняя постоянная частая встречаемость (LCO – last common occurrence) *Apteodinium australiense*, *Apteodinium maculatum*, в кровле – LCO *Deflandrea spinulosa*. Обилие *Apteodinium* связывается с краевыми морскими обстановками, а высокая доля перидиниоидного рода *Deflandrea* и прازیнофитов в верхней части слоев указывает на прибрежные высокопродуктивные обстановки формирования алкунского горизонта и сепариевой свиты.

Выше, в септариевых слоях зеленчукской свиты совместная встречаемость *Cousteaudinium aubryae*, *Sumatradinium soucouyantiae*, при отсутствии *Chiropteridium* и других стратиграфически важных таксонов, позволяет относить комплекс обр. Kb-1 к диноцистовой **зоне *Cousteaudinium aubryae* (DN2)** шкалы de Verteuil, Norris (1996), сопоставляемой со средней – верхней частью наннопланктонной зоны NN2 и датируемой верхней частью аквитана – нижней частью бурдигала (~22.2–19.1 Ma) (de Verteuil, 1997).

Появление грубозернистых песков в зеленчукской свите, наличие секущих даек свидетельствуют о нарастающей тектонической активности Большого Кавказа (Столяров, Ивлева, 2006), а линзовидное залегание грубообломочного материала – о перераспределении его сильными вдольбереговыми течениями.

Комплекс диноцист **слоев с *Cordosphaeridium cantharellus*** (Александрова и др., 2023, в печати), установленных в зеленчукской и нижней части караджалгинской свит (пробы Kb2-7), отличается высоким таксономическим разнообразием (более 60 таксонов), указывающим на нормально-морские обстановки формирования отложений. Нижняя граница определена по появлению *Sumatradinium soucouyantiae*, верхняя граница – по последней постоянной встречаемости *Cordosphaeridium cantharellus*. Эти слои могут быть скоррелированы с наннопланктонными зонами NN2 (верхняя часть) – NN4 (нижняя часть) шкалы Martini (1971) и близки комплексу из стратотипа бурдигала.

Начало караджалгинского времени отражает условия погружения бассейна, более широкого развития в нем условий сероводородного заражения и захоронения «рыбных фаций» (Столяров, Ивлева, 2006) с формированием сидеритовых конкреций.

Отложения ольгинской свиты отличаются не только погружением материала и редкостью конкреций, но, согласно А.С. Столярову, еще и частой биотурбацией донного осадка, что свидетельствует о сокращении зоны сероводородного заражения и развитии бентосной фауны.

По диноцистам в большей части караджалгинской, ольгинской и нижней части рицевской свит (пробы Kb8–21) установлены **слои с *Dinopteridium cladoides* – *Hetelaulacacysta leptalea***. Наибольшее количество и видовое разнообразие диноцист отмечено в нижней части рицевской свиты (пробы Kb18–21). Состав палиноспектров свидетельствует о морских палеообстановках с высокими скоростями седиментации и сильным терригенным сносе с прилегающей суши. Комплекс резко отличен от комплекса слоев с *C. cantharellus* и с долей условности датируется бурдигалом.

Стратотип ольгинской свиты находится в 30 км севернее описанного разреза в обрывах левого берега р. Кубань у южной окраины с. Кочубеевское (бывш. Ольгинская) (рис. 17). В ольгинской свите р. Кубань в темно-серых неизвестковистых глинах найдены многочисленные бентосные фораминиферы. Н.Н. Субботиной (1936), А.К. Богдановичем (1960а) и Т.Н. Пинчук были обнаружены: *Ammodiscus* aff. *pellucidus*, *Haplophragmoides latidorsatus*, *H.* aff. *kjurenagensis*, *H. periferioexcavatus*, *Cyclammmina turosa*, *C.* aff. *kapustina* и др., а Богдановичем (1960а) еще и отмечены плохо сохранившиеся секреторные формы (иногда в виде пиритовых ядер): *Bulimina* sp., *Bolivina* sp. и *Globulina* sp. Вид-индекс ольгинской свиты *Caucasinella elongata* здесь отсутствует, он был выделен Л.С. Тер-Григорьянц и Богдановичем по скважинам.

В рицевское время привнос алевритового материала сократился, и вновь восстановились условия сероводородного заражения, что сказалось как на восстановлении накопления тонкослоистых небитурбированных осадков «рыбных фаций», так и на восстановлении сидеритообразования, пиритиза-

ции – фаций, при выветривании дающих налет ярозита. В первой половине рицевского времени, судя по богатому составу диноцист, морской полносоленый режим сохранялся.

Стратотип рицевской свиты расположен на правом берегу р. Кубань на горе Рица у г. Невинномысска, где обнажена только средняя часть склона и вскрывается толща коричневых и серых некарбонатных глин с множеством прослоев сидеритовых конкреций мощностью более 50 м (рис. 17). Нижний контакт с ольгинской свитой здесь не обнажен, верхний контакт с тарханом лишь намечается в плохо обнаженной верхней части западного склона горы, от телебашни к р. Кубань.

По наличию характерного комплекса диноцист в верхней части рицевской свиты (пробы Kb22–27) установлены слои с *Batiacasphaera micropapillata*. Спектр диноцист обедняется, в нем начинают доминировать виды *Batiacasphaera* – *B. micropapillata*, *B. sphaerica*, *B. baculata*. В верхней части отмечается частая встречаемость ex gr. *Bigantedinium*, *Selenopemphix nephroides*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp. Для слоев характерна постоянная встречаемость разнообразных пражинофитов и пресноводных водорослей (*Pediastrum*, *Ovoidites*, *Leiosphaeridia*, *Sigmopollis*, *Schizosporis*, *Zygnemataceae*, *Tasmanites*, *Botryococcus*). В основании слоев установлено акме мелких *Leiosphaeridia*. Преобладание *Batiacasphaera*, появление пражинофитов и пресноводных водорослей связывается с опреснением или неустойчивым режимом солёности (Запорожец, 1999; Запорожец, Ахметьев, 2017). Встречаются переотложенные диноцисты мезозоя, эоцена и олигоцена, споры растений палеозоя, юры и раннего мела. Исходя из таксономического сходства состава со слоями с *D. cladoides* – *H. leptalea* и отсутствия стратиграфически более значимых более молодых таксонов, слои с *Batiacasphaera micropapillata* датируются бурдигалом.

В тархане (пробы Kb29–31) по диноцистам выделены слои с *Cribroperidinium tenuitabulatum* (Александрова и др., 2023, в печати). Их нижняя граница установлена по первой совместной массовой встречаемости *Cr. tenuitabulatum* и *Cleistosphaeridium placacanthum-ancyreum* group. Однако в целом комплекс показывает полную преемственность от майкопских ассоциаций.

Присутствие *Cribroperidinium tenuitabulatum* в низах серравалия установлено на востоке Северной Атлантики (Louwye et al., 2007), а также в зоне Сте Центрального Паратетиса, сопоставляемой с зонами NN4 – NN5 (нижняя часть) шкалы Martini (1971) по наннопланктону (Jiménez-Moreno et al., 2006; Вакрач et al., 2012). По данным Л. Коста и С. Манум (Costa, Manum, 1988), последняя встречаемость *C. tenuitabulatum* в разрезах Северо-Западной Европы установлена в зоне D17, которая коррелируется с зонами NN5 – нижняя часть NN6 по наннопланктону. Эти данные показывают, что верхний предел возраста слоев может быть ограничен основанием серравалия.

3.2. Балка Яман-Джалга

Разрез был описан в 1980 г. на правом берегу р. Кубани в основном в правом борту балки Яман-Джалга. Породы здесь лежат почти горизонтально со слабым наклоном – первые градусы – к северу.

Описание разреза. Основание разреза и контакт с майкопом можно видеть в основании обрыва к Кубани в 300 м выше устья балки (рис. 18):

1. N_1^2 гс (верхи рицевской свиты). Глины коричневые, алевритистые, тонкослоистые, железненные. Видимая мощность 8 м.
2. Глины серые плотные массивные. 6 м.
3. Глины темные, коричневато-серые, слабоалевритистые, неслоистые 2 м.

Балка Яман-Джалга

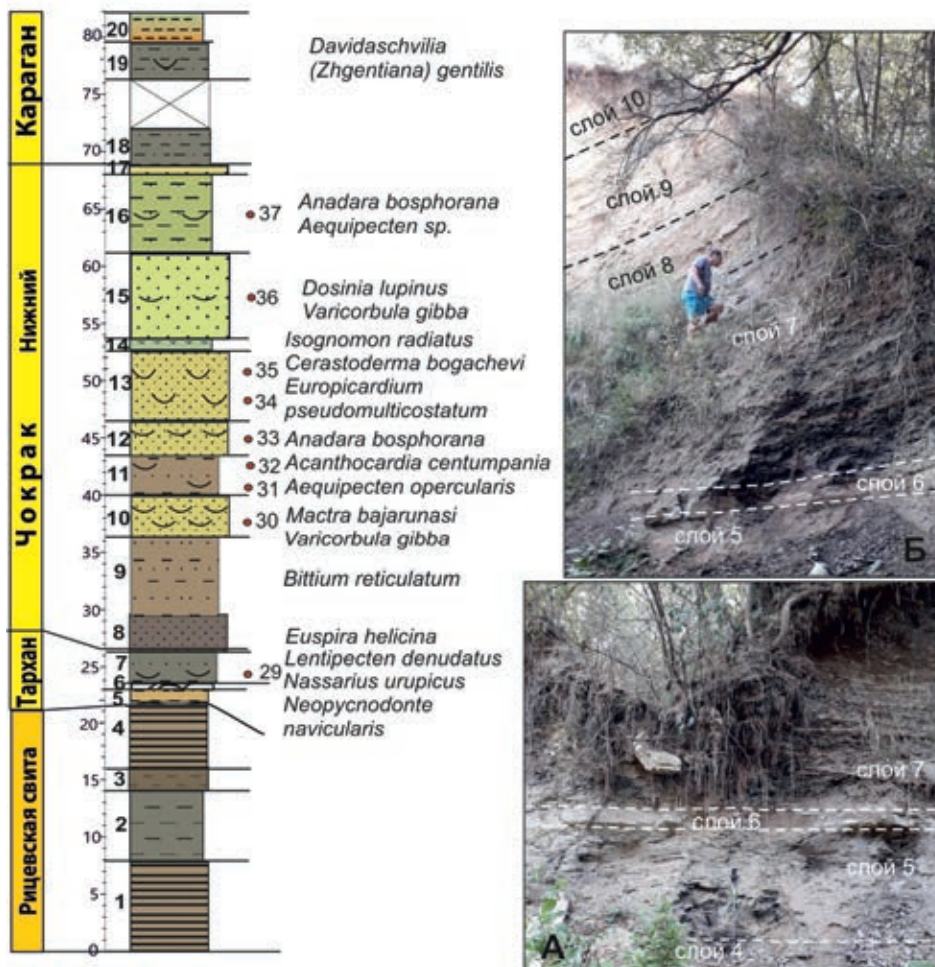


Рис. 18. Схема разреза среднемиоценовых отложений балки Яман-Джалга. Фото: А – выходы тарханского мергеля, подстилающих и перекрывающих слоев в левом борту у устья балки; Б – там же, выше по разрезу

4. Глины серо-коричневые, слабоалевритистые, тонкослоистые, с присыпками тонкозернистого песка по плоскостям напластования, на выветрелых склонах много ярозита. В глинах встречаются отдельные глыбы сильно выветренных известковистых песчаников (1.0×0.2 м), брекчированных, с гипсом и железнением. 6-7 м.

По отчетливой границе выше в левом борту устья оврага Яман-Джалга лежат:

5. N₁²tr (тархан). Глины желтовато-серые, неслоистые, комковатые, с небольшими окатанными обломками подстилающих глин с ярозитом. Встречены раковины характерных тарханских видов – *Lentipecten denudatus*, *Aporrhais pespelicani*, *Nassarius* sp. и др., и богатый комплекс фораминифер с обильными *Sigmoilinita tenuis*, *Florilus boueanus*, *Cassidulinoides tarchanensis*, *Globigerina tarchanensis* и др. (Крашенинников и др., 2003) (комплекс **слоев с *Sigmoilinita haidingerii***). Комплекс наннопланктона обилен и прекрасной сохранности, часто встречаются целые коккосферы. Он представлен *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster* sp., *Helicosphaera carteri*, *H. mediterranea*, *H. waltrans*, *Lithostromation perdurum*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera pannonica*, *R. sicca*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, *Syracosphaera* sp., *Pontosphaera multipora*, фрагменты известковых цист *Thoracosphaera* sp. 1 м.
6. (Тарханский мергель) Известняк желтовато-серый, крепкий, пелитоморфный, слабо песчанистый, с *Nucula nucleus*, *Nuculana* sp., *Lentipecten denudatus*, *Euspira helicina*, *Aporrhais pespelicani*, *Nassarius* sp. и др. и комплексом фораминифер: *Sigmoilinita tenuis*, *Textularia tarchanensis*, *Bolivina tarchanensis*, *Quinqueloculna boueana*, многочисленными *Globigerina tarchanensis*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina* aff. *juvenilis*, *Globigerina foliata*, *Globigerina* aff. *nepenthes*, *Globigerina* aff. *falconensis*, *Globorotalia* aff. *obesa*, *Globoturborotalita woodi*, *Globigerina praebulloides*, *Bolivina dilatata*. Остатки наннопланктона перекристаллизованы. 0.15-0.2 м.
7. Глины темно-серые, песчанистые, слюдястые, с окатышами и линзовидными прослоями майкоповидных коричневых глин с ярозитом. В нижних 1.5 м часто встречаются *Nucula nucleus*, *Nuculana* sp., *Lentipecten denudatus*, *Neopycnodonte navicularis*, *Varicorbula gibba*, *Nassarius* sp. и др., с редкими раковинами фораминифер: *Lagena* sp., *Polymorphina* sp., *Sigmoilinita tenuis*, *Sigmoilina haidingerii*, *S. tschokrakensis*. Комплекс наннопланктона сокращается, однако остается достаточно разнообразным: *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Br. bigelowii*, *Rhabdosphaera sicca*, *R. pseudoumbilicus*, *R. minuta*, *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, редкие *Helicosphaera waltrans*, *H. mediterranea*, фрагменты *Thoracosphaera* sp. 3.5 м.
- С постепенным переходом:
8. N₁²ch1 (нижний чокрак). Пески глинистые черные с линзовидными прослоями серых кварцевых песков и окатышей железненных глин с ярозитом и округлыми конкрециями песчаников (0.2×0.1 м). 3 м.
9. Пески серо-желтые, мелкозернистые, кварцево-слюдистые, с тонкими волнистослоистыми пропластками серых листоватых глин (до 5 мм), иногда с косою слоистостью и ризолитами. Встречены редкие *Bittium reticulatum* и фораминиферы **слоев с *Tschokrakella caucasica***:

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Quinqueloculina selene, *Q. akneriana* var. *rotunda*, *Q. akneriana argunica*, *Tschokrakella longiuscula*, *Articulina tschokrakensis*, *Porosonion granosus* var. *parvus*, *Nonion subbotinae*, *Discorbis tschokrakensis*. 7 м.

Выше по неровной границе с карманами до 1 м:

10. Пески косослоистые, серо-желтые, мелкозернистые, слюдисто-кварцевые, с тонкими пропластками серых листоватых глин (1-3 мм) и прослоями ракушечников, раковинами *Mastra bajaranasi*, *Angulus fuchsi*, *Parvicardium scabrum*, *Solen subfragilis*, *Pitar laskarevi*, *Varicorbula gibba*, *Bittium reticulatum* и др. мелкими гастроподами. 3.5-4 м.

Также по неровной границе с размывом:

11. В нижней части – переслаивание глин желто-серых, песчаных и песков желтых, мелкозернистых, рыхлых, с прослоями ракушечников, раковинами *Anadara bosporana*, *Mytilus fuscus*, *Modiolus hoernesii*, *Aequipecten opercularis*, *Acanthocardia centumpania*, *Pteria mira*, *Mastra bajaranasi* и др. Выше с постепенным переходом – пески-ракушечники с той же фауной. 3.5 м.

12. Пески с неправильными неровными стяжениями зеленовато-белесых песчаных известняков, вероятно, водорослевого происхождения. В них – раковины и отпечатки *Europicardium pseudomulticostatum*, *Mastra bajaranasi*, *Ostrea edulis*, *Ervilia praepodolica*, *Balanus* sp. 3 м.

13. Пески серо-желтые, мелкозернистые, с биогермными телами и прослоями ракушечников, образующих банки из *Chama gryphoides*, *Isognomon radiatus* и известковых червей. Встречаются *Anadara bosporana* (парные створки), *Ervilia praepodolica*, *Aequipecten opercularis*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Acanthocardia centumpania*, *Mastra bajaranasi*. Песчаники линзами переходят в ракушечники с *E. pseudomulticostatum*, *Cerastoderma bogachevi*, *Aequipecten* sp., *Varicorbula gibba*, *Loripes dentatus* и др. 6 м.

С постепенным переходом:

14. Глины известковистые, зеленовато-серые, плотные, пятнистые, с тонкими прослоями (5-15 мм) глинистого песка. 1 м.

По резкой границе с выветренной поверхностью контакта:

15. Пески желтые, мелкозернистые, с линзовидными прослоями рыхлых известковистых песчаников, местами косослоистые, иногда с галькой, глинистыми окатышами и массой трубок *Ditrupa*. В середине слоя редкие моллюски – *Dosinia lupinus*, *Varicorbula gibba*, *Europicardium pseudomulticostatum*. 8-9 м.

С мелкогалечным конгломератом (0.7 м) в основании:

16. Глины зеленовато-серые, пятнистые, с известковыми желваками и журавчиками, с двумя прослоями (через 1 м) ожелезненного глинистого песка с галькой и прослоем ракушечника (0.4 м) с *Anadara bosporana*, *Aequipecten* sp., *Dosinia lupinus* и др. 7 м.

17. Песчаники серые, тонкозернистые, слюдистые, глинистые, с ожелезненными прослоями. Видимая мощность 0.3 м.

18. N₁²kg1 (караган). Плохо обнаженные темные глины с прослоями известняков и плитчатых мергелей (0.1-0.15 м). Видимая мощность 3-4 м. Выше дороги выходят:

19. Глины алевролитистые, сильно известковистые, переходящие в мергели и известняки-ракушечники, с многочисленными *Davidaschvilia gentilis* и *Mohrensternia* sp. Видимая мощность около 2-4 м.
20. Глины в основании красные (0.5 м), выше – зеленовато-серые. Видимая мощность 2-2.5 м.

Обсуждение и корреляция. В начале тарханского этапа развития бассейна отмечается практически полное исчезновение режима сероводородного заражения, в результате чего начинается накопление глинистых и карбонатных отложений, характерных для нормально-морских условий. Стремительное появление в осадках ископаемых остатков известкового наннопланктона фораминифер и разнообразной бентосной фауны отражает это изменение газового режима.

Богатые и представительные комплексы наннопланктона тархана отличаются прекрасной сохранностью, о чем свидетельствует большое количество коккофер. Комплекс наннофлоры включает вид-индекс зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus* шкалы Martini (1971), с совместным присутствием видов *Helicosphaera waltrans* и *H. mediterranea*, что позволяет коррелировать его с низами зоны NN5 *S. heteromorphus*. Разнообразный комплекс наннопланктона отличается обилием и является однотипным с ассоциациями, установленными в лектостратотипическом разрезе тархана Малый Камышлак (Керченский п-ов, Крым), стратотипическом разрезе кувинских слоев на р. Большой Зеленчук и в разрезах по р.р. Пшехе и Белой. В океанических разрезах высокая численность и разнообразие *Helicosphaera* spp. характерны для относительно неглубоких прибрежно-шельфовых условий и сопоставляются с условиями апвеллинга. Поэтому бурное развитие хеликосфер, наряду с представителями рода *Rhabdosphaera*, характеризует эту часть палеобассейна как зону хорошей аэрации относительно неглубокого морского шельфа, что подтверждается и большой биомассой бентосной фауны.

Постепенный фациальный переход от глинисто-известковых фаций тархана к песчаным фациям чокрака и находки неизменных *Bittium reticulatum* в низах чокрака свидетельствуют, что, несмотря на мелководные фации, чокрак здесь начинается с самых нижних слоев, так как выше этот вид начинает трансформироваться в *B. agibelicum* (Гужов, 2023, в печати).

Прослеживание описанных слоев вниз по течению р. Кубани к станции Беломечетской, где были найдены остатки позвоночных знаменитого Беломечетского комплекса млекопитающих, показывает, что этот комплекс приурочен к верхней части нижнего чокрака. Наиболее вероятным кажется сопоставление уровня этих находок с прослоем мелкогалечного конгломерата в основании слоя 16.

4. Скважины Приютненской площади, Приманычье

Район является преимущественно закрытым, неогеновые отложения в естественных обнажениях вскрываются лишь на Миоценовой гряде, вытянутой вдоль северо-восточного борта Манычской впадины (рис. 19) и в Приманычье – в разрезах Каменный Бугор и на кургане Шарет, где описаны чокрак-среднесарматские отложения. Наиболее широкое распространение имеют караганские отложения. По скважинам они прослежены до Доно-Сальского междуречья, заходят в западные Ергени, Приманычье, а в Прикаспии описываются на южном склоне вала Карпинского. Особый интерес представляют верхнемайкопские отложения региона, поскольку они отлагались в зоне внешнего шельфа с устойчивым осадконакоплением, но в шельфовых условиях, где не было постоянного сероводородного заражения и могла обитать бентосная фауна – моллюски и фораминиферы.

В основу исследований положен фактический материал, полученный в результате бурения Калмыцкой нефтегазоразведочной экспедицией в 1990–1995 гг. при проведении государственной геолого-гидрологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1:50 000 района сел. Приютное в Республике Калмыкия (Савин, 1993) и тематических исследований по пробуренным скважинам (Застрожнов, 2009). Разрезы скважин описывались А.С. Застрожновым и В.В. Савиным. Определение фауны из них проводилось С.В. Поповым, Л.А. Невесковой, И.А. Гончаровой (моллюски), Т.Н. Пинчук, Г.Г. Кургалимовой (фораминиферы). Спорово-пыльцевой анализ выполнен М.Н. Валуевой (Валуева и др., 1998) и Л.А. Пановой, Ж. Буровой (Бурова, Панова, 1998).

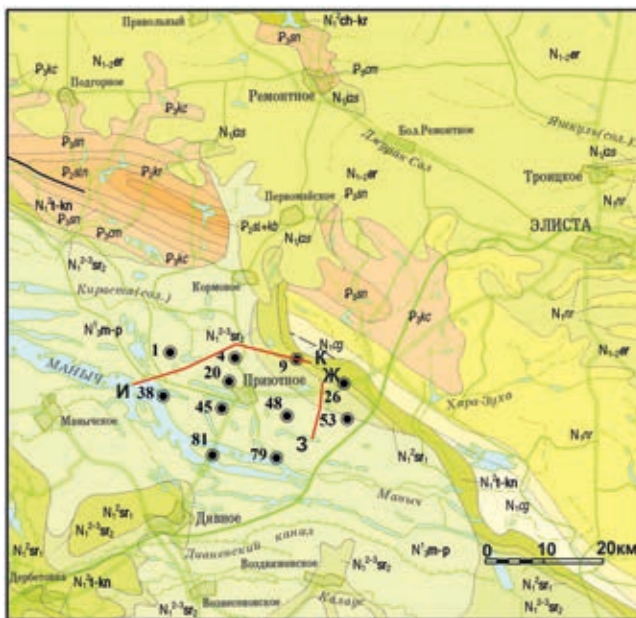


Рис. 19. Геологическая карта Приманычья (район Элиста – Приютное) со снятым четвертичным покровом. Красными линиями ИК и ЖЗ показано положение профилей, изображенных на рис. 22

Описание разрезов. В качестве опорного приведем описание разреза по скважине 9 (N 46°09'11"; E 43°37'05", а.о. 46.4 м), пробуренной в 10 км к северо-востоку от сел. Приютное, Калмыкия (рис. 20), где наиболее полно представлены и охарактеризованы фауной ниже- и среднемиоценовые отложения.

Здесь снизу вверх залегают:

1. N₁^{1ol} (ольгинская свита). Инт. 248-236 м. Глины зеленовато-серые, плотные, с присыпками и гнездами тонкозернистых песков и алевроитов, с *Nucula (Lamellinucula) sp.*, *Portlandia sp.* и с богатым комплексом микрофауны **слоев с *Caucasinella elongata*** с *Cibicides pseudoungerianus*, *C. almaensis*, *Bulimina aff. rosenkrantzi* и др. 12 м.
 2. Инт. 236-221 м. Глины более светлые, слоистые, с присыпками алевроитов и песков, с тем же комплексом микрофауны. На глубине 232 м – *Varicorbula gibba*. 15 м.
 3. Инт. 221-202 м. Глины темные, песчаные, с прослоями и гнездами тонкозернистого слюдистого глауконитового песка. Встречаются горизонты глинистых окатышей. Комплексы микрофауны бедные, с эвригалинными видами *Saccamina zuramakensis*, *Hyperammia djanaica*, *Trochammia sp.* 19 м.
 4. Инт. 202-195 м. Глины серые, с присыпками алевроитов и песков, с раковинами полигалинных морских моллюсков: *Cultellus sp.*, *Dentalium sp.*, *Varicorbula gibba*. 7 м.
 5. Инт. 195-180 м. Глины черные, тонкослоистые, с присыпками серых слюдистых алевроитов по напластованию, ниже – с присыпками и прослоями тонкозернистых глауконитовых песков. Встречаются горизонты глинистых катунов, ходы илоедов. 15 м.
 6. Инт. 180-175 м. Пески черные, среднезернистые, с галькой. 5 м.
 7. Инт. 175-165 м. Глины серые, с прослоями песков (до 2 м). 10 м.
 8. Инт. 165-152 м. Глины серые, с прослоями песков и алевроитов, обломками раковин с перламутром ?*Nucula sp.*, ?*Anomia sp.* 13 м.
 9. Инт. 152-140 м. Глины алевроитистые, темно-серые, некарбонатные, с прослоями глин светло-серых, более чистых, плотных. На глубине 145-149 м – *Caucasinella elongate*, *Cibicides oligocenica*, *C. pseudoungerianus* и др., на глубине 140 м – *Nucula (Lamellinucula) sp. Parvicardium striatulum*. 12 м.
 10. N₁^{1-2rc} (рицевская свита). Инт. 140-120 м. Глины темно-серые, почти черные, со слабым зеленоватым оттенком. На глубине 137 м найдены *Rzehakia dubiosa*; 135 м – встречены отпечатки ?*Ervilia*; 125-130 м найдены фораминиферы с *Melonis aff. duzuralensis*. 20 м.
- Выше с размывом залегают:
11. N₁^{2ch₁} (нижний чокрак). Инт. 120-115 м. Глины зеленовато-серые, слоистые, некарбонатные, с присыпками мелкозернистого слюдистого песка по плоскостям напластования, с обедненным комплексом фораминифер, с крупными *Nodosaria badensis*, *Epistomina aff. basilicus* и др., характерными для тархана – нижнего чокрака. 5 м.
 12. Инт. 115-99 м. Алевроиты глинистые с гнездами и присыпками песков. 14 м.

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарусная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

13. $N_1^2ch_2$ (верхний чокрак). Инт. 99-91 м. Песчаники тонкозернистые, глинистые с прослоями алевроитов и глин. Обломки ?*Davidashvilia*. 10 м.
 14. Инт. 91-88 м. Глины серые с *Davidashvilia intermedia*, обломки ?*Abra* sp. 3 м.
 15. N_1^2kg (караган). Инт. 88-87 м. Пески темно-зеленые, местами буровато-зеленые, тонкозернистые, глинистые. 1 м.
 16. Инт. 87-79 м. Глины темно-серые с буроватым оттенком, неясноплитчатые, слабо алевроитистые, слюдястые, известковистые, прослоями слабо карбонатные, с прожилками и гнездами пирита-марказита, с раковинным детритом. На глубине 79.5-79 м встречены *Davidashvilia (Zghentiana) gentilis*. 18 м.
 17. Инт. 79-76.5 м. Пески темно-серые, мелкозернистые, кварцевые, глинистые, слабослюдястые с *Davidashvilia (Zghentiana) gentilis*. 2.5 м.
 18. Инт. 76.5-70 м. Глины темно-серые с буроватым оттенком, плитчатые, алевроитистые, слюдястые, известковистые. 6.5 м.
 19. $N_1^2kn_1$ (картвельские слои конки). Инт. 70-66.5 м. Пески серые с зеленоватым оттенком, тонко- и мелкозернистые, кварцевые, глинистые. 3.5 м.
 20. Инт. 66.5-59 м. Глины темно-серые с буроватым оттенком, неясноплитчатые с алевроитовой и песчаной примесью слабо известковистые с тонкими прослойками черного цвета, сложенными пиритом-марказитом и прослойками (1-5 см) мергелей, кремевых, пиритизированных, окремненных. На глубине 62-61 м встречены моллюски *Barnea ustjurtensis*, *B. sinzovi*, *B. sp.* 7.5 м.
 21. $N_1^2?kn_{2+3}$. Инт. 59-50 м. Глины темно-серые, прослоями светло-серые, местами ожелезненные, плитчатые, по плоскостям наложения с прищипками алевроитов и тонкозернистых песков. 9 м.
 22. $N_1^2sr_1$ (нижний сармат). Инт. 50-41 м. Глины зеленовато-бурые с прослоями песков серых, средне-крупнозернистых и обломками раковин моллюсков. 9 м.
 23. Инт. 41-38 м. Пески серые, глинистые, мелкосреднезернистые. 3 м.
 24. Инт. 38-33 м. Глины зеленовато-серые, темные, прослоями песчаные, пластичные. 5 м.
 25. $N_1^2sr_2$ (средний сармат). Инт. 33-30 м. Пески серые, глинистые, средне-крупнозернистые. 3 м.
 26. Инт. 30-20 м. Глины серые и светло-серые с зеленоватым оттенком, вязкие, прослоями песчаные. 10 м.
- Выше следуют четвертичные отложения.

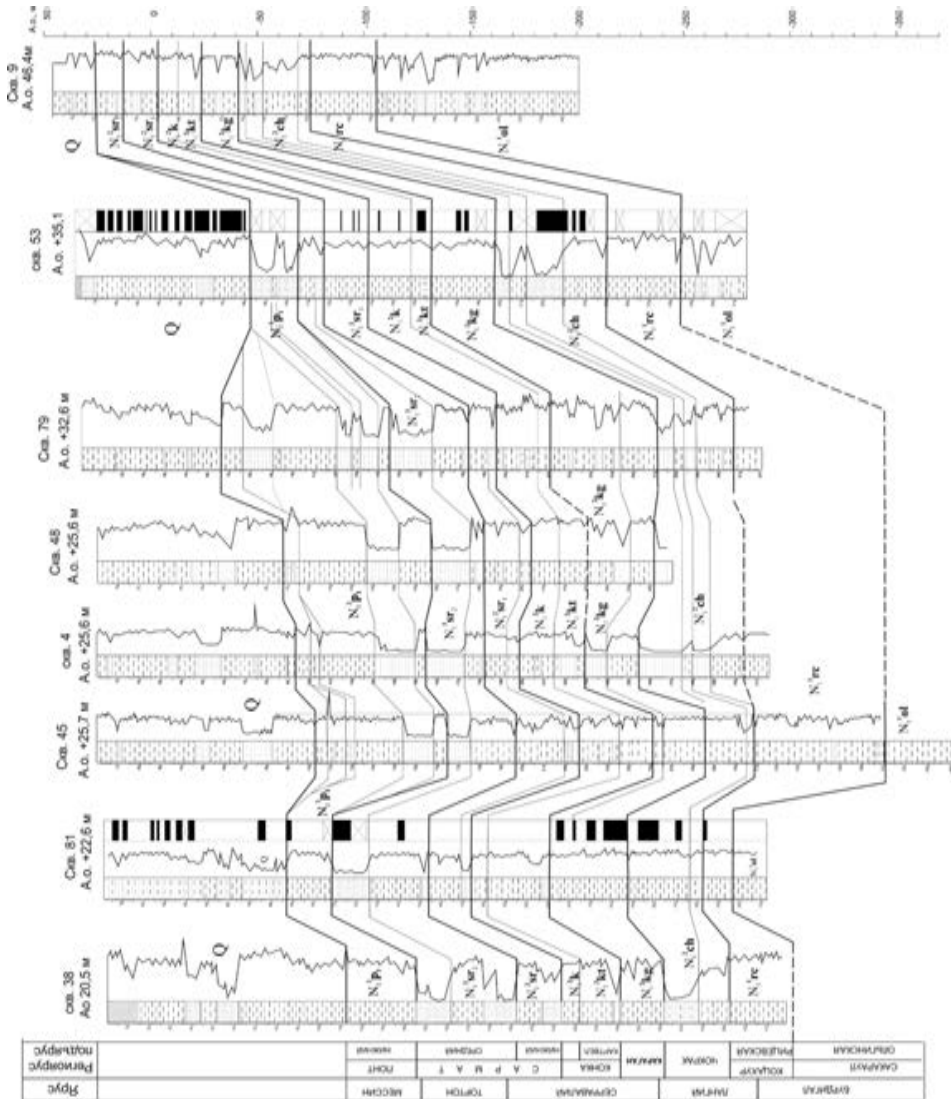


Рис. 20. Схема сопоставления миоценовых отложений, вскрытых скважинами Приютненской площади

Скважина 4 (N 46°09'18"; E 43°29'16", а.о. 25,6 м), пробуренная в 6 км к северу от сел. Приютное в зоне Манычских прогибов, дополняет разрез скважины 9 более полной характеристикой средне- верхнемиоценовых отложений (рис. 20).

Снизу вверх следуют:

1. ?N₁¹⁻²rc (рицевская свита). Инт. 315-302 м. Глины черные плотные пластичные вязкие. 13 м.
2. Инт. 302-290 м. Глины темно-серые, сильно песчанистые, с прослойками песков, темных и зеленоватых, мелкозернистых. 11 м.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

3. ?N₁²ch (чокрак). Инт. 290-285 м. Пески глинистые, темно-серые. 5 м.
4. Инт. 285-279 м. Пески темно- и светло-серые средне- и мелкозернистые, слюдистые. 6 м.
5. Инт. 279-274 м. Глины темно-серые, песчаные с прослойками песков. 5 м.
6. Инт. 274-254 м. Пески серые слюдистые средне- и мелкозернистые. 20 м.
7. N₁²kg (караган). Инт. 254-239 м. Глины черные, коричневатые, с прослоями зелено-бурых песчаных глин и зеленых мелкозернистых песков с *Davidashvilia gentilis*. 15 м.
8. Инт. 239-229 м. Пески темно-серые до черных, слюдистые мелко- и тонкозернистые с обломками песчаников. На глубине 229-233 м встречены *Davidashvilia (Zhgentiana) gentilis*, ?*Ervilia*. 10 м.
9. N₁²kn₁ (картвельские слои конки). Инт. 229-224 м. Глины черные, с коричневым оттенком, переслаивающиеся с глинами зеленоватыми песчаными. 5 м.
10. Инт. 224-214 м. Пески темно-серые, прослоями бирюзовые, мелкозернистые глинистые с ?*Ervilia*, *Barnea* sp., с прослоями темно-зеленых глин. 9 м.
11. N₁²kn Инт. 214-201 м. Глины темно-серые с коричневатым оттенком, с прослойками и линзами песков темно-зеленых мелкозернистых, аргиллитов светло-серых и битой ракуши с *Abra* sp. 13 м.
12. N₁²sm₁ (нижний сармат). Инт. 201-192 м. Глины темно-серые с коричневатым оттенком, с прослойками песков темно-зеленых мелкозернистых и битой ракуши с *Abra* sp. 9 м.
13. Инт. 192-182 м. Глины серые с синеватым оттенком, плотные с прослоями песков темно-серых мелкозернистых с *Ervilia* cf. *dissita dissita*, *Obsoletiformes* sp., *Maetra* sp. 10 м.
14. N₁²sm₂ (средний сармат). Инт. 182-172 м. Глины черные, плотные, пластичные, переслаивающиеся с глинами зеленоватыми песчаными, с прослойками и линзами темных мелкозернистых песков, битой ракуши и кремнистых песчаников (3-5 см). На глубине 176 м встречены *Ervilia trigonula*, *Ervilia* sp., *Maetra* sp., *Plicatiformes* cf. *praeplicata*, *Obsoletiformes* sp., *Polititapes* sp. 10 м.
15. Инт. 172-154 м. Пески темно-серые с синеватым оттенком, мелко- и среднезернистые, с прослоем темно-серого известкового песчаника (5-6 см). На глубине 160 м встречен вид *Gibbula urupensis*, а на 167 м – *Gomphomarcia naviculata*, *Musculus sarmaticus*, *Obsoletiformes* cf. *obsoleta*, *Ervilia dissita*, *Hydrobia elongata*, *Pseudoamnicola* sp. – формы, общие для нижнего и среднего сармата. 18 м.
16. N₁³p₁ (нижний понт). Инт. 154-149 м. Глины серо-синие, плотные пластичные, с прослойками темных мелкозернистых песков. 5 м.
17. Инт. 149-130 м. Пески серые с синеватым оттенком, мелкозернистые. 19 м.
18. Инт. 130-104 м. Глины серые, черные, серо-синие, плотные, пластичные с присыпками тонко- и мелкозернистых песков. На глубине 115-111 м встречена *Congerina amigdaloides novorossica*, которая может свидетельствовать о позднеэоценом либо раннепонтическом возрасте отложений. 6 м.

19. Инт. 104-102 м. Пески серые, мелко- и среднезернистые с *Pseudocatillus* cf. *pseudocatillus*, свидетельствующих о понтическом возрасте вмещающих отложений. 2 м.
20. Инт. 102-93,5 м. Глины серые и черные, плотные, пластичные, с прослойками мелко- и среднезернистых песков, раковинами *Paradacna abichi*, *Euxinocardium subodessae*, *Pseudocatillus pseudocatillus*, *Congeria amigdaloides novorossica*, *Viviparus* sp. 8.5 м.
- Выше залегают четвертичные отложения.

Обсуждение и корреляция. Ранее, в стратиграфических схемах нижний миоцен Приманьчья расчленялся на нугринскую, арадыкскую и цаганхакскую свиты, охватывающие верхнюю часть майкопской серии (Пантелеев, 1947). Изученность этих свит была очень слабая, и вопрос об их возрасте не был решен однозначно.

Позднее, в 60-х годах прошлого века Г.И. Семеновым была продемонстрирована возможность прослеживания основных подразделений майкопской серии Центрального Предкавказья до Маныча. Составленный им профиль прошел через Черкесск – стратотипический разрез для большинства свит майкопской серии – и через зону Манычских прогибов (рис. 21). На профиле отчетливо выражены литологические особенности отдельных свит, которые позволяют прослеживать их в пределах определенной батиметрической зоны по всему Предкавказью. В верхнем майкопе на профиле Г.И. Семеновым отдельно была показана караджалгинская свита, но не были выделены ольгинская и рицевская. В то же время первая легко вычленилась из толщи, которая приведена как верхнемайкопская (помечена индексом $N_1^1mk_3$) по показанным на нем прослоям песков. Если такая интерпретация верна, то толща с прослоями песков имеет небольшую мощность в Черкесском районе и характеризуется трендом к увеличению в сторону Маныча, в то время как мощность рицевской свиты довольно резко убывает в этом направлении. Правомерность такой интерпретации подтверждается и нашими литологическими и фаунистическими данными по разрезу р. Кубань у г. Черкесска и в Манычской впадине. Стратиграфически ниже залегают глины с прослоями песков, с морской полигалинной малакофауной и бентосными фораминиферами комплекса *Caucasinella elongata*, общего с ольгинской свитой. По данным предшественников, ее мощность достигает здесь более 300 м.

Ольгинская свита. Представлена преимущественно глинами, иногда с прослоями песков, содержащими морских полигалинных моллюсков *Nucula (Lamellinucla)* sp., *Portlandia* sp., *Scalaricardita* cf. *omaliana*, *Plagiocardium* cf. *abundans*, *P. golubiatnicowi*, *Varicorbula gibba*, *Dentalium* sp. и разнообразный комплекс фораминифер с *Caucasinella elongata*. Однако в некоторых образцах состав микрофауны бедный, с *Saccamina zuramakensis*, что свидетельствует о нестабильности экологических обстановок, начавшейся уже в это время. Вскрытая мощность ольгинской свиты – до 100 м (в скв. 9).

Рицевская свита. На ольгинской свите залегают толща глин мощностью от 20 до 47 м с более бедной фауной. В верхней части этой толщи

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

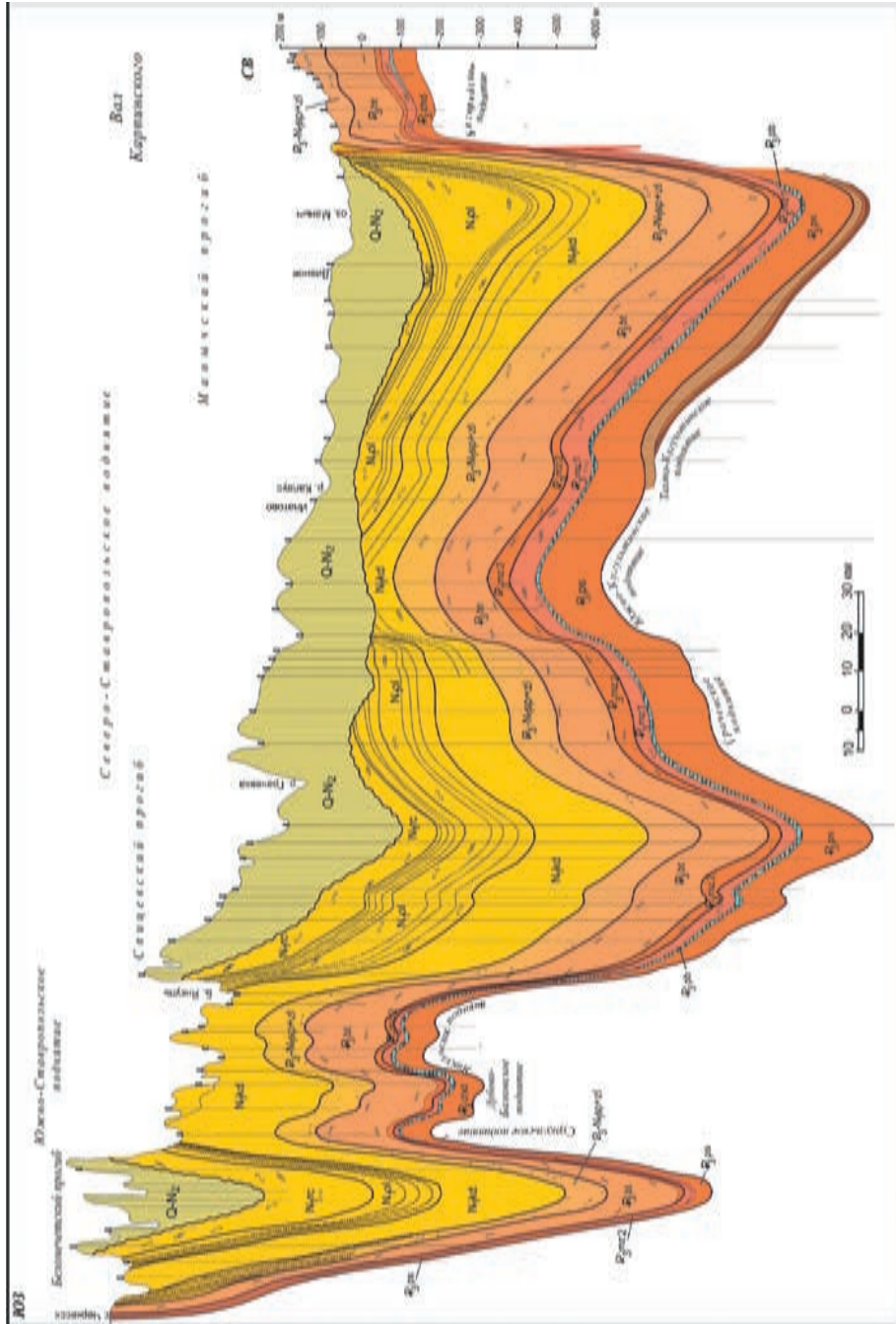


Рис. 21. Геолого-литологический профиль олигоцен – нижнемиоценовых отложений майкопской серии Черкесск – Маныч (неопубликованные материалы к статье Семенов, Столяров, 1970, с изменениями). Индексами показаны свиты: P_3ps – пшехская, P_3pb – полбинская, P_3mz_1 – нижнеморозкинская, P_3mz_2 – верхнеморозкинская, P_3bt – батгаллашинская, P_3-N_1sp+z1 – септариевая+зеленчукская, N_1kd – караджалгинская, N_1ol – ольгинская, N_1rc – рицевская

обнаружены моллюски: *Rzehakia dubiosa*, *Cerastoderma* cf. *ivericum* (в скв. 81), *Parvicardium* cf. *striatulum*, *Nucula* (*Lamellinucula*) sp. Первые две формы сближают эту фауну с солоноватоводной коцахурской, однако, в отличие от последней, здесь в отдельных прослоях присутствуют и морские формы – нукулиды, парвикардиумы. Микрофауна также обедненная, преобладают комплексы с *Saccamina zuramakensis*, *Hyperammina*, *Trochammina*, *Reophax*, *Haplophragmoides*.

Ниже в глинах ржегакии встречаются редко, фауна более богата морскими видами. Здесь найдены *Nucula* (*Nucula*) cf. *nucleus*, *N. (Lamellinucula)* sp., *Tellinidae*, отпечатки *Veneridae*, *Parvicardium* ex gr. *exiguum*, крупные *Abra* sp., *Varicorbula gibba*. Комплексы микрофауны с *Caucasinella* (= *Neobulimina*) *elongata*, *Cibicides oligocenicus* также указывают на более мористые условия. По условиям осадконакопления и по фауне эту пачку можно считать переходной от ольгинской к рицевской свите, но все же общая обедненность микро- и макрофауны, присутствие ржегакии и саккамин в этой толще позволяют и ее включать в состав рицевской свиты.

По данным Л.В. Гребенюк (Гребенюк, Застрожнов, 2002), ольгинские и рицевские отложения в изученных скважинах (38, 53, 81) характеризуются устойчивой обратной полярностью с коротким эпизодом нормальной полярности в конце рицевской свиты (рис. 20, скв. 81). Такая полярность вполне соответствует палеомагнитной характеристике верхов нижнего миоцена, и ее предположительно можно интерпретировать как продолжительный хрон обратной полярности C5Bt с коротким субхроном нормальной полярности (C5Bn.2n) в верхней части.

Особенности палинофлоры этого региона по материалам из тех же скважин были изучены М.Н. Валуевой (Валуева и др., 1998), Ж.В. Буровой и Л.А. Пановой (1998). По данным последних авторов, в интервале ольгинской и рицевской свит в палинокомплексах резко преобладает пыльца хвойных растений (*Taxodiaceae* и *Pinaceae*). Пыльца древесных покрытосеменных (преимущественно *Fagaceae* и *Betulaceae*) менее обильна, состав травянистых и споровых беден. Эти авторы заключают, что растительность была представлена сосновыми и болотно-таксодиевыми лесами, реже – смешанными хвойно-широколиственными с участием субтропических растений. Климат был теплый, влажный, близкий к субтропическому.

Чокрак. Мощные песчаные пачки в чокраке имеют платформенное происхождение и выклиниваются в сторону прогиба (рис. 22).

В палеомагнитной колонке чокрака скважины 81 (рис. 20) в нижней части (инт. 277-256 м) чокракские отложения характеризуются преимущественно отрицательной намагниченностью, которая предположительно интерпретируется нами как хрон C5ADr. Выше следует зона прямой полярности, которая по аналогии с другими чокракскими разрезами соответствует хрону C5ADn (см. рис. 76), внутри которого располагается граница нижнего и верхнего чокрака (Palcu et al., 2019a). Короткий интервал обратной полярности (на глубинах 243-246 м) может отвечать хрону C5Ac. Кровля чокракского региона в скважине 81, как и в разрезах Западного Предкавказья, проходит в зоне нормальной полярности, которая сопоставляется с хроном C5ACn.

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

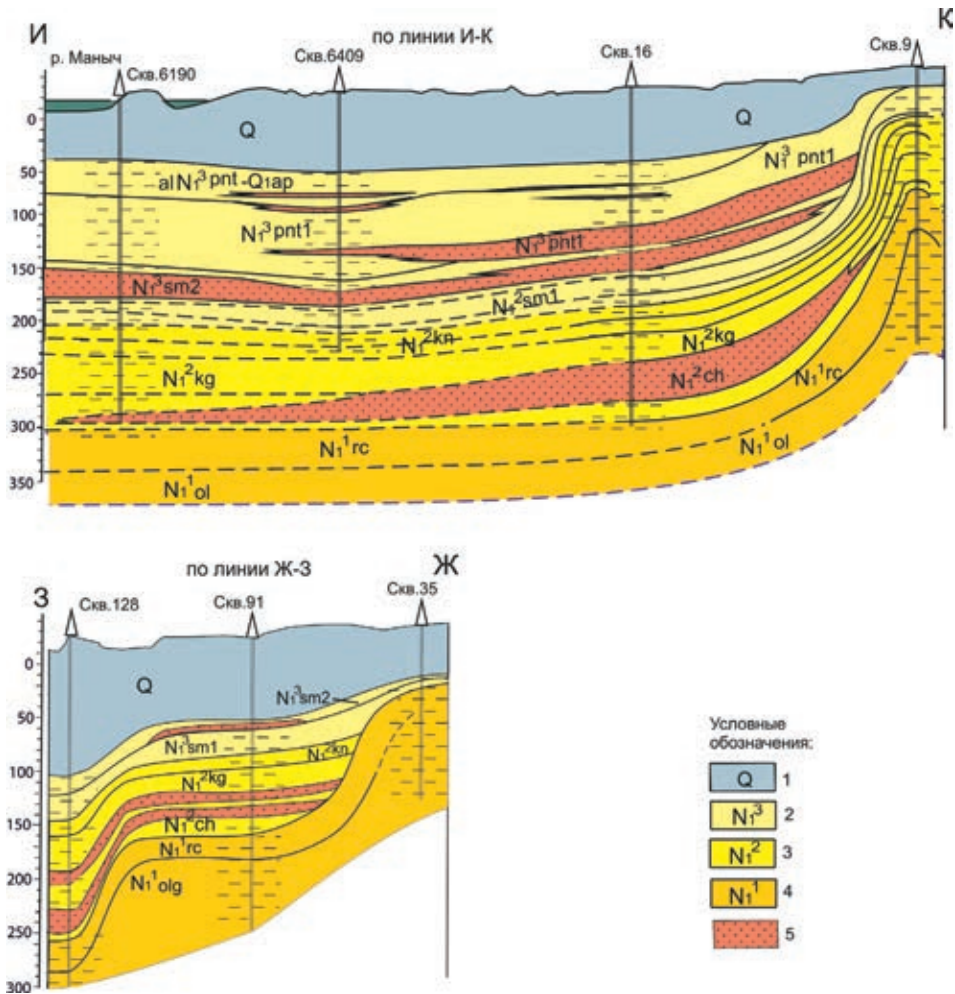


Рис. 22. Геологические профили по линиям И-К и Ж-3 на рис. 19

Условные обозначения: 1 – нерасчлененные четвертичные отложения; 2 – преимущественно верхнемиоценовые (сарматские и понтические); 3 – среднемиоценовые (чокрак, караган, конкские); 4 – нижнемиоценовые (ольгинские и ридевские) отложения; 5 – песчаные тела внутри преимущественно глинистых фаций.

Караган. Караганские отложения представлены серо-зелеными мелкозернистыми песками, чередующимися с зеленовато-серыми глинами и палевыми мергелями, с галькой, гравием и раковинным детритом, свидетельствующими о близости древней береговой линии. Они охарактеризованы преимущественно малакофауной с *Davidashvilia (Zhgentiana) gentilis* – формой, характерной в целом для караганского регионаруса, поэтому присутствие здесь верхнекараганских отложений, отличающихся специфическими эндемиками, осталось фаунистически неподтвержденным. Лишь находки более тонкостенных вытянутых гладких форм двустворок, определенных как *?Ervilia*, в скважине 4, в верхней ее части, могут указывать на наличие верхнего карагана. Мощность карагана – до 70 м.

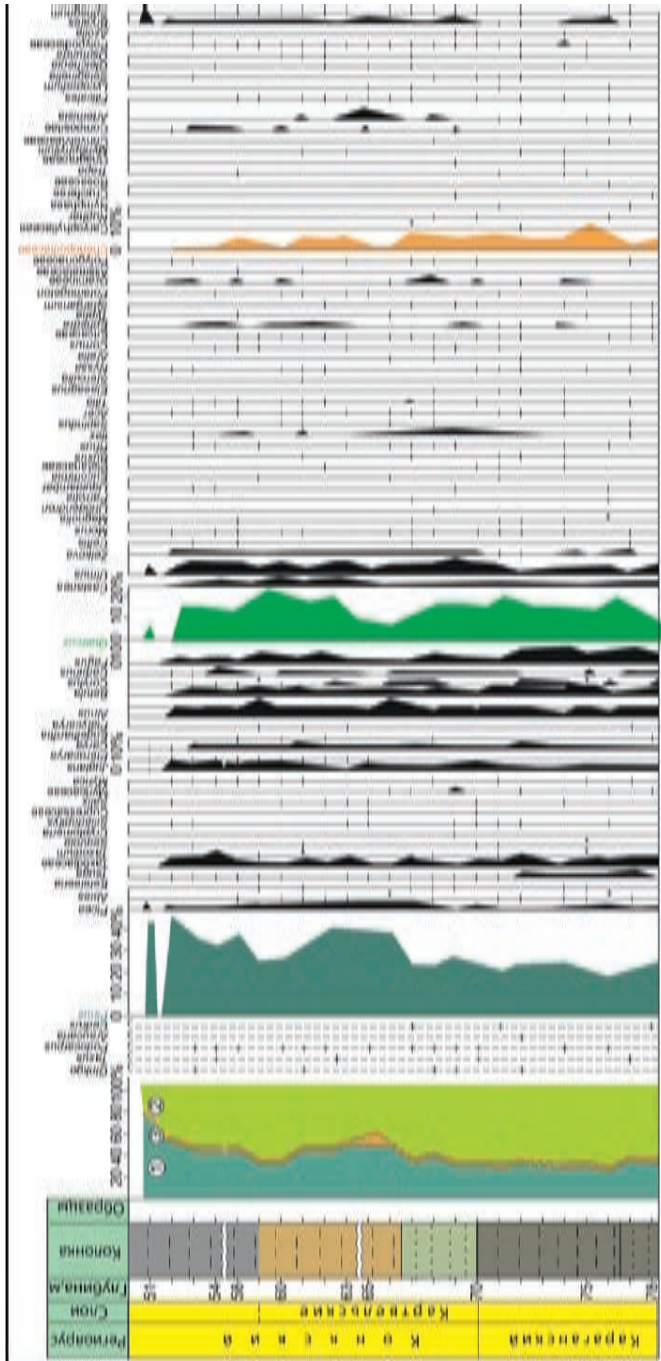


Рис. 23. Спорно-пыльцевая диаграмма по среднемиоценовым (караганским и конкским) отложениям скв. 9, по данным М.Н. Валуевой (неопубликованные данные к статье Валуева и др., 1998). 1, 2, 3 – колонка, показывающая соотношение голосеменных (1), покрытосеменных (2) и травянистых (3) и их изменение по разрезу

В караганской части скажины 9 (интервал 66.5-78 м) М.Н. Валуевой был проведен палинологический анализ. Установлены спорово-пыльцевые спектры (рис. 23), в составе которых доминирует пыльца древесных растений (82-90%). На долю травянистых приходится не более 16% пыльцы. Среди древесных господствует пыльца покрытосеменных растений (56-67%), главная роль в которой принадлежит родам *Quercus* (10-21%), *Ulmus* (2,5-8,5%), *Fagus* (2,5-8%). Относительно высоким содержанием отличается пыльца *Juglans*, *Alnus*, *Betula*. В незначительных количествах, но постоянно в спектрах присутствует пыльца родов *Zelkova*, *Pterocarya*, *Carya*, *Carpinus*, *Plex*, *Castanea*. Единично отмечается пыльца *Nyssa*, *Myrica*, *Rhus*, *Morus*, *Liquidambar* и др.

Конка. В районе с. Приятное конкские отложения имеют мощность около 20 м и представлены глинами темными, слоистыми, с присыпками песка по плоскостям наслонения. Большая часть этой толщи принадлежит картвельским слоям с характерной малакофауной – *Barnea ustjurtensis*, иногда с *Ervilia* (скв. 4). Фауна моллюсков, характерная для верхних сартаганско-веселянских слоев – *Varicorbula gibba*, *Abra* sp., *Nucula* sp. – встречается лишь в скважине 79.

Граница развития морских конкских отложений проходит по Миоценовой гряде Приманычья, реке Маныч до Веселовского водохранилища, поворачивая затем по р. Сал в направлении г. Новочеркаска. На Каменно-балковском поднятии и Сальском валу конкские отложения отсутствуют, и нижний сармат трансгрессивно залегает на караганских образованиях. На Миоценовой гряде конкские отложения залегают на размытой поверхности карагана, на отметках 0 - +10 м, в Манычской впадине отмечается резкое погружение подошвы до -100 м и ниже. В основании разрезов прослеживается базальный горизонт из грубозернистых песков с галькой, указывающий, по-видимому, на близость береговой линии бассейна. На Миоценовой гряде (балка Ховча) Ф.П. Пантелеев (отчет 1947 г.), описал 20-метровую песчано-глинистую толщу с прослоями мергелей, содержащую конкскую фауну *Barnea kubanica*, *Abra alba*, *Varicorbula gibba*, *Limacina* sp. (названия ревизованы). Западнее, в урочище Шар-Булак, наблюдается увеличение мощности до 85 м за счет роста как нижней (песчаной), так и верхней (глинистой) частей разреза.

На Сало-Манычском междуречье они установлены по скважинам: здесь на абсолютных отметках +30 +40 м вскрыты переслаивающиеся темно-серые до черных глины и зеленовато-серые пески общей мощностью не более 10 м, содержащие характерную конкскую фауну: *Varicorbula gibba*, *Barnea ustjurtensis*, *B. ujraticava*, *Ervilia trigonila*, *Dentalium* sp., *Limacina* sp. и др.

Спорово-пыльцевая характеристика картвельских слоев конкского региона скважины 9 (рис. 20, интервал 50-66.5 м), по данным М.Н. Валуевой (Валуева и др., 1998), отличается от нижележащих слоев карагана изменениями количественных соотношений пыльцы голосеменных (46-55%) и покрытосеменных растений (38-52%). Увеличение содержания пыльцы голосеменных растений происходит в основном за счет рода *Pinus*, количество которого в спектрах достигает 46%. В количестве до 5% присутствует пыльца *Picea* (*P. sect. Omorica*, *P. sect. Eupicea*). Постоянно отмечается

пыльца родов *Tsuga* (до 4%) и *Abies*. Во всех спектрах содержится пыльца сем. *Taxodiaceae* (до 6%).

Флористический состав покрытосеменных растений практически идентичен установленному в карагане. По-прежнему доминирует пыльца родов *Quercus*, *Ulmus*. Постоянно присутствует пыльца *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Castanea*, *Zelkova*. Несколько снижается количество пыльцы недревесных растений семейства *Chenopodiaceae* и др. Единично отмечается пыльца водных растений *Potamogeton*, *Typha*. Споровые семейства *Polypodiaceae*, *Gleichenia*, *Osmunda* обнаружены в виде единичных зерен. Аналогичный спорово-пыльцевой комплекс, близкий к комплексу карагана, выделен Л.А. Пановой из картвельских слоев скважины 81 (интервал 205-188 м). Для него характерно некоторое увеличение пыльцы хвойных растений, особенно различных видов рода *Pinus* (*P. protocembra*, *P. cristata* и др.). В меньших количествах присутствует пыльца *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Cedrus*, *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*). Состав покрытосеменных растений остается примерно таким же, как и в караганском комплексе, с доминированием различных видов родов *Quercus* (*Q. dentatififormis*, *Q. cf. ilex* и др.), *Fagus* (*F. miocenica* и др.), *Ulmus* (*U. flexuosa*), *Juglans*, *Carpinus*, *Acer* и др. Сохраняется и состав споровых и травянистых растений.

Выделенные из этого интервала спорово-пыльцевые спектры носят переходный характер: они уже не могут быть отнесены к типично караганским и в то же время заметно отличаются от спорово-пыльцевых спектров более высоких стратиграфических горизонтов, в которых основной составляющей являются хвойные растения. Учитывая, что описанные палинологические спектры получены из фаунистически охарактеризованных отложений и базируются на представительном количестве проб, они могут рассматриваться в качестве эталонных для картвельских слоев северного побережья Восточного Паратетиса.

Сармат. Сарматские отложения в скважинах Приютненской площади представлены нижним и средним сарматом и полно охарактеризованы макро- и микрофауной, поэтому хорошо поддаются стратиграфическому расчленению. Эти отложения выходят на дневную поверхность на Миоценовой гряде Приманычья, на Сало-Маньчском междуречье в зоне Каменнобалковского поднятия, а также установлены бурением в центральной части Ергеней и в районе вала Карпинского.

Нижнесарматские отложения изучены по керну скважин 4, 38, 45, 53, 79, 81 (рис. 19, 20). Залегают они на конкских породах без следов перерыва и представлены песками серыми тонко- и мелкозернистыми глинистыми с прослоями серых песчаных глин. В ряде скважин (45, 53) в них встречаются моллюски, характерные для нижних (кужорских) слоев нижнего сармата: *Obsoletiformes ruthenica*, *Ervilia dissita dissita* (определения Н.П. Парамоновой). По площади нередко наблюдаются фациальные замещения песков и глин. Мощность нижнего сармата 25-35 м.

Палинологический комплекс, выделенный Л.А. Пановой из нижнесарматских отложений скважины 81, характеризуется резким увеличением пыльцы хвойных растений (до 70%). Основная роль принадлежит семейству *Pinaceae*, среди которых доминируют разнообразные виды *Pinus*

В группе травянистых растений выросла роль семейства Chenopodiaceae, состав других травянистых остается тем же. Количество спор в комплексе невелико, преобладают *Sphagnum* и Polypodiaceae при единичном участии *Licopodium*, *Osmunda*, *Neogenisporites*. Данный комплекс близок комплексам среднего сармата Украины (Кораллова, 1962) и юга Русской платформы (Ананова, 1974).

Фаунистически датированные **верхнесарматские и мэотические** отложения в районе села Приютное не установлены. В юго-восточной части Приманычья отложения верхнего сармата прослеживаются узкой полосой вдоль Миоценовой гряды от Чалон-Хамура до кургана Санджин-Сала и представлены в верхней части светло-желтыми известняками-ракушечниками (до 16 м), состоящими нацело из раковин *Maetra caspia* и *M. bulgarica*, а также белыми разнородными иногда кослоистыми песками (до 13 м).

Понт, новороссийский подъярус. В скважинах, пробуренных в районе сел. Приютное, нижнепонтические отложения представлены однородной толщей гидрослюдистых глин серых, слюдистых, алевролитовых, прослоями слабо известковистых, плотных, плитчатых и щебенчатых, с шершавым и полураковистым изломом. Глины содержат обломки раковин, встречаются прослои, обогащенные фауной. Л.А. Невесской по нашим сборам здесь определены *Congerina amygdaloides novorossica*, *Pseudocatillus pseudocatillus*, *P. secutus*, *Paradacna abichi*, *Euxinocardium subodessa*, *E. aff. odessa*, *Eupatorina littoralis*, *Dreissena tenuissima* и др.

Понтические отложения довольно широко развиты на Южных Ергенях и в долине Нижнего Дона. На южном склоне Миоценовой гряды они представлены известняково-песчано-глинистой толщей, содержащей нижнепонтическую фауну. Самый северный из известных на Ергенинской возвышенности выходов понтических отложений располагается на правом борту балки Яшкуль в двух км к югу от пос. Ленинский, на отметках +35–+75 м. По нашим сборам здесь установлено присутствие *Pseudocatillus pseudocatillus*, *Dreissena amygdaloides novorossica*, *Abra tellinoides*, а в скважине в 7 км от пос. Ленинский в 40-метровой толще карбонатных глин и серых песков – еще и *Lymnocardium odessa*, *Congerina novorossica*, *Parvivenuus wildhalmi* (определения Невесской), не оставляющие сомнений в принадлежности вмещающих отложений к нижнему понту. Схожесть отложений и одновозрастность фауны позволяют считать эти разрезы единым геологическим телом, сформировавшимся в мелководном морском бассейне южной части Яшкульской мульды. В центральной части Манычского прогиба понтические отложения залегают в основном на породах среднего или верхнего сармата, а в южной части Яшкульской мульды и в Прикаспии ложатся на майкопские глины. Мощность нижнепонтических отложений изменяется от 25 м для мелководных участков бассейна до 45–50 м – для глубоководных.

Большинство палинологов (Е.Н. Ананова, Л.И. Чигуряева, Н.Д. Коваленко и др.) приводят для понтических отложений юга Русской плиты спорово-пыльцевые комплексы, где доминирующей группой являются травянистые растения. Однако Л.А. Пановой из глин скважины 81, содержащих нижнепонтических моллюсков, получен комплекс, в котором древесные составляют до 60% от общего состава палинофлоры. Основная роль среди них принадлежит широколиственным: различным видам родов *Quercus*, *Ulmus*

(*U. flexuosa*), *Juglans*, *Carya*, *Corylus*. В меньшей мере представлена пыльца *Betula*, *Carpinus*, *Alnus*, *Planera*, *Zelkova*, *Moraceae*, *Acer*, *Tilia*, *Nyssa*, *Ilex*, *Ericaceae* и др. Из хвойных широко распространена пыльца семейства *Pinaceae*, главным образом рода *Pinus*, несколько меньше *Picea* (*P. media* и др.), *Tsuga* (*T. macrocarpa*), *Taxodiaceae*. Единично встречается пыльца *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Ephedra*. Значительно возрастает содержание пыльцы травянистых растений (до 37%) и особенно семейства *Chenopodiaceae*, в меньшей степени *Roaceae*, *Compositae*. Среди споровых доминируют различные *Sphagnum*, количество же спор *Polypodiaceae* и *Lycopodium* имеет подчиненное значение. В целом приведенный комплекс характеризует флору, где еще широко были развиты лесные формации, но со значительной долей открытых травянистых ценозов.

Породы нижнего понта отличаются от выше- и нижележащих отложений равномерной и слабой магнитностью обратного знака, что указывает на принадлежность их к самостоятельному седиментационному циклу.

5. Картли, Грузия

Картлийская депрессия расположена в среднем течении р. Мтквари (Куры) и ограничена с севера горами Большого Кавказа, а с юга – Аджаро-Триалетским хребтом. Она представляет собой крупную синклиналь, заполненную морскими осадками эоцена, олигоцена, нижнего и среднего миоцена и континентальными – верхов миоцена и плиоцена. Эта депрессия является стратотипической областью для регионарусов нижнего миоцена: сакараульского и коцахурского (Давиташвили, 1933, 1934), а подстилающие их отложения олигоцена – низов миоцена были выделены в уплисцихский горизонт (Курцхалия и др., 1972). Уникальность всех этих толщ определяется тем, что они представлены песчаными относительно мелководными фациями, охарактеризованными моллюсками, где сероводородное заражение, столь типичное для осадков майкопской серии, было лишь эпизодическим. Наилучшие разрезы нижнего – среднего миоцена расположены вдоль южного борта депрессии на склонах и в балках левого берега р. Мтквари от г. Гори до Каспи.

Геологией и палеонтологией этого района занимались Л.Ш. Давиташвили (1933, 1934), М.И. Варенцов (1950), Д.А. Булейшвили (1960), Д.Ю. Папава (1967), Г.Д. Ананишвили (1985) и др.; фауну моллюсков описывали Л.Ш. Давиташвили (1934), Г.Д. Харатишвили (1952), Г.А. Квалишвили (1962), К.Г. Багдасарян (1965, 1970), Т.А. Курцхалия (1982), И.А. Гончарова (1989), С.В. Попов, А.А. Воронина, И.А. Гончарова (1993) и др.; фораминиферы исследовали О.И. Джанелидзе (1970), К.П. Коиавя (2006); наннопланктон изучен Ц.Д. Минашвили (Ананишвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017).

Местная стратиграфическая схема майкопских отложений этого важнейшего, опорного для стратиграфии нижнего миоцена Восточного Паратетиса региона, была дополнена А.А. Ворониной и др. (1991). Еще в конце 70-80-х годов прошлого века нами была проведена геологическая съемка этого региона, с выделением не только регионарусов и свит, но и основных литологических

пачек с привязкой их на местности, составлен геологический профиль, собрана и изучена фауна моллюсков. Обнаженность региона позволила использовать в качестве топографической основы аэрофотоснимки. Однако ранее были опубликованы лишь краткие результаты этой работы (Попов и др., 1993б).

В 2018–2019 гг. результаты этого картирования удалось значительно уточнить по космоснимкам, размещённым в открытом доступе компаниями Яндекс и Google с последующей проверкой на местности (рис. 24А, Б, рис. 25). Основное внимание уделялось расчленению и прослеживанию маркирующих пачек уплисциской свиты, сакараула и коцахура (Попов и др., 2022). По взятым образцам сначала Н.И. Запорожец, а затем Г.Н. Александровой изучена палинофлора: споры, пыльца, диноцисты и прازیнофиты. Образцы на микрофауну, отмытые К. Коивовой и Т.Н. Пинчук, оказались пустыми. Нанопланктон также не был найден.

5.1. Река Мтквари от города Гори до балки Млаше-хеви

В ядре антиклинали левого берега Мтквари, в 2,5 км от юго-восточной окраины г. Гори в береговом разрезе по разлому вскрываются почти вертикально стоящие песчаники с многочисленными *Lenticorbula slussarevi*, частыми *L. sokolovi*, *Cerastoderma mutabile*, *Polymesoda brongiarti* и единичными *Nucula comta*, *Aporrhais* sp. (обр. 20/76) – характерный комплекс для верхней части авчальской свиты рюпеля, где, наряду с крайне эвригаллиными видами, появляются отдельные морские формы.

Контакт корбуловых слоев с перекрывающими отложениями уплисциской свиты непосредственно не прослеживается, но мягкий рельеф предполагает переход к «майкоповидным» глинам с прослоями песчаников (пачка 2), которые местами обнажены в цоколе террасы ниже и выше по реке. Выше в обоих крыльях прослеживается маркирующая пачка песчаников (рис. 25), содержащая нижний комплекс моллюсков уплисциской свиты, описанный Т.А. Курцхалия (Курцхалия и др., 1972, с. 369-370; Курцхалия, 1982), а затем собранный и определенный и нами (Попов и др., 1993б, таблица 9, колонка 5).

Описание разреза. Разрез описан А.А. Ворониной и С.В. Поповым в 1978–1979 гг. в северо-восточном крыле антиклинали по левому берегу р. Мтквари и в оврагах от г. Гори до балки Млаше-хеви, где снизу вверх вскрываются (рис. 25, 26):

1. **P₃²av2** (верхнеавчальская подсвита). Песчаники массивные, от мелко- до грубозернистых, с прослоями гравелитов, с вышперечисленной фауной с лентикорбулами. Видимая мощность 30 м.
2. **P₃²up1** (нижнеуплисциская подсвита). Толща «майкоповидных» песчанистых глин с многочисленными прослоями песчаников (до 0.5-1 м) и песчаных конкреций. Они слабо обнажены, в северном крыле их залегание нарушено разломом. В нижних 50 м в прослоях более темных карбонатных глин Ц.Д. Минашвили найден довольно богатый комплекс наннопланктона (Ananiashvili et al., 1998, p. 102, layer 2; Ananiashvili, Минашвили, 2000, с. 118). В нижних пяти метрах комплекс содержит зональный вид *Sphenolithus cyperoensis*, что позволяет авторам датировать

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

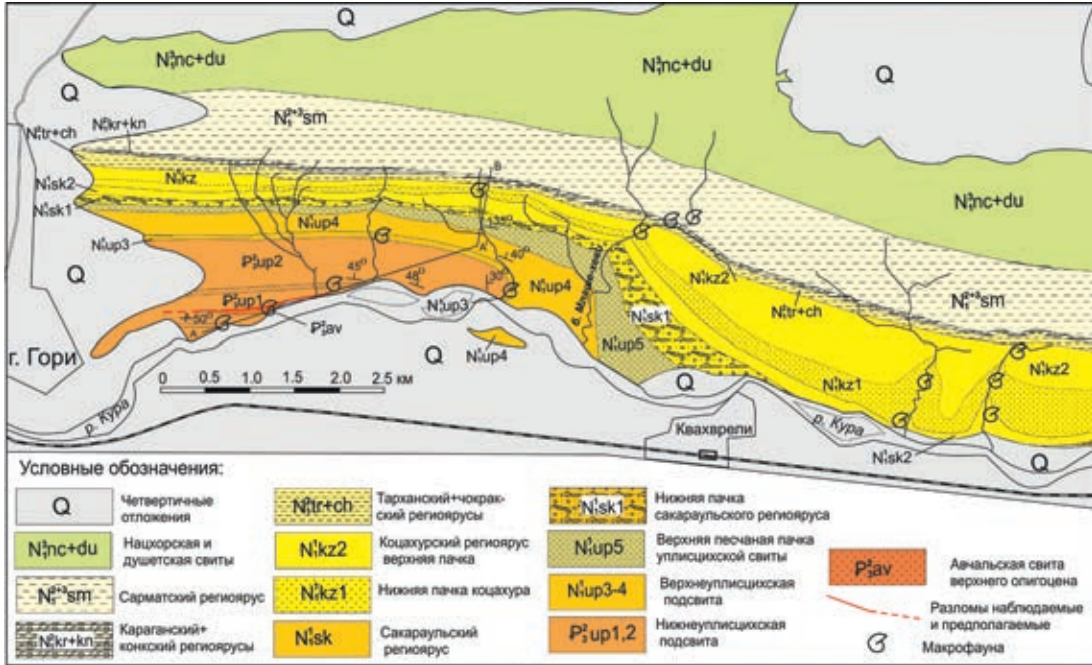


Рис. 24А. Геологическая карта южного борта Картлийской депрессии к востоку от г. Гори

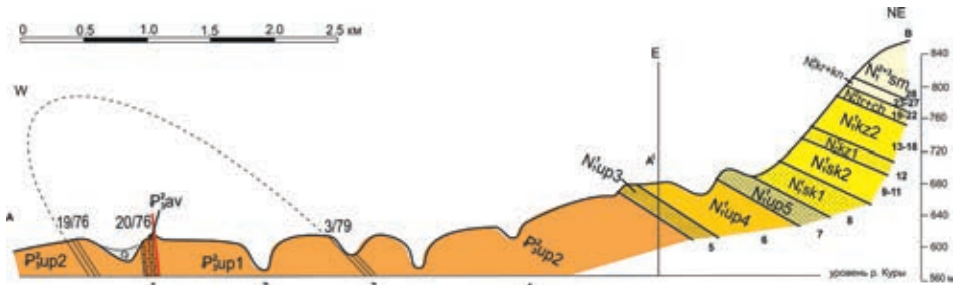
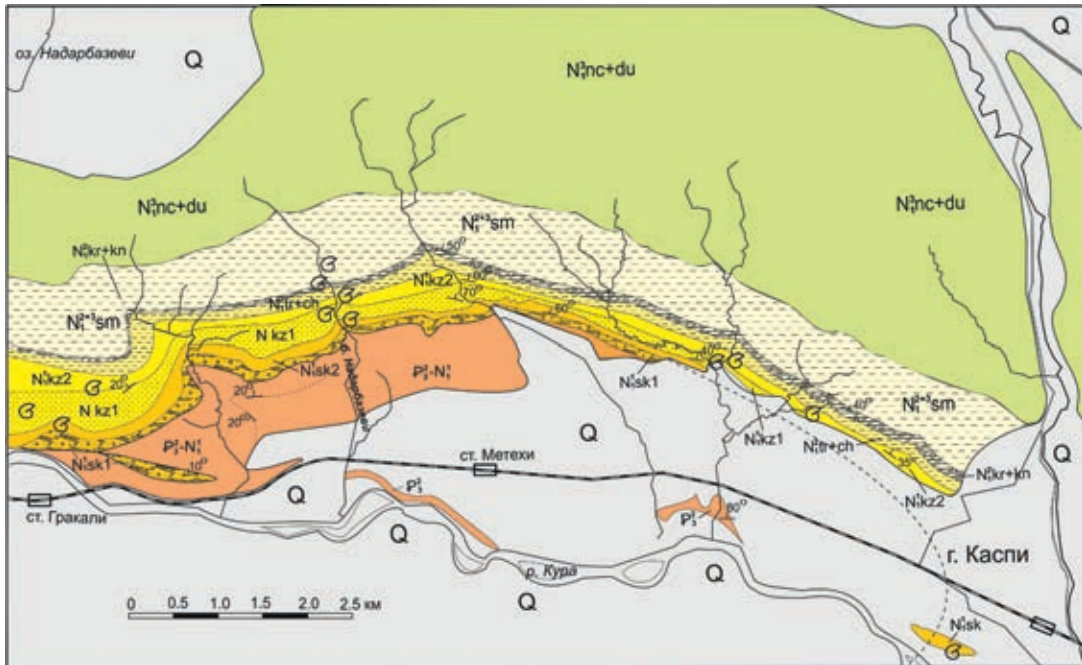


Рис. 25. Геологический профиль через ядро антиклинали Картлийской депрессии к востоку от г. Гори по линии А-А'-В. Цифры сверху – номера образцов с фауной, цифры снизу – номера слоев описания разреза Гори – Уплисцесс

его зоной NP25 либо CP19 (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017). Выше, наряду с продолжающимся присутствием *S. cyperoensis*, появляется вид *Triquetrorhabdulus carinatus*.

Вычисленная мощность по проложению и углам падений около 200 м.

3. Песчаники массивные, мелкозернистые, прослоями (до 1 м) плотные, известковистые, переслаивающиеся с подчиненными прослоями песчанистых «майкоповидных» глин, при выветривании дающих налет ярозита. В песчаниках встречены линзы гравелитов и конгломератов, заключающих малакофауна: *Callista beyrichi*, *C. cf. splendida*, *Lucinoma borealis*, *Diplodonta trigonula* (обр. 3/79) – морские виды довольно широкого



стратиграфического распространения, обычные для олигоцена. Более представительный комплекс собран, вероятно, на том же уровне в южном крыле (обр. 19/76). Он также включает многочисленные характерные олигоценовые формы (Журцхалия, 1982; Попов и др., 1993, табл. 9), но отличается от олигоценовых комплексов северных регионов более тепловодным составом (содержит *Arca biangula*, *Barbatia ex gr. rudis*, *Arcopagia crassa*, *Gigantostrea gigantea*). В прослоях карбонатных глин встречены многочисленные крупные *Uvigerinella californica*, единичные *Bolivina goudkoffi caucasica*, *B. ex gr. plicatella*, *Caucasina buliminoides*, *C. schischkinskaya*, *Asterigerina fascilocularis*, *Virgulinea ex gr. pertusa* (данные А.П. Печенкиной в Воронина и др., 1991). 20 м.

4. Толща флишоидного переслаивания (ритмы по 0.1-0.5 м) глин тонкоплитчатых, песчанистых, карбонатных и песчаников карбонатных, косых и волнистослоистых, от тонкозернистых микрослоистых до грубозернистых с прослоями и линзами гравелитов. В средней части этой толщи – прослой глины черных битуминозных, с септариевыми конкрециями (10 м), а выше – конкреционные песчаники (0.5-1.5 м), переслаивающиеся с глинами. Комплекс диноцист из слоя 4 и основания слоя 6 близок к таковому подзоны *Deflandrea spinulosa* – *Dapsilidinium pseudocolligerum* зоны *Chiropteridium partispinatum*, характерному для переходных слоев верхов олигоцена – низов миоцена.

Общая мощность толщи по проложению составляет около 400 м.

5. N_1^{up2} (верхнеуплисихская подсвета). Песчаники мелкозернистые с прослоями темных битуминозных глин с ярозитом. В основании – очень плотные известковистые конкреции песчаников (до 1.5-2 м),

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

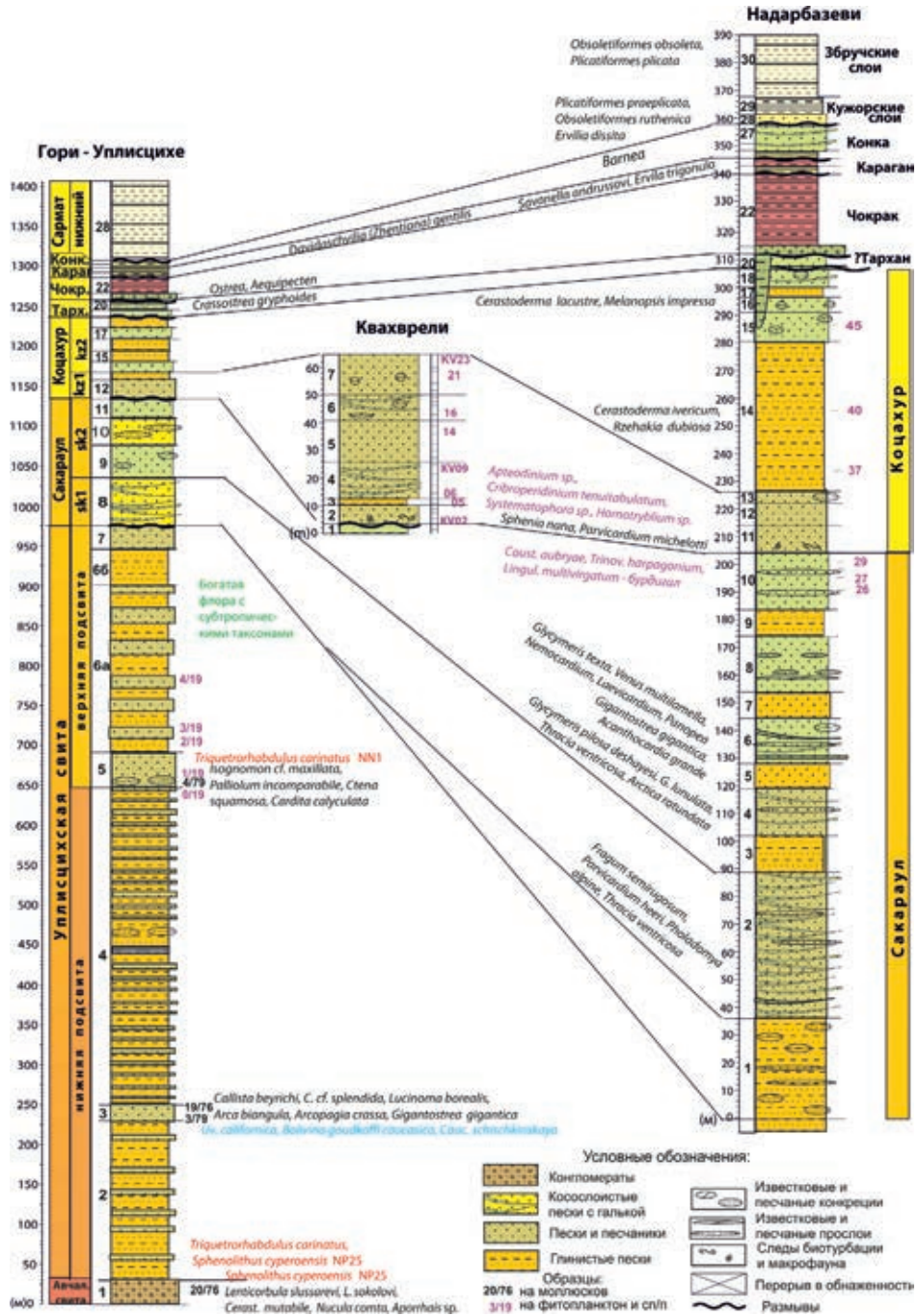


Рис. 26. Схема сопоставления разрезов нижнего миоцена Картлийской депрессии Грузии (по Попов и др., 2022). Сокращения: Конк. – Конка, Караг. – Караган, Чокр. – Чокрак, Тарх. – Тархан, Авчал. – Авчальская. Цветным шрифтом набран состав фауны и фитопланктона: черным – моллюски, синим – фораминиферы, красным – наннопланктон, фиолетовым – диноцисты

закрывающие моллюсков, найденных и определенных Курцхалия (1982). Нами в овраге ближе к г. Гори (рис. 26, обр. 4/79) на том же уровне в линзе конгломератов найдена малакофауна. Состав моллюсков близок к нижележащему комплексу, но отличается еще большим присутствием тепловодных форм. Наряду с видами, переходящими из нижележащих слоев, здесь найдены *Isognomon (Hippochaeta) cf. maxillata*, *Palliolium incomparabile*, *Stena squamosa*, *Arcopagia crassa*, *Cardita calyculata* (Попов и др., 1993, табл. 10). Вероятно, примерно на этом уровне (точная привязка в публикациях отсутствует) Ц.Д. Минашвили найден редкий наннопланктон с *Triquetrorhabdulus carinatus*, но без *Sphenolithus supereoisensis* (Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017).

40-50 м.

6. Толща неравномерного переслаивания темных «майкоповидных» песчано-глинистых битуминозных пачек и более светлых песчаных (до 8-10 м). Около 200 м.

По неровному контакту, с гравелитом и мелкогалечным конгломератом в основании:

7. Преимущественно песчаная толща карбонатных разномерных песчаников от плотных до рыхлых с прослоями опесчаненных «майкоповидных» глин. 100-120 м.

Далее разрез описан с перекрытием, по балке Млаше-хеви, с прослеживанием слоев в двух оврагах восточнее, ниже сел. Квахвтели (рис. 24, 26):

- 6а. N_1^{1up2} . Толща неравномерного переслаивания песчаников и темных песчано-глинистых битуминозных пачек. 180 м.

- 6б. Пачка глин темных «майкоповидных» битуминозных, сильно опесчаненных, с конкреционным прослоем песчаников. 40 м.

7. Пачка песчаников плотных, массивных, белесых, с округлыми и неправильными конкрециями. В этих песчаниках вырублены пещеры Уплисцихского монастыря. 25 м.

На выветрелую поверхность этих песчаников с базальным мелкогалечным конгломератом, включающем гальку вулканогенных, интрузивных и кремнистых пород, выше залегают:

8. N_1^{1sk1} (сакараул). Пачка грубо- и разномерных песчаников, косая слоистость которых подчеркивается прослоями гравелитов и гальки. Много конкреций и конкреционных прослоев.

Мощность этой пачки резко меняется по простиранию от 20-25 м в устье оврагов ниже сел. Квахвтели до 60 м в балке Млаше-хеви.

9. N_1^{1sk2} . Песчаники более рыхлые, грубозернистые, горизонтальнослоистые с тонкими конкреционными прослоями более плотных известковистых песчаников и конкрециями. 40-45 м.

10. Песчаники разномерные, с несколькими прослоями неровных корявых конкреций песчаников. 30-35 м.

11. Песчаники мелко- и тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые. Из этого слоя в овраге левого берега ниже сел. Квахвтели собрана характерная сакараульская фауна с *Fragum semirugosum*, *F. djanelidzei*, *Anadara sakaraulense*, *Glossus major*, *Divaricella (Divalinga) regaultiana*, *Acanthocardia kupradzei* и др. 20-25 м.

С размывом и мелкогалечным конгломератом в основании, выше следуют:

12. N_1^1kz1 (коцахур). Песчаники грубозернистые, гравелистые, крепкие, массивные, прослоями косослоистые с конкрециями очень крепких известковых песчаников и прослоями с раковинами *Rzehakia dubiosa*, *Siliqua kozakhurica*, *Lenticorbula sphenioides* и *Eoprosodacna* sp., типичными для коцахура. Выше в них появляются прослой и пачки более рыхлых мелкозернистых песчаников. 25-27 м.
 13. N_1^1kz2 . Песчаники рыхлые мелко- и тонкозернистые глинистые тонкослоистые, с неправильными конкрециями более грубых песчаников (до 1 м). 20-25 м.
 14. Алевролиты плотные, комковатые с мелкими (10-15 см) правильно-округлыми конкрециями крепких песчаников, напоминающих пушечные ядра. 8-10 м.
 15. Пески тонкозернистые глинистые, с конкреционными прослоями тонкослоистых плитчатых песчаников. В конкрециях найдены *Rzehakia dubiosa*, *Eoprosodacna kartlica*, *Congerina subclaviformis* и *Melanopsis impressa*. 12-15 м.
 16. Алевролиты плотные, внизу песчанистые, выше глинистые с отдельными округлыми конкрециями темно-вишневого цвета (20-30 см). Выше постепенно переходят в красноцветные пластичные глины. 15 м.
 17. С базальным слоем гравелистых песчаников с галькой и прослоями мергелей (1-3 м), выше – пески среднезернистые, внизу глинистые, выше карбонатные, уплотненные с конкрециями мергелей и прослоями песчаников. 15-16 м.
 18. Пачка переслаивания песчаников (0,4-1,5 м) плотных, карбонатных, мелкозернистых и более рыхлых разностей. 10-12 м.
- По резкой неровной границе, образующей поверхность хард-граунда, с устрицами *Crassostrea gryphoides*, захороненными в карманах этой поверхности в прижизненном положении, выше следуют:
- 19а. N_1^2tr (тархан). Конгломераты мелкогалечные, косослоистые с галькой вулканогенных и осадочных пород и раковинами моллюсков *Crassostrea gryphoides*, *Ostrea edulis*. По определениям К.Г. Багдасарян и Г.А. Квалиашвили (Джанелидзе, 1970) здесь также найдены моллюски *Neopysnodonte cochlear* (= *N. navicularis*), *Panopea menardi*, *Paphia vetula*, *Cordiopsis gigas*, *Spondylus* sp., *Turritella* sp. и др. и фораминиферы *Florilus boueanus*, *Ammonia beccarii*, *Rotalia maschanliensis*. 0.35-0.5 м.
 - 19б. Вверх постепенно переходит в грубозернистый слоистый песчаник с желваками (до 1 см) карбонатных пород. 1.5-3 м.
 20. Глины алевритистые, внизу желтовато-зеленые, выше переходящие в красные. Из нижней части этого слоя О.И. Джанелидзе (1970, с. 37) указаны моллюски того же состава, что и в слое 19а, а также родов *Nucula*, *Arca*, *Chlamys*, *Natica*, *Aporrhais*; фораминиферы плохой сохранности, но достаточно показательные для тархана: *Quinqueloculina boueana*, *Triloculina gibba*, *Sigmoilinita tenuis*, *S. mediterraneensis*, *Florilus boueanus*, *Globigerina tarchanensis* и др. 6 м.

С несогласием и размывом выше следуют:

21. N_1^2ch1 (чокрак). Конгломерат мелкогалечный, с хорошо окатанной цветной галькой (до 1-3 см) с известковистым цементом. По простиранию переходит в детритовый ракушняк из обломков *Ostrea*, *Aequipecten*. 0.7-1.5 м.
22. Глинисто-алевритовая толща, пестрых цветов от желтовато-серых до кирпично-красных, иногда с известковыми желваками и раковинами *Ostrea*. 25-27 м.

Выше с размывом и переотложением подстилающих пород, мелкогалечным конгломератом в основании:

23. N_1^2kg1 (караган). Глины алевритистые, сильно известковистые, переходящие в мергели с многочисленными *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* (= *Spaniodontella*), *Mohrensternia* sp. 1-1.5 м.
24. Чередование глин красных, зеленовато-серых и черных с *D. (Zh.) gentilis*. 2-2.5 м.
25. $N_1^2kg2- kn1$. Глины зеленовато-серые, мергелистые с моллюсками: внизу – только *Davidaschvilia gentilis*, выше появляются *Savanella andrussovi*, *Ervila trigonula*, *Melanopsis* sp., а еще выше встречены – *Barnea* и *Ervila trigonula*. 3.5 м.
26. N_1^2kn1 (картвельские слои конки). Чередование песчаников тонких плитчатых и более рыхлых. В рыхлых разностях – масса *Barnea*. 12 м.
27. Чередование глин зеленовато-серых и алевритов с галькой и гравием. Встречены *Barnea*. 1.3 м.

С размывом и невыдержанным конгломератом в основании, по простиранию переходящим в ожелезненный ракушечник:

28. N_1^2sm1-2 (сармат). Преимущественно глинистая толща с отпечатками и ядрами кардиид и другой сарматской фауны. Более 200 м.

Обсуждение и корреляция. Авчальская свита. Песчаники с *Lenticorbula sokolovi*, *L. slussarevi* основания разреза (пачка 1) отнесены нами к верхней половине авчальской свиты, которая сопоставляется с верхней частью соленовского горизонта (региоруса) и датируется верхами рюпеля (Попов и др., 1993б, с. 25–27). Такая корреляция основана на составе моллюсков: присутствии *Lenticorbula sokolovi*, *Lentidium georgianum*, *Cerastoderma mutabile*, *Melanopsis* sp. – характерных форм эндемичной солоноватоводной фауны соленовского горизонта – и единичных *Nucula comta* (обр. 20/76). Она подкреплена находками в более западных глинистых разрезах авчальской свиты своеобразного комплекса наннопланктона, сопоставляемого с зоной *Sphenolithus predistentus* (NP23) (данные И.П. Табачниковой в Воронина и др., 1991 в разрезе Кришеви), и комплексов фораминифер с *Trochammina florifera*, *Paragaudrina tripartita* (данные А.П. Печенкиной там же, из скважин у г. Хашури).

Уплисцихская свита. Состав моллюсков из нижней пачки гравелистых песчаников этой свиты содержит характерные олигоценовые виды, некоторые из которых неизвестны в миоцене (*Barbatia (Obliquarca) modioliformis*, *Callista reussi*, *Nemocardium excomatulum*). Поэтому нижеуплисцихская подсвита нами, вслед за Т.А. Курцхалия (1982), была отнесена к позднему олигоцену (Попов и др., 1993б). Комплекс фораминифер, встреченных

в слое 3, включает как формы, считающиеся зональными для Кавказия (*Uvigerinella californica*, *Bolivina goudkoffi caucasica*), но фактически имевшие более широкое стратиграфическое распространение (см. раздел «Фораминиферы»), так и виды, рассматриваемые в качестве характерных для олигоцена Восточного Паратетиса (*Caucasina schischkinskaya*, *Virgulinella* ex gr. *pertusa*).

В пяти метрах выше корбуловых слоев Ц.Д. Минашвили нашла довольно богатый комплекс наннопланктона (Ananiashvili et al., 1998; Ананишвили и др., 2000), включающий вид *Sphenolithus cyperoensis*. Эти авторы датируют найденный комплекс хаттом, зоной NP25 или CP19 и распространяют эту датировку и на корбуловые слои. Однако экологические различия между комплексом моллюсков корбуловых слоев с бедными олиго- и эвригалинными моллюсками родов *Lenticorbula*, *Lentidium*, *Polimesoda*, *Cerastoderma*, *Congerina*, *Melanopsis* и слоями с довольно богатым комплексом наннопланктона (Ananiashvili et al., 1998. с. 102, слой 2) и моллюсков предполагают, что именно между этими слоями следует проводить границу корбуловых слоев и уплисцихской свитой и таким образом датировать хаттом только основание уплисцихской свиты. Тем более что не исключено тектоническое несогласие между корбуловыми слоями, стоящими почти вертикально, и вышележащей толщей, что трудно проследить по условиям обнаженности.

Выше, в нижних 50 метрах разреза низов уплисцихской свиты, Минашвили найдены *Triquetrorhabdulus carinatus*, встреченные здесь совместно со *Sphenolithus cyperoensis*. Первый вид является зональным для NN1, второй – для зоны NP25. На основании этих находок авторы делают заключение об аквитанском возрасте этих слоев. Однако известно (Gradstein et al., 2020 и др.), что *T. carinatus* появляется уже в середине зоны NP25 и даже акме этого вида приурочено к верхам олигоцена, тогда как второй вид не переходит в миоцен. Поэтому их совместная встречаемость свидетельствует как раз о хаттском возрасте вмещающих отложений.

Комплексы диноцист из кровли пачки 4 нижеуплисцихской подсвиты и основания пачки 6 вышеуплисцихской подсвиты сходны между собой и содержат диноцисты, характерные для открыто-морских условий (данные Г.Н. Александровой в: Попов и др., 2022, табл. 1). Они близки к составу ассоциации, описанной в верхней подзоне *Deflandrea spinulosa* – *Dapsilidinium pseudocolligerum* зоны *Chiropteridium partispinatum* из нерасчлененных алкунской и зеленчукской свит в разрезе скв. Новопокровская-4 и охарактеризованных бентосными фораминиферами с *Bolivina goudkoffi* (Ахметьев, Запорожец, 1996). Установлено также, что нижняя часть вышеуплисцихской подсвиты (слой 5) характеризуется ассоциацией празиофитов, указывающих на анокسية придонных вод. В разрезе по р. Белой схожий комплекс диноцист отнесен к подзоне *Deflandrea spinulosa* (non *typica*) зоны *Chiropteridium partispinatum*, сопоставляемой с зоной NP25 шкалы Мартини (1971) по наннопланктону верхнего хатта (Запорожец, 1999; Андреева-Григоревич и др., 2011). Подзона охватывает большую часть баталпашинской и алкунскую свиты в разрезе по р. Белой и датируется поздним олигоценом (Запорожец, Ахметьев, 2017). Внутри подзоны *Deflandrea spinulosa* в батал-

пашинской свите также установлено развитие аноксии, эпиболь которой проявилась в ее средней части.

Вот почему нижеуплисцихскую подсвиту мы по-прежнему коррелируем с хаттом.

Верхнеуплисцихскую подсвиту мы датировали низами миоцена, и вновь полученные данные по наннопланктону подтверждают этот возраст: здесь продолжает встречаться *Triquetrorhabdulus carinatus*, но *Sphenolithus superoensis* отсутствует (данные Ц.Д. Минашвили в Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017). Из верхней части уплисцихской свиты И.Н. Джапаридзе (1982) описал богатый термофильный комплекс субтропической жестколистной листовой флоры, что подтвердило спорово-пыльцевые данные Л.А. Пановой (в Воронина и др., 1991) о значительном потеплении климата к этому времени.

Вышележащую часть разреза удобнее будет обсуждать после описания второго опорного разреза этой депрессии, расположенного восточнее: разреза против станции Метехи по балке Надарбазеви.

5.2. Балка Надарбазеви у станции Метехи

Описание разреза. В районе станции Метехи склоны хребта Коцахурис-Кеди значительно удалены от реки, а предгорная равнина сложена лишь местами обнаженными преимущественно глинистыми отложениями майкопской серии, которые перекрыты чехлом четвертичных отложений. В примыкающих к балке Надарбазеви склонах видно, что переход от опесчаненных «майкоповидных» глин в основании склонов к песчаникам сакараула очень постепенный: несколько прослоев песчаников (1.5-2 м) встречены в виде прослоев в глинах 15-20 м ниже основных песчаников. Выше обнажены:

1. N₁¹sk1. Песчаники средне- и мелкозернистые, кварцевые, рыхлые, с конкрециями (до 0.5 м) более плотных известковых песчаников. 35-40 м.
2. Пачка грубо- и разнозернистых песчаников, косослоистых с конкреционными прослоями и включениями гравелитов и гальки. В верхнем прослое конкреций в 3 км западнее в разрезе Гракали встречены характерные сакараульские виды: *Fragum semirugosum*, *Parvicardium heeri*, *Pholadomya alpina*, *Thracia ventricosa* и др. 55 м.
3. N₁¹sk2. Пачка глин песчанистых бурых неслоистых и глинистых песчаников. 12-15 м.
4. Песчаники разно- и грубозернистые, иногда косослоистые, с конкреционными прослоями. В конкрециях известковых песчаников в разрезе Гракали собраны *Glycymeris pilosa deshayesi*, *G. lunulata*, *Thracia ventricosa*, *Arctica rotundata*. 15-18 м.
5. Пачка песчаников рыхлых, алевритистых с гравийными и галечными прослоями и конкрециями. 8-10 м.
6. Песчаники грубо- и разнозернистые, косослоистые с конкреционными прослоями. В них в разрезе Гракали найдены *Glycymeris texta*, *Parvicardium heeri*, *P. michelottii*, *Venus* cf. *multilamella*, *Callista beyrichi*, *Gigantostrea gigantea callifera*, *Acanthocardia grande* и др. 15 м.

7. Песчаники более рыхлые, глинистые, слоистые, с гипсом и ярозитом. 10 м.
 8. Песчаники грубозернистые, массивные, с многочисленными конкреционными прослоями известковых песчаников. 15-20 м.
 9. Алевролиты с прослоями грубозернистых мусорных песчаников. 10 м.
 10. Песчаники средне- и грубозернистые массивные с пачками алевролитов и прослоями более плотных конкреционных песчаников. В алевритистой пачке найдены палиноморфы, в составе диноцист встречены *Cousteaudinium aubryae*, *Trinovantedinium harpagonium* и *Lingulodinium multivirgatum*. Совместное присутствие этих трех видов позволяет датировать комплекс бурдигалом. Среди пыльцы покрытосеменных преобладает пыльца широколиственных ореховых (*Carya*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Platycarya*). Состав пыльцы и спор указывает на развитие лесного типа растительности и теплый и влажный климат. 20 м.
 11. N₁¹kz1. Песчаники с конкреционными прослоями, сходные с предыдущими, но без алевритистых прослоев. В основании встречены двусторчатые моллюски: *Sphenia nana*, *Parvicardium michelotti*, *Mytilus* sp., *Cerastoderma ivericum*, *Rzehakia dubiosa*, *Congerina subclaviformis*, фауна, переходная от морской сакараульской к солоноватоводной коцахурской. Выше встречены только ржегакии и кардииды. 10 м.
 12. Песчаники, более рыхлые, алевритистые. 8 м.
 13. Песчаники крепкие известковые массивные, с конкрециями песчаников. 4 м.
 14. N₁¹kz2. Более рыхлая пачка переслаивания глинистых песчаников, алевритистых глин и прослоев плотных известковых песчаников. В последних найдены *Cerastoderma ivericum*, *Rzehakia dubiosa*, *Polymesoda brongniarti*. Состав диноцист в образцах 37, 40 отражает морские условия. Исходя из присутствия рода *Glaphyrocysta*, последняя встречаемость которого в разрезах Центрального Паратетиса установлена в зоне Ein (Jiménez-Moreno et al., 2006), эта часть разреза может быть сопоставлена с уровнем зон NN3 – NN4 (нижняя часть) средней части бурдигала. Изменения в составе пыльцы указывают на сохраняющийся лесной тип растительности и заболачивание прилегающих областей, а также некоторое потепление климата. 50-60 м.
 15. Песчаники массивные, крепкие, известковые, с конкрециями, в верхней части с тонкослоистыми пачками песков и алевролитов. 12 м.
- В основном русле балки на этом слое лежит конгломерат древнего вреза, вероятно, чокракского возраста, а выше – многослойная толща заполнения этого вреза, содержащая переотложенную коцахурскую фауну. При этом в отвержке левого борта можно видеть продолжение ненарушенного разреза коцахурской толщи. Здесь в северном борту этого отвержка с постепенным переходом залегают:
16. Песчаники желтые, мелкозернистые, не слоистые с правильными округлыми конкрециями, напоминающими пушечные ядра (0.1-0.3 м), заключающими остатки *Cerastoderma ivericum*, *C. lacustre*, *Melanopsis impressa*. 5-6 м.
 17. Алевролиты слоистые, желто-серые. 3-4 м.

18. Песчаники грубозернистые, желтые, косослоистые, неравномерно уплотненные, с желваками и конкрециями. 6-7 м.
- По резкой границе с несогласием:
19. ? N_1^2tr . Гравелиты с мелкой, хорошо окатанной галькой, косослоистые с линзами более крупной гальки. 0.5 м.
20. Песчаники желтые, крепкие, мелкозернистые, известковистые, в нижней части с конкреционными прослоями. 4 м.
- По резкой неровной поверхности с размывом:
21. N_1^2ch1 . Конгломерат мелкогалечный, с хорошо окатанной цветной галькой в грубозернистом песчано-известковистом цементе, который по данным О.И. Джанелидзе (1970) содержит единичные экземпляры фораминифер *Ammonia beccarii* и *Nonion* sp. 3 м.
22. Глинисто-алевритовая толща, пестрых цветов, от кирпично-красных до желтовато-серых, иногда с известковыми желваками. Встречены фораминиферы *Quinqueloculina akneriana*, *Florilus boueanus*, *Globigerina tarchanensis* (Джанелидзе, 1970). 25 м.
- Выше с размывом и конгломератом в основании:
23. N_1^2kg1 . Глины алевритистые, сильно известковистые, переходящие в мергели и известняки-ракушечники, с многочисленными *Davidaschvilia gentilis* и *Mohrensternia* sp. 2-4 м.
24. Глины в основании красные (0.5 м), выше – зеленовато-серые. 2-2.5 м.
- С несогласием, с окатанными обломками подстилающих пород в основании:
25. $N_1^2kg2-kn1$. Переслаивание песчаников разнозернистых, волнистослоистых с галькой с прослоями мергелей и известняков-ракушечников с моллюсками: *Ervilia trigonula*, *Savanella andrussovi*, *Davidaschvilia gentilis*, *Barnea* sp., *Varicorbula gibba*. 2.5-3 м.
- С конгломератом в основании (0.2-0.3 м), с галькой кристаллических пород (3-5 см) и перемытой фауной, в основном *Ervilia*:
26. N_1^2kn1 . Песчаники грубозернистые косослоистые, с крупными *Barnea* sp. 3-4 м.
27. Переслаивание песчаников крепких и рыхлых, косо- и волнистослоистых, с прослоями гальки и гравия. 6-7 м.
- С базальным конгломератом в основании (0.1-0.15 м), с галькой черных кристаллических пород (до 3-4 см):
28. N_1^2sm1 (**Кужорские слои** по Парамоновой, 1994). Песчаники разнозернистые, грубослоистые с раковинами *Plicatiformes praeplecata*, *Ervilia dissita* и фораминиферы *Elphidium macellum*, *E. crispum*, *E. fichtelianum*, *E. aculeatum*, *E. reginum*, *Porosonion subgranosus*, *Nonion bogdanowiczi*. 2.5 м.
29. Переслаивание плитчатых песчаников с прослоями зеленых и бурых глин с *Abra reflexa*, *Maetra eichwaldi* и др. (Парамонова, 1994, с. 47, 48). 5 м.
30. (**Збручские слои** по Парамоновой, 1994). Глины серые песчаные с тонкими пропластками песчаных известняков с *Obsoletiformes obsoleta*, *Plicatiformes plicata* и др. Более 90 м.
31. N_1^2sm2 (Криптомактровые или **новомосковские слои**). Преимущественно глинистая толща с прослоями плитчатых песчаников или из-

вестняков и отпечатками и ядрами *Politiitapes vitaliana*, *P. ponderosa*, *Maestra vitaliana*, *Cryptomaestra pesansensis* и другой среднесарматской фауной. Несколько десятков метров.

32. (Днепропетровско-васильевские слои). Чередование пачек глин серых песчаных и песчаников с прослоями оолитовых известняков с *Maestra vitaliana*, *M. fabreana*, *Plicatiformes fittoni*, *P. plicata*, *Politiitapes vitaliana* (Парамонова, 1994, рис. 12). Несколько десятков метров.
33. Глины пестроцветные с прослоями песчаников, конгломератов и известняков с редкими среднесарматскими моллюсками. Более 200 м.

Обсуждение и корреляция. Сакараульский регионарус. Отложения сакараула разреза Надарбазеви четко выделяются как толща песчаников, залегающая на «майкоповидных» песчаных глинах и перекрываемая песчаниками со своеобразной фауной коцахура. Этот разрез хорошо сопоставляется с уплисциским путем прослеживания маркирующей пачки (sk1) грубозернистых гравелистых косослоистых песчаников (55-60 м, рис. 26). Однако при этом возникает проблема: с чем коррелировать слой 1 разреза Надарбазеви: сопоставлять ли его со слоем 7 в разрезе по балке Млаше-хеви либо считать смытым или не отлагавшимся в разрезе Уплисцихе. Учитывая явное несогласие и перерыв в осадконакоплении в разрезе Уплисцихе и отсутствие признаков размыва в Надарбазеви, мы принимаем второй вариант.

Верхняя пачка (sk2) имеет более тонкий состав и представлена глинистыми песчаниками, алевритами и глинами и включает конкреции и прослой более крепких песчаников (около 100 м). Моллюски найдены лишь в верхней части нижней пачки и в верхней пачке. Это разнообразный комплекс с крупными, очень теплопроводными формами – *Atrina*, *Perna*, *Cardium* s.s., *Europicardium*, *Fragum*, *Discors*, *Venus* s.s. и др. (Харатишвили, 1952; Попов и др., 1993б, табл. 10). Некоторые виды этого уникального комплекса известны в сакарауле Западной Грузии и в верхнемайкопских отложениях р. Баболь (Северный Иран, провинция Мазендеран – Попов и др., 2015). За пределами Восточного Паратетиса состав моллюсков сакараула ближе всего к эггенбургскому комплексу (около 1/3 общих видов), но отличается от него бедностью пектинид, значительно большим числом видов, переходящих из олигоцена (около половины), большим разнообразием кардиид, среди которых есть характерные индо-пацифические формы (род *Fragum*).

В верхней части сакараула Н.И. Запорожец и Г.Н. Александровой обнаружены палиноморфы. Наиболее представительные данные получены из проб NA-27, NA-26, слой 10 (Попов и др., 2022, табл. 2). В группе диноцист из стратиграфически важных видов встречены единичные *Cousteaudinium aubryae*, *Trinovantedinium harpagonium*, *Lingulodinium multivirgatum*, *Glaphyrocysta* sp., *Operculodinium* sp., *Membranilarnacia* sp., *Batiacasphaera* sp., *Homotryblium* sp., *Impagidinium* sp., *Deflandrea* sp., *Spiniferites* sp. Низкое участие диноцист указывает на неблагоприятные палеообстановки, вероятно, обусловленные стратификацией вод. Основываясь на совместной встречаемости *C. aubryae* и *L. multivirgatum*, этот комплекс может быть сопоставлен с зонами DN2-DN3 шкалы (de Verteuil, Norris, 1996), которые

коррелируются с зонами NN2 (верхняя часть) – NN4 (нижняя часть) по наннопланктону. По возрасту они соответствуют второй половине аквитана – середине бурдигала и сопоставляются с зоной Ein Центрального Паратетиса, отвечающей зонам NN3 – NN4 (нижняя часть) (Jiménez-Moreno et al., 2006). Наиболее вероятным представляется отнесение изученных проб NA-27, NA-26 только к бурдигальскому ярусу.

В спектрах доминирует пыльца голосеменных растений, представленная пыльцой сосны, с большой долей купрессовых, при малом участии пыльцы таксодиевых, и единичном *Podocarpus*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Picea*. Среди покрытосеменных преобладает пыльца широколиственных ореховых (*Carya*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Platycarya*), при подчиненном участии сержкоцветных (*Carpinus*, *Betula*), единично – *Rhus*, *Myrica*, *Chenopodiaceae* и формальные таксоны *Tricolporopollenites*, *Tricolpopollenites*. Споры единичны и представлены папоротниками *Polypodiaceae*. Такой состав указывает на развитие лесного типа растительности, существовавшей в условиях теплого и влажного климата.

Коцахур. Коцахурский горизонт был выделен в Картлийской депрессии Давиташвили (1933) в объеме песчаников, перекрывающих сакараульские и отличающихся от них своеобразной солоноватоводной фауной моллюсков. Стратотипическим для коцахура считается разрез к западу от г. Каспи, описанный Квалиашвили (1962, с. 12–14) (Стратотипы..., 1975). Однако из-за его неполноты и редкости фауны нами в качестве гипостратотипа был предложен разрез балки Надарбазеви, надстраивающий разрез гипостратотипа сакараула (Попов, Воронина, 1983, с. 58–60), описанный выше.

Коцахурские отложения залегают на сакарауле согласно либо с небольшим размывом в основании перекрываются залегающими с размывом и резким литологическим переходом горийскими слоями тархана, либо чокракскими конгломератами. Они делятся на две литологически отличные толщи (Попов, Воронина, 1983). Нижняя – более плотная – (kz_1) представлена алевролитистыми песчаниками с конкрециями плотных известковистых песчаников и прослоями алевролитов, мощность ее до 70 м. Верхняя более рыхлая (kz_2), алевроито-глинистая с пластами песчаников и конкрециями известковистых песчаников, мощностью около 100 м.

Разрезы хорошо охарактеризованы моллюсками (Квалиашвили, 1962; Попов, 1983). Благодаря хорошей обнаженности и использованию аэрофотоснимков удалось послойно сбить все основные разрезы депрессии по этой площади и детально описать изменение состава моллюсков (Попов, Воронина, 1983). Однако и на таком детальном материале проследить происхождение специфических коцахурских моллюсков не удастся. Уже в подошве коцахурских отложений мы находим сформированную солоноватоводную фауну (*Rzehakia dubiosa*, *Congeria subclaviformis*, *Melanopsis*), среди которой лишь изредка встречаются морские эвригалинные моллюски, чуждые коцахуру (*Mytilus*, *Parvicardium*, *Sphenia nana*). Распределение моллюсков по разрезу почти не дает возможности для биостратиграфического подразделения этих отложений. Лишь приуроченность массового вида *Eoprosodacna makae* к верхней части коцахура, указанная Квалиашвили (1962), подтверждается и нашими наблюдениями.

Моллюски, сопоставимые с коцахурскими Картлийской депрессии, известны в Западной Грузии (Джгали и Рача-Лечхумский район) и на Западном Копетдаге – в верхней части актепинских слоев. Общие виды и специфичные роды присутствуют также в верхнеоттангских слоях Западного Паратетиса, в Баварии, Моравии, Словакии и Венгрии (*Rzehakia dubiosa*, *Limnorappia*, *Cerastoderma ivericum*, *Eoprosodacna kartlica* – Попов, Воронина, 1983).

Палиноморфы, хотя и плохой сохранности, найдены в нижней и средней частях разреза (Попов и др., 2022, табл. 2, 3). В пробах доминирует пыльца растений, при единичной встречаемости микрофитопланктона. Относительно представительные палинологические данные получены для средней части коцахура Надарбазеви, из слоя 14. На основании присутствия *Coosteaudinium aubryae* изученный интервал разреза может быть ограничен диноцистовой зоной DN4 атлантического побережья США (de Verteuil, Norris, 1996). В миоцене Северного моря (Dybkiær, Piasecki, 2010; Dybkiær et al., 2020) исчезновение *Coosteaudinium aubrie* указывается внутри диноцистовой зоны *Labyrinthodinium truncatum*, а в Центральном Паратетисе – в зоне Ste (Jiménez-Moreno et al., 2006; Vakrač et al., 2012). Эти зоны сопоставляются с зонами NN4 – NN5 (низ) шкалы Martini (1971) по наннопланктону.

Нижняя часть коцахура охарактеризована в разрезе балки левого берега Куры ниже сел. Квахвтели, в 4.5 км восточнее балки Млаше-хеви. Этот разрез хорошо дополняет разрез Гори – Уплисцихе для интервала, слабо обнаженного в Млаше-хеви, и сложен менее грубыми терригенными фациями. Диноцисты в нем представлены морским комплексом (в отличие от солоноватоводных моллюсков) с *Achomospaera* sp., *Apteodinium* sp., *Batiacasphaera* sp., *Brigantedinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp., *Minisphaeridium latirictum* (= *Cordosphaeridium minimum*), *Cribroperidinium* sp., *Cribroperidinium tenuitubulatum*, *Dapsilidinium* sp., *Dapsilidinium pseudocolligerum*, *Diphyes* sp., *Homotryblum* sp., *Hystriochokolpoma* sp., *Impagidinium* sp., *Lingulodinium ruscospinosum*, *Lingulodinium* sp., *Lejeunecysta hyalina*, *Lejeunecysta* sp., *Operculodinium* spp., ex gr. *Operculodinium* sp., *Spiniferites* sp., *Systematophora* sp. По всему разрезу встречаются органические выстилки фораминифер. Более высокие горизонты разреза содержат миоценовые диноцисты широкого стратиграфического диапазона.

Среди пыльцы голосеменных установлено примерно равное количество пыльцы сосновых и таксодиевых, единично только в нижней части разреза присутствует пыльца *Cedrus*, *Tsuga* (пробы KV-02, KV-05), *Ephedra* (пробы KV-06, KV-09). В группе покрытосеменных преобладает пыльца широколиственных ореховых (*Carya*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Pterocarya*), при малом участии сережкоцветных (*Carpinus*, *Betula*) и буковых, единично встречается – *Rhus*, *Mycicaceae*, *Chenopodiaceae*, *Graminea* и формальные таксоны *Tricolporopollenites*, *Tricolpopollenites*. Обращает на себя внимание снижение количества пыльцы наиболее теплолюбивых растений снизу вверх по разрезу. Спектры с частой встречаемостью пыльцы субтропических растений (*Nyssa*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Hamamelidaceae*, *Castanopsis*, *Platanus*) характеризуют интервал разреза с пробами KV-02 – KV-06. Единичные споры *Polypodiaceae* встречены только в основании разреза.

В группе пыльцы голосеменных при сохраняющемся систематическом составе, унаследованном от сакараула, наблюдается сокращение участия пыльцы таксодиевых. Среди пыльцы покрытосеменных сократилось количественное участие широколиственных ореховых, но в целом увеличилось ее разнообразие за счет присутствия *Quercus*, *Fagus*, *Trochodendron*, *Ilex*, *Nyssa*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*, Nymphaeaceae, Polygonaceae. На этом уровне отмечается значительное количество спор папоротников Polypodiaceae, присутствуют *Cyathea*, Schizaceae, *Gleichenia*. Эти изменения указывают на сохраняющийся лесной тип растительности и заболачивание прилегающих областей, а также некоторое потепление климата.

Тархан. В большинстве разрезов Картлийской депрессии коцахурские отложения с размывом перекрыты чокракским конгломератом. Лишь в разрезах Уплисцихе, Тинисхиди и, возможно, Урбниси и Надарбазеви от размыва сохранились отложения тарханского региояруса. Присутствие в них *Crassostrea gryphoides*, *Aporrhais pespelecani*, в комплексе с *Rzehakia dubiosa* и другими тарханскими видами моллюсков (Багдасарян, 1970; Ананиашвили, 1985) и фораминифер (Джанелидзе, 1970) однозначно определяет эти слои как тарханские. Г.А. Квалиашвили (1962) предложил выделять их в качестве горийских слоев или горийского горизонта. Однако объем их неясен до сих пор: включать ли в горийские слои все устричные фашии тархана либо только грубо-терригенные отложения низов региояруса. Изучив эти «устричники» во многих разрезах Грузии, Г.Д. Ананиашвили (1985) предложил трехчленное деление для всего грузинского мелководного тархана по составу моллюсков. Мы солидарны с Ананиашвили, что «горийские слои» не имеют ясных критериев для выделения и прослеживания: положение грузинских устричников невозможно датировать более точно, чем как принадлежащих тарханскому региоярусу в целом.

Чокрак. В вышележащих отложениях важно отметить глубокий размыв в основании чокракских отложений, с врезом в основании, достигающим первых десятков метров (в разрезе Надарбазеви), что, вероятно, можно объяснить лишь значительным падением уровня моря и перерывом в мелководных фашиях.

Верхнечокракские отложения в регионе полностью отсутствуют.

Караган. В караганское время четко прослеживаются две трансгрессии: раннекараганская, с резким доминированием *Davidaschvilia gentilis* в составе моллюсков, и позднекараганская, охарактеризованная появлением рода *Savanella*. Вместе с *Savanella andrussovi* встречены *Ervilia trigonula*, *Davidaschvilia gentilis*, *Barnea* sp., *Varicorbula gibba*. По сохранности неясно, захоронены ли все они на месте обитания или такой танатоценоз является результатом переотложения в основании картвельских слоев, которые мы относим к конкскому региоярусу.

Конка. Залегающие выше картвельские слои охарактеризованы лишь барнеями и отличаются своеобразной литологией: переслаиванием рыхлых и более плотных плитчатых песчаников небольшой мощности (порядка 10 м). Саргаганские или веселянские слои конкского региояруса описывались в литературе (Булейшвили, 1960; Булейшвили и др. в Неогеновая система, 1986), но нам нигде не удалось их наблюдать.

Сармат. На картвельские слои трансгрессивно, с несогласием ложатся нижнесарматские отложения, в основном представленные прибрежными песчано-глинистыми образованиями с прослоями известняков-ракушечников с богатой фауной моллюсков (Грузинская, 1966) и фораминифер. Комплексы фораминифер с доминирующими видами *Elphidium macellum* и *E. crispum* отличаются крупными размерами и толстой шероховатой стенкой раковины (Maissuradze et al., 2008). Мощность нижнего сармата колеблется от 10 до 150 м (Булейшвили, 1960).

По малакологическим данным Н.П. Парамоновой (1994, с. 47, рис. 12, полевые записи и образцы), в нижнесарматских отложениях разреза Надарбазеви выделены маломощные груботерригенные кужорские слои с *Obsoletiformes ruthenica* и *Plicatiformes praeplicata praeplicata* (7 м), а выше – збручские слои, преимущественно глинистые с прослоями известковых песчаников и ракушняка, с *Obsoletiformes obsoleta*, *Plicatiformes plicata plicata* (более 90 м).

Отложения среднего сармата в пределах Картлийской депрессии часто согласно налегают на нижний сармат и преимущественно представлены голубовато-серыми глинами с прослоями песчаников, песчанистых известняков, известняков-ракушечников, мергелей и конгломератов. Они также характеризуются богатой фауной моллюсков (Грузинская, 1966, Булейшвили, 1960) и фораминифер (Maissuradze et al., 2008, Shatilova et al., 2009).

Средний сармат в разрезе Надарбазеви, по данным Парамоновой (полевые наблюдения 1968 г.), начинается с маркирующего слоя очень крепкого сливного песчаника с многочисленными *Mastra vitaliana* (0.6 м). Выше следует преимущественно глинистая толща с прослоями песчаников, песчанистых известняков и известняков-ракушечников около 200 м (Булейшвили и др. в Неогеновая система, 1986; Парамонова, 1994, рис. 12).

По южному борту Картлийской депрессии, в верхней части среднего сармата развита толща пестроцветных, в основном вишнево-красных глин с прослоями микроконгломератов, мощностью 250-300 м. Эти глины по литологическому составу сходны с вышележащими континентальными глинами нацхорской свиты. Они относились к последней до тех пор, пока в разрезе Надарбазеви, в 50-60 м от их кровли не были обнаружены прослойки известняка-ракушечника со среднесарматской фауной моллюсков (Булейшвили, 1960). На основании данной фауны эту толщу отнесли к среднему сармату. Таким образом, общая мощность среднего сармата вдоль южного борта депрессии достигает 400 м.

Нацхорская свита. Отложения нацхорской свиты (мощностью до 1000 м) представлены пресноводно-континентальными образованиями, сложенными темно-серыми и темно-бурыми глинами с прослоями мощных, плохо отсортированных пачек грубозернистых песчаников и конгломератов, а также алевролитов, содержавших раковины *Helix*, *Planorbis* и растительные остатки в виде листьев, древесных стеблей и стволов (Палибин, 1933). В течение многих лет возраст нацхорской свиты в разрезе определялся ее стратиграфическим положением между фаунистически датированным средним сарматом (Булейшвили, 1960; Грузинская, 1966)

и отложениями душетской свиты, датированной мэотис-понтон по остатками наземных позвоночных (Габуня, 1959; Меладзе, 1985).

Представления о позднесарматском возрасте нацхорской свиты высказывали К. Чубинишвили (1982) на основании литолого-петрографического состава пород и Л.С. Белокрыс (1981) по сходству состава вулканического пепла в нацхорской свите с верхнесарматскими пеплами элдарской свиты (Кахетия, Грузия) и разреза Коп-Такыл Керченского полуострова.

Первые магнитостратиграфические данные о нацхорской свите, полученные на левом берегу реки Куры, в 5-6 км западнее города Каспи (Гурарий и др., 1995), позволили авторам сопоставить ее с ширакской свитой Южной Кахетии и датировать мэотисом – нижним понтон. Позже появились новые палеомагнитные данные, определяющие возраст нацхорской свиты как средне-позднесарматский (9.8-10.9 млн л.). Исследования проводились в разрезах свиты на правом берегу р. Мтквари, в 4-5 км юго-восточнее г. Каспи в районе горы Сачите и вдоль дороги Каспи – Кавтисхеви. Последний подкреплен данными по останкам наземных позвоночных, найденных в тех же разрезах. Поэтому мы принимаем позднесарматский возраст нацхорской свиты.

Душетская свита. Континентальные отложения нацхорской свиты постепенно сменяются толщей грубообломочных образований (конгломераты, грубозернистые песчаники) душетской свиты, мощность которой достигает 2000 м (Булейшвили, 1960). Обломочный материал в этих породах представлен хорошо окатанными гальками песчаников, мергелей, известняков и кремнистых пород флишевых толщ мела и туфогенных пород байоса и палеогена (Чубинишвили, 1982). Характерной чертой душетской свиты является уменьшение диаметра галек сверху вниз и увеличение степени сцементированности. Возраст душетской свиты на основании фауны наземных позвоночных датируется как мэотис-понтонический (Габуня, 1959; Меладзе, 1985).

6. Мегрельская депрессия, Западная Грузия

Мегрельская депрессия представляет собой синклинальный прогиб в системе южного склона Большого Кавказа к Рионской впадине. Непрерывное прогибание последней обеспечило постоянное осадконакопление здесь в олигоцене-миоцене, довольно полно представленное в разрезах по рр. Инцра и Чанисцкали (рис. 27). Близость к структурам Большого Кавказа приводила к интенсивному поступлению грубого терригенного материала и относительной мелководности этой зоны бассейна, из-за чего разрезы довольно хорошо охарактеризованы бентосной фауной, которую удается найти даже в верхнемайкопских отложениях.

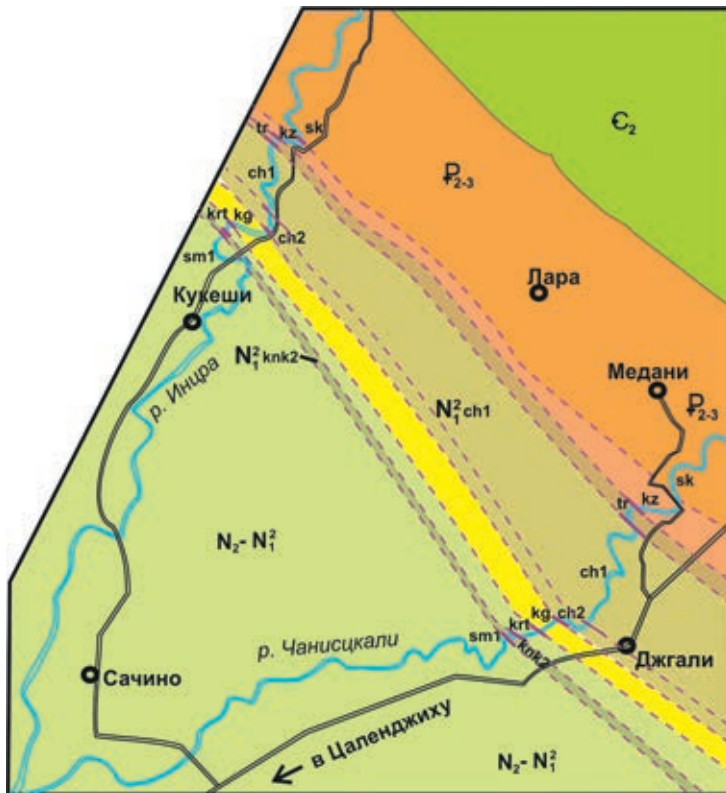


Рис. 27. Схема расположения и сопоставления ниже- и среднемиоценовых выходов по рр. Инцра и Чанисцкали

Интенсивное изучение стратиграфии и фауны региона проводилось в основном в советский период (Дзвеля, 1940; Вахания, 1959; Багдасарян, 1965, 1970; Джанелидзе, 1970; Ананиашвили, Певзнер, 1977; Ананиашвили, 1985; Булейшвили и др., в: Неогеновая система, 1986).

Полевые работы на этих разрезах нами были проведены в 2019 г. Основное внимание уделялось разрезу р. Инцра, который был опробован на палеомагнитные исследования и фитопланктон в интервале верхний

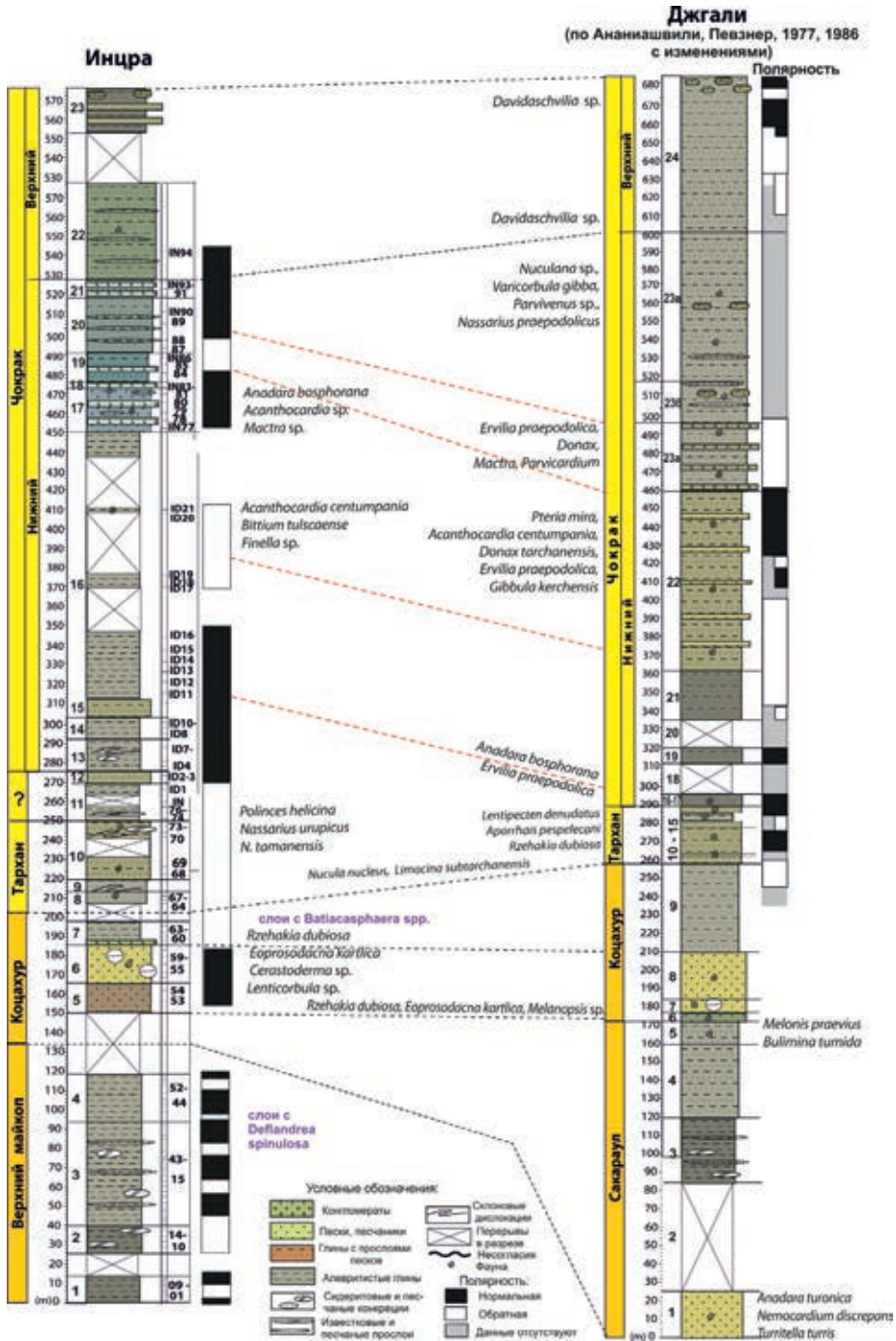


Рис. 28. Схема сопоставления разрезов Инцра и Джгали в интервале верхнего майкопа – чокрака с палеомагнитной и биотической характеристикой разрезов. Состав моллюсков дан черным шрифтом, диноцист – фиолетовым. Разрез Джгали (по Ананишвили, Певзнер, 1977; Певзнер, 1986) с изменениями

майкоп – чокрак, сборы моллюсков и образцы на микрофауну отобраны от верхов майкопской серии до нижнего сармата (рис. 28, 29). При работе на р. Чанисцкали за основу взят разрез, опубликованный Г.Д. Аниашвили и М.А. Певзнером (1977) и описанный в диссертации Певзнера (1986), но его удалось детализировать, выделив дополнительно отложения верхнего чокрака и верхнего карагана.

6.1. Река Инцра выше селения Кукеши

Описание разреза начато в майкопской толще после значительного перерыва в обнаженности в верхнем майкопе (рис. 28). По мощности эта часть разреза могла бы отвечать сакараулу, в параллельном разрезе Джгали по р. Чанисцкали, датированному по моллюсковой фауне. Однако в разрезе Инцра мы не находим песчаников, в которых была найдена фауна моллюсков в джгальском разрезе, а диноцистовые данные не подтвердили сакараульский возраст этой толщи. Присутствие коцахура доказывается находками малакофауны с ржегакиями и диноцист с доминированием *Batiacasphaera* spp. Тарханско-чокракские отложения охарактеризованы моллюсками, скудными наннопланктоном, более полные данные получены по комплексам фораминифер (определения Ю.В. Вернигоровой).

Образцы брались через 1.5-2.5 м при почти непрерывной обнаженности в майкопской, тарханской и чокракской частях на палеомагнитный анализ и через 5-6 м – на микрофитопланктон.

1. N_1^{kv1} (нижний кавказий). Глины алевритистые, слабослюдистые, темно-серые, тонкослойные за счет более светлых прослоев. Комплекс диноцист характеризуется низким таксономическим разнообразием. В этом слое и выше по разрезу доминируют *Deflandrea spinulosa*, *Spiniferites* spp., *Cribroperidinium* spp., *Operculodinium* spp. Остальные таксоны встречаются спорадически, в малом, чаще единичном количестве. Характерные олигоценные таксоны отсутствуют, отмечается высокая встречаемость разрушенных, сильно смятых цист, либо фрагментов хоратных и прокси-мохоратных диноцист. Видимая мощность 12-15 м.

Перерыв в обнаженности 10-15 м.

2. Глины более алевритистые с пластовыми конкрециями сидеритов (2-3x0.2 м). Видимая мощность 15 м.

3. Те же глины, но конкреции линзовидные (1.5x0.3 м), появились прослойки песка с косою слоистостью (3-5 см, транспорт материала с востока). С середины слоя появилось несколько уровней с септариевыми конкрециями (через 15 м). Комплекс диноцист сходен с выделенным в слое 1, как слой с *Deflandrea spinulosa*. Около 70 м.

4. Глины сходные с предыдущими, но без песков и конкреций, с тем же комплексом диноцист. 20-25 м.

Перерыв в обнаженности около 30 м. Переходим в борт шоссе на левом берегу.

5. N_1^{1-2kz} (коцахур). Песчаники бурые, глинистые, разнотернистые, слабоцементированные с коричнево-бурыми железистыми конкрециями. Видимая мощность 12-15 м.

6. Песчаники более крепкие, крупнозернистые, неяснослоистые, бескарбонатные, желтовато-серые с огромными (1.5-2 м) шаровидными конкрециями. Встречаются редкие глинисто-алевритовые прослои и с перемытыми обломками подстилающих пород и ракуши, есть целые и двусторчатые экземпляры *Rzehakia dubiosa*, *Eoprosodacna kartlica*, *Cerastoderma* sp., *Lenticorbula* sp., характерные для коцахура. Около 20 м. В реке прослеживается переход песчаников в глины следующего слоя: в верхах песчаников появляются линзы крупногалечных конгломератов с той же фауной. Выше – постепенный переход в глины, но последние деформированы, с оползневыми текстурами.
7. Глины голубовато-серые алевритистые, бурые с ожелезнением при выветривании. Ассоциация диноцист существенно отличается от установленной в слоях с *Deflandrea spinulosa*. В комплексе доминируют *Batiacasphaera* sp., cf. *B. hirsuta*, *B. sphaerica*, и cf. *Operculodinium?* *eirikianum* (слои с *Batiacasphaera* spp.). Относительно часты *Heteraulacacysta leptalea*, *Spiniferites* spp., *Operculodinium israelianum*, *Lejeunecysta cowiei*, остальные таксоны встречаются в единичных экземплярах. Видимая мощность 10 м. Перерыв 10 м.
8. N₁^{2tr}. Тонкое переслаивание глин слабо карбонатных, темно-серых, алевритистых и более светлых песчано-алевритистых прослоев, выше переходит в глины тонкослоистые, серые, карбонатные с присыпками серого слюдистого песка по плоскостям напластования. Встречены единичные *Globigerina* sp. и *Ammonia beccarii*, скудный наннопланктон, включающий единичные *Reticulofenestra* sp., *Helicosphaera* sp., *Sphenolithus* sp. (обр. 64). 5-7 м.
9. Те же глины темные, песчано-алевритистые, но смятые в складки оползания. 3 м.
10. Пачка тонкого (2-3 см) переслаивания глин темных, алевритистых и песков с прослоями мергелей, песчаников серых от тонко- до грубозернистых. В прослое грубого песчаника найдены моллюски: *Nuculana fragilis*, *Nucula nucleus*, *Parvicardium* sp., *Euspira helicina*, *Nassarius urupicus*, *N. tamanensis* – характерный комплекс среднего тархана по гастроподам. В нижней части слоя (обр. 68) найден немногочисленный комплекс фораминифер, включающий виды-индексы тархана *Cassidulina* aff. *tarchanensis*, *C.* aff. *schischkinskyae*, совместно с *Lagena clavata* и *Nonion* sp. В верхней части слоя (обр. 71) присутствуют только единичные *Globigerina* sp. и *Cibicides* sp. Перерыв из-за глубокой воды в реке около 10 м по мощности. То же чередование, но песков стало больше, песчаные линзы с фауной – *Nucula*, *Nuculana*, *Ervilia* – имеют нарушенное оползневое залегание. Появились редкие линзовидные сидеритовые конкреции (диаметром от 15 до 60 см). Общая мощность слоя около 30 м.
11. Глины темные, алевритистые, неясно слоистые с редкими линзовидными прослоями сидеритов (0.2 м). В нижней части слоя (обр. 74) – единичная находка *Globigerina* sp. 7-8 м. Перерыв 7-8 м по мощности.

- Продолжаются те же алевроитистые глины без фауны. Общая мощность около 20 м.
12. Сходные темные алевроитистые глины с прослоями песчаников тонкозернистых, глинистых, бурых с волнистой слоистостью (4-5 см, до 15 см) 5-6 м.
13. N₁²?ch1 Глины темные алевроитистые, сходные со сл. 11. Местами в них – складки оползания. Начиная со средней части слоя (обр. ID5-ID7) устойчиво присутствует небогатая ассоциация наннопланктона, представленная *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, мелкими *Sphenolithus* sp., обломками цист *Thoracosphaera* sp., спикулами асцидий. Комплекс фораминифер включает как виды-индексы чокрака (*Triloculina subfoliacea*, *Nonion granosus* var. *parvus*), так и виды, характерные для всего тархан-чокракского интервала: *Bolivina tarchanensis*, *Triloculina gubkini*, *Sigmoilina haidingerii* var. *haidingerii*, *S. mediterranensis*, совместно с *Fissurina laevigata* и *Ammonia beccarii*. Присутствуют обломки мшанок, отолиты. 17-20 м.
14. Алевролиты темно-серые, карбонатные, неяснослоистые с гнездами ожелезнения. Состав наннопланктона аналогичен комплексу предыдущего слоя. В ассоциации бентосных фораминифер присутствуют типичные виды чокрака: *Quinqueloculina akneriana*, *Q. akneriana longa*, *Q. aff. laevigata*, *Sigmoilina tschokrakensis*, *Nonion granosus* var. *parvus*, также встречены *Triloculina gubkini*, *Sigmoilina haidingerii* var. *haidingerii*, *S. mediterranensis*. Единично встречается планктон – *Globigerina* sp. (обр. ID13). Присутствуют остракоды, обломки мшанок, трубочек червей. 12-15 м.
15. Пачка чередования темных алевролитов и более светлых песчаных прослоев (по 2-3 см, до 15 см). 7 м.
16. Алевролиты, сходные со слоем 14, с подчиненными прослоями песков мелкозернистых, глинистых, а в верхней половине слоя без песков. Наннопланктон малочисленный: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*, *Reticulofenestra* sp. Комплекс фораминифер обилен и включает: *Quinqueloculina akneriana*, *Q. ungeriana*, *Quinqueloculina aff. laevigata*, *Sigmoilina haidingerii* var. *haidingerii*, *S. caucasica*, *S. tschokrakensis*, *S. mediterranensis*, *Triloculina gibba*, *Bolivina tarchanensis*, *Nonion granosus* var. *parvus*, *Bulimina?* sp., *Cibicides* sp. с немногочисленными *Globigerina* sp. (обр. ID16, 19, 20, 21). Встречены фрагменты мшанок, остракод, трубочек червей, отолиты. Видимая мощность 35 м.
- Перерыв 25-30 м.
- Алевролиты темные, голубовато-серые, неяснослоистые. 6-7 м.
- Перерыв 30 м.
- Сходные алевролиты, но слоистые за счет прослоев и присыпок грубозернистого песка с ракушей – *Acanthocardia centumpania*, *Musculus* sp., *Bittium tulsaense*, *Nassarius* ex gr. *inornatus*, *Finella* sp. 2 м.
- Перерыв 20-30 м.
- Алевролиты, сходные с предыдущими. 10 м.
- Общая мощность 130-140 м.

По резкой границе выше

17. Песчаники глинистые, голубовато-серые, рыхлые, мелкозернистые, толстослоистые за счет прослоев алевролитов, грубозернистых песков, гальки, ракушняка с *Acanthocardia*, *Mastra*, *Anadara bosporana*. Встречаются рассеянные плотные конкреции (до 1.0x0.6 м). В верхней части – прослой песчаника очень крепкого косослоистого. Комплекс фораминифер: *Cornuspira?* sp., *Quinqueloculina akneriana rotunda*, *Q. akneriana*, *Sigmoilina caucasica*, *Triloculina* sp., *Sigmoilina mediterraneensis*, *S. tschokrakensis*, *S. tschokrakensis plana*, *Lenticulina* sp. с единичными *Globigerina* sp. (обр. 77). Присутствуют фрагменты *Limacina*, *Ostracoda*, а также обломки гастропод, мшанок, трубочек червей. В верхней части слоя (обр. 80) комплекс фораминифер резко сокращается и представлен редкими *Sigmoilina tschokrakensis*, *Cibicides* sp., *Ammonia beccarii*. 25-30 м.
18. Конгломераты валунные (до 20 см). 2 м.
19. Алевролиты темные, голубовато-серые, грубослоистые за счет прослоев глинистых песчаников, ожелезнения, линз валунных конгломератов, конкреционных пропластков. Немногочисленные фораминиферы представлены *Quinqueloculina akneriana rotunda*, *Sigmoilina tschokrakensis*, *Ammonia beccarii* (обр. 84). 10-15 м.
20. Песчаники темные, глинистые, мелкозернистые с многочисленными очень крепкими конкреционными прослоями. Единично присутствуют *Globigerina* sp., *Sigmoilina tschokrakensis rotunda*, *Brizalina* sp., редкие *Ammonia beccarii* (обр. 87). 25-30 м.
21. В тех же песчаниках – масса конгломератовых прослоев. Бедный комплекс фораминифер включает *Quinqueloculina akneriana rotunda*, *Sigmoilina tschokrakensis*, *Articulina?* sp., *Brizalina* sp. (обр.91). Видимая мощность 10 м.
22. **N₁²ch2**. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, прослоями слюдистые, слоистые за счет алевролитистых пропластков и прослоев крепких окремнелых песчаников. В них отпечатки и раковинки мелких *Davidashvilia intermedia*. Около 50 м.
- Перерыв около 30 м.
23. Глины темные, слоистые, алевролитистые, прослоями ожелезненные, с пачками глинистых песчаников (0.5-1 м). В верхней части в них шаровые биогермы, строматолитовые, со столбчатой структурой. Видимая мощность около 25 м.
- Значительный перерыв, более 200 м по положению, что при крутых наблюдаемых углах падения слоев может отвечать пропуску в разрезе не менее 100 м.
24. **N₁²kg2** (рис. 29). Алевролиты темные, слоистые за счет присыпок и прослоев песка среднезернистого слюдистого (до 10 см) с раковинами *Davidashvilia (Zghentiana) gentilis* и *Savanella* sp. Видимая мощность 20 м.
- Перерыв 20 м.
25. **N₁²kn1**. С конгломератом в основании (2-3 м, с галькой до 10 см) – Песчаники глинистые с прослоями конгломератов и плотных песчаников,

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

- пачками алевролитов (до 3 м) неясно слоистых с песчаными прослоями. В 10 м от основания – масса эрвильей. Видимая мощность около 25 м. Перерыв 7-8 м.
26. Тонкое переслаивание алевролитов темных и песчаников более светлых, мелкозернистых, глинистых (до 20 см). Масса раковин *Varnea*. Видимая мощность 5 м.
27. С конгломератом мелкогалечным косослоистым в основании – Песчаники массивные, прослоями окремнелые. Около 20 м.
28. Глины алевролитистые, серые, неяснослоистые. 7-8 м.
29. Песчаник глинистый, среднезернистый, в верхней части с прослоями алевролитов с *Varnea*. 15 м.
30. $N_1^{2?}kn2-3$. Тот же песчаник, но с прослоями конгломератов с глыбами и галькой (0.5-1 м), выше с плитчатыми плотными песчаниками с косой и линзовидной слоистостью. Встречены эрвильи и мактры. 23-25 м.
31. $N_1^{2}sm1$. Конгломерат средне- и крупногалечный с галькой изверженных пород. 18-20 м.
32. Переслаивание пачек алевролитов, конгломератов и песчаников (от 0.2 до 3-4 м). В 4 м от основания найдены гастроподы с доминированием родов *Pusillina*, *Retusa*, *Styliferina*, *Gibbula*, характерных для нижнего сармата. 15 м.
33. Песчаник глинисто-алевролитистый, рыхлый, мелкозернистый, толстослоистый с линзами ракуши: в основном эрвильи и мактры. 25-30 м.
34. Переслаивание песчаников рыхлых, глинистых и более плотных. 15 м.
35. Алевролиты темные, слоистые, с массой рассеянной давленной ракуши: *Ervillea*, *Mastra*, кардииды. 40-45 м.
36. Те же алевролиты, но с линзовидными прослоями крепких песчаников. Видимая мощность 30 м.

На этом непрерывная обнаженность закончилась, далее – большой перерыв.

6.2. Река Чанисцкали у селения Джгали

Разрез был подробно изучен Г.Д. Ананиашвили и М.А. Певзнером (1977), которые тщательно собрали фауну, сделали литологическое описание и получили его палеомагнитную характеристику. Синхронно с палеомагнитными образцами Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной (1987) был изучен наннопланктон.

Мы основывались на более детальном описании Певзнера, приведенном в его диссертации (1986), нумерация слоев и мощности которого совпадают со статьей Ананиашвили, Певзнер (1977) и используем здесь нумерацию разреза этих авторов. Фаунистическая характеристика и расчленение некоторых интервалов дополнены по нашим данным.

Описание разреза

1. N_1^1sk . Песчаники желтовато-серые, толстослоистые с пропластками песчанистых глин. В песчаниках (по данным Ананиашвили, 1985) найдены *Nuculana fragilis*, *Anadara turonica*, *Nemocardium discrepans*, *Varicorbula gibba*, *Turritella turris*. 25 м.
Перерыв 60 м.
2. Глины серые, некарбонатные, неяснослоистые с прослоями песчанистых глин и сидеритовыми конкрециями (до 0.6x1.5 м). 35 м.
3. Чередование песчаников серых, некарбонатных и песчанистых глин. 40 м.
4. Глины серые, некарбонатные, глины песчанистые и песчаники. В нижней части пачки – морской комплекс фораминифер: *Melonis praevius*, *Elphidium kvesanensis*, *Bulimina tumidula*, *Ammonia beccarii* (по данным О.И. Джанелидзе). 12 м.
5. $N_1^{1-2}kz$. Песчаники глинистые, зеленовато-серые с прослоями глин песчанистых, голубовато-серых и септариевых конкреций. В песчаниках – раковины *Rzehakia dubiosa*, *Eoprosodacna kartlica*. 5 м.
6. Песчаники плотные, массивные с характерным сферическим выветриванием, с *Rzehakia dubiosa*, *Eoprosodacna kartlica*. 7 м.
7. Чередование песчаников желто-серых, массивных, толстослоистых и песчаников глинистых, тонкослоистых, голубовато-серых (по 1-1.5 м). В верхней части – та же фауна и *Melanopsis* sp. 25 м.
8. Глины серые, некарбонатные, с пропластками песчаников мелкозернистых, тонкослоистых. 48 м.
- 9, 10. N_1^2tr . Чередование песчаников серых, карбонатных, тонкослоистых, глин и глинистых песчаников. В верхней части слоя встречается морская фауна с *Nucula nucleus*, *Nuculana fragilis*, *N. prendeli*, *Limacina subtarchanensis*. 4 м.
11. Чередование песчаников серых, карбонатных, глинистых, глин и тонких (5-15 см) прослоев известняков. В верхней части слоя найдены *Nassarius scrobiculatus*, *Bittium digitatum*, *B. agibelicum*, *Crisilla gontsharova*, *Obtusella* sp., *Raphitoma janculica*, *Retusa pyramidalis*, *Ringicula subglobosa*. 16 м.
12. Глины серые, некарбонатные, «майкоповидные». 4.4 м.

13. Глины голубовато-серые, карбонатные, песчанистые с *Nucula nucleus*, *Aequipecten praetrigonostoma*, *Neopycnodonte navicularis*, *Polinices helicina*, *Aporrhais pespelicani*, *Nassarius tamanensis*. Небогатый комплекс наннопланктона включает редкие *Coccolithus pelagicus* и единичные *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera* sp., *Cyclicargolithus floridanus*. 2 м.
14. Чередование глин зеленовато-серых, карбонатных с песчаниками глинистыми, карбонатными с *Nucula nucleus*, *Lentipecten denudatus*, *Neopycnodonte navicularis*, *Polinices helicina*, *Aporrhais pespelicani*. Наннопланктон представлен редкими *C. pelagicus*, единичными *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, *R. pseudoumbilicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, мелкими *Sphenolithus* sp., *Helicosphaera euphratis*, *H. oblique*, *H. intermedia* и сопутствующими мелкими кокколитами. 7 м.
15. N_1^{2ch1} . Песчаники темно-серые, глинистые с *Nuculana prendeli*, *Anadara bosporana*, *Ervilia praepodolica*, *Varicorbula gibba*. 3 м.
16. Чередование глин светло-серых, глин песчанистых и песчаников. Видимая мощность 3 м.

Перерыв 10-15 м.

17. Песчаники, аналогичные слою 16. Видимая мощность 8 м.

Перерыв 15-20 м.

19. Песчаники, аналогичные слою 16. Видимая мощность 27 м.

20. Чередование глин желто-серых, карбонатных, глинистых песчаников и песчанистых глин с характерной нижнечокракской фауной моллюсков: *Pteria mira*, *Acanthocardia centumpania*, *Donax tarchanensis*, *Ervilia praepodolica*, *Gibbula kerchensis*. Около 100* м.

Ананиашвили и Певзнер (1977) приводят мощность этого слоя 160 м.

Нам удалось наблюдать нарушение условий залегания и обратные падения на уровне этого слоя, что не позволяет оценить его мощность.

Поэтому мы условно сокращаем ее до 100 м, принимая примерно единым уровень появления конгломератов в разрезах Инцра и Джгали).

- 21.* (Этот слой мы разбиваем на три из-за различий в литологии и фаунистической характеристике).

- 21а. Чередование песчаников массивных, серых, песчаников глинисто-алевритистых, голубовато-серых, тонкослоистых (до 2 м) с прослоями конгломератов (3-15 см, до 30 см). В песчаниках – линзы ракушки с *Ervilia praepodolica*, *Donax*, *Mastra*, *Parvicardium*. Около 30-40 м.

- 21б. Песчаники с окремнелыми плотными прослоями (= песчаникам слоя 20 в разрезе Инцра). Около 20 м.

- 21в. Чередование песчаников массивных и песчаников глинисто-алевритистых, голубовато-серых тонкослоистых. В верхах слоя найдены *Nuculana* sp., *Varicorbula gibba*, *Parvivenus* sp., *Nassarius praepodolicus*. Около 100 м.

22. N_1^{2ch2} . Алевролиты серые с тонкой волнистой слоистостью с прослоями и линзами песков. У кровли – два биогермных прослоя с шаровыми

поверхностями нарастания, подобные описанным в слое 23 на р. Инцра. В них и в песчаниках встречены раковинки мелких *Davidaschvilia intermedia*, что позволяет датировать этот слой верхним чоккраком.

100-120 м.

23. N_1^2kg1 . Чередование песчаников рыхлых, толстослоистых, желтовато-серых и песчаных глин с пропластками мергелей и ракушечника с *Davidashvilia (Zhgentiana) gentilis*. 112 м.

24. N_1^2kg2 . Глины алевролитистые, серые с редкими прослоями песков и песчаников толстослоистых с *D. (Zh.) gentilis* и редкими *Savanella andrussovi* (последние найдены в 20-25 м от кровли). 114 м.

24а. N_1^2kn1 . Выше в сходных фациях появляются крупные *Barnea*, а затем – ракушечник (0.5 м) в основном с *Ervilia* и редкими *D. (Zh.) gentilis*. Выше – песчаники темно-серые, карбонатные, алевролиты и глины. В алевролитах найдены *Barnea ustjurtensis* и *B. kubanica*. 85 м.

С размывом и окатанными глыбами подстилающих песчаников (до 40 см):

24б. N_1^2kn3 . Песчаник с двумя прослоями перебитого ракушечника с массой *Ervilia trigonula*, обломками *Barnea*, *Varicorbula gibba*, *Parvivenus* sp., *Maetra* sp., *Hydrobia* sp. 1.5 м.

24в. Алевролиты серые, слоистые, с рассеянными раковинами *Ervilia trigonula*, *Cerastoderma praeplicatum*, *Maetra* cf. *basteroti*, *Hydrobia frauenfeldi*, *Acteocina lajonkaireana*, *Edrozeba wiesensis*.

Видимая мощность 6 м.

Перерыв 20-30 м.

25а. N_1^2sm1 . Песчаники серые, глинистые, мелкозернистые с прослоями алевролитов более темных, с крупной волнистой слоистостью. В песчаниках – катуны подстилающих пород, раковины *Ervilia* и *Maetra*.

Видимая мощность 10 м.

25б. Конгломерат, в основании – глыбово-галечный, выше – мелко- и среднегалечный. 5-6 м.

С резким угловым несогласием, почти горизонтально залегают:

27. Песчаники желтые и алевролиты серые с многочисленной нижне-сарматской фауной моллюсков – *Ervilia* sp., *Paphia vitaliana*, *Maetra eichwaldi*, *Abra reflexa*, *Plicatiformes praeplicata*.

Видимая мощность не менее 20-30 м.

Вероятно, слои 28, 29, это – грандиозный олистостром либо заполнение вреза, так как далее эти породы утыкаются в слои, залегающие с теми же элементами залегания, что и нижележащий слой 27: с падением около 30-40° на юг.

27г. Алевролиты серые слоистые с прослоями песчаников глинистых, мелкозернистых и крепких плитчатых. Много малакофауны, близкой по составу к описанной в слое 29: *Paphia*, *Ervilia*, *Abra*, *Maetra*, кардииды.

Видимая мощность 30-40 м.

Обсуждение и корреляция. Несмотря на близость описанных разрезов, значительная изменчивость фаций и мощностей не позволяет сопоставить их слой в слой. Однако насыщенность фауной дает возможность довольно уверенно определить границы большинства региоярусов, а чаще и подъярусов (рис. 28, 29).

Верхний майкоп. В разрезе Инцра комплекс диноцист, установленный в слоях с *Deflandrea spinulosa*, близок к описанному из септариевой свиты позднего олигоцена – раннего миоцена в разрезе по р. Белой (Запорожец, 1999; Запорожец, Ахметьев, 2017). В комплексе этих слоев не встречены таксоны, характеризующие терминальную часть олигоцена и инициальную часть аквитана – *Chiropteridium galea*, *Rhombodinium draco*, что указывает на миоценовый возраст пород. Однако в нашем материале не выявлены *Labyrinthodinium truncatum* и частая встречаемость *Leiosphaeridia*, характерные для раннего миоцена.

Близкие ассоциации диноцист установлены Н.Ю. Филипповой в аргунской, алкунской и нижней части ассинской свит в разрезах Фиагдон и Майрамадаг в Северной Осетии, алкунской свиты на р. Кубань в Предкавказье (Филиппова и др., 2010а; Белуженко и др., 2018). Эти ассоциации сопоставляются с нижней частью подзоны *Deflandrea* spp. зоны *Ectosphaeropsis burdigalensis* схемы Д. Зевенбума (Zevenboom, 1995) и датируются терминальным хаттом – нижней частью аквитана. Наиболее близкой к комплексу слоев с *Deflandrea spinulosa* в этих разрезах является ассоциация, выявленная в алкунской свите. Их сближает совместная частая встречаемость *Deflandrea spinulosa*, cf. *Cribrorperidinium tenuitabulatum*, cf. *Cribrorperidinium giuseppei*, *Spiniferites* spp., отличием является отсутствие *Tuberculodinium* cf. *vancampoae* в разрезе Инцра.

По данным К. Дыбкьера, С. Пясецки и К. Кинга (Dybckjær, Piasecki, 2010; King, 2016), исчезновение *Thalassiphora pelagica*, присутствующей в слоях с *Deflandrea spinulosa*, приурочено к верхней части наннопланктонной зоны NN2, датируемой нижней частью бурдигала. Н.И. Запорожец, М.А. Ахметьев (2017) и Н.Ю. Филиппова (Филиппова и др., 2010а; Белуженко и др., 2018) ограничивают верхний предел распространения *Deflandrea spinulosa* в разрезах Предкавказья караджалгинской свитой. При этом ее последняя частая встречаемость указывается в средней части ассинской свиты, сопоставляемой с зеленчукской свитой Центрального Предкавказья и восковогорской свитой Западного Кавказа и датируемой нижним аквитаном (Филиппова и др., 2010а; Белуженко и др., 2018). По нашим данным изучения диноцист в разрезе по р. Кубань, исчезновение *Deflandrea spinulosa*, *Thalassiphora pelagica* установлено в нижней части караджалгинской свиты. При этом комплекс диноцист из изученного интервала зеленчукской и низов караджалгинской свиты кубанского разреза существенно отличен в таксономическом отношении от комплексов, установленных Н.Ю. Филипповой в ассинской свите. Скорее всего, это обусловлено или более низким стратиграфическим положением ассинской свиты, либо ее фациальными особенностями.

Исходя из этого сравнения, слои с *Deflandrea spinulosa* в разрезе Инцра могут быть датированы ранним аквитаном и сопоставлены с алкунской

и септариевой свитами Предкавказья. Поэтому здесь, вероятно, отсутствуют (размыты или не отлагались) отложения сакараульского регионаруса, фаунистически датированные в разрезе Джгали (слои 1-5, Певзнер, 1986), непосредственно подстилающие коцахурские.

Коцахур. Отложения коцахурского регионаруса в обоих разрезах четко обособлены литологически, т. к. представлены грубозернистыми песчаниками в нижней части и солоноватоводным составом моллюсков с характерными эндемиками (*Eoprosodacna kartlica*, *Rzehakia dubiosa*, *Melanopsis* sp., *Lenticorbula* sp.). Диноцисты, найденные в перекрывающих глинах, представлены специфическим комплексом с доминированием *Batiacasphaera* sp., cf. *B. hirsuta*, *B. sphaerica*, и cf. *Operculodinium? eirikianum*. Относительно часты *Heteraulacacysta leptalea*, *Spiniferites* spp., *Operculodinium israelianum*, *Lejeunecysta cowiei*. Комплекс слоев с *Batiacasphaera* spp. обнаруживает значительное сходство с комплексом диноцист, установленном нами в средней части рицевской свиты в разрезе р. Кубань. Их сближает не только господство *Batiacasphaera* spp., но и присутствие *Heteraulacacysta leptalea*, *Lejeunecysta cowiei*. Исходя из этих данных, слои с *Batiacasphaera* spp. могут быть датированы бурдигалом.

Тархан. Отложения тарханского регионаруса довольно хорошо охарактеризованы моллюсковой фауной, где в нижней части разреза Джгали еще встречаются *Rzehakia dubiosa*, вместе с морскими формами (Багдасарян, 1970; Ананиашвили, 1985), а выше – характерные среднетарханские формы (*Lentipecten denudatus*, *Aporrhais pespelecani*, *Polinices helicina*, *Nassarius tamanensis*). В разрезе Инцра, также как в Предкавказье, на этом уровне наблюдается активизация оползневых процессов.

Довольно представительные комплексы бентосных фораминифер дополняют данные по моллюскам. По мнению Ю.В. Вернигоровой, граница тархана / чокрака в разрезе Инцра определяется появлением чокракских видов в слое 13. Слои 13-16 (обр. ID7-ID21) могут быть скоррелированы с нижней частью слоев с *Bolivina tarchanensis*, а интервал слоев 17-21 (обр. 77-91), возможно, соответствует средней части этих слоев (в понимании Богдановича, 1965, 1971; Джанелидзе, 1970).

Дополнительное изучение наннопланктона в разрезах Инцра и Джгали не расширило данные, полученные ранее по серии разрезов в пределах Мегрельской и Рачинско-Лечхумской синклинали (Минашвили, 1981; 1986; Музылев, Головина, 1987). В разрезе Инцра в тарханских отложениях не встречен уровень с достаточно представительным наннопланктоном.

Палеомагнитные данные показывают неполноту разреза и несколько большую древность майкоп / тарханской границы в разрезе Инцра, чем в Предкавказье (рис. 30): если в предкавказских и керченских разрезах граница тархана проходит вблизи границы субхронов C5Bn.1r / C5Bn.1r, то в разрезе Инцра почти вся толща с тарханской фауной (около 60 м) намагничена отрицательно. При этом тархан разреза Джгали (мощностью 30 м) включает интервалы как прямой, так и обратной полярности, что, по-видимому, свидетельствует о возможном выпадении части разреза тархана Инцры из-за нарушений (оползней). Еще важно отметить резкое увеличение скорости седиментации при переходе от майкопской толщи к тархан-чокракской.

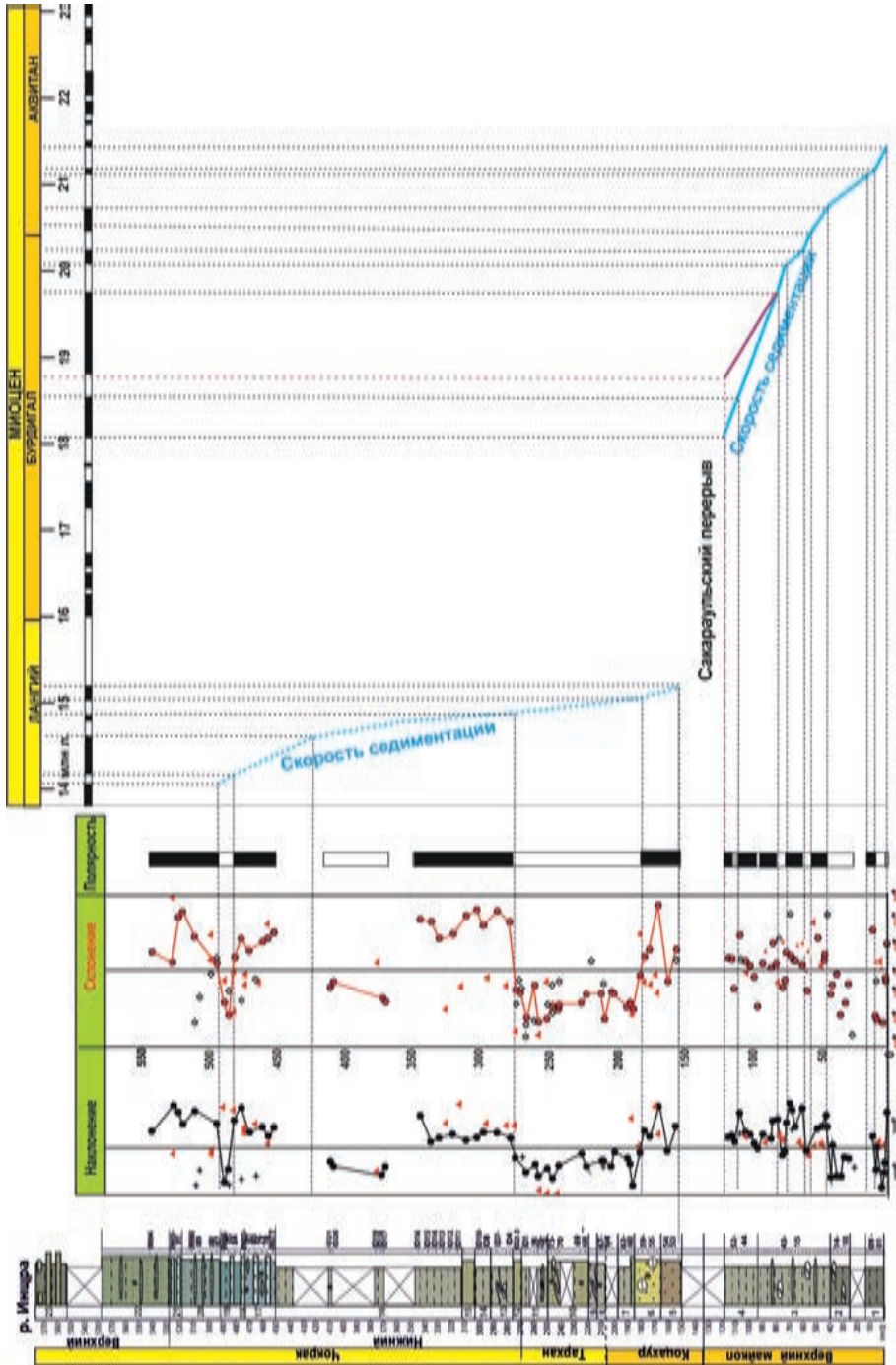


Рис. 30. Палеомагнитная характеристика верхнего майкопа, тархана и нижнего чокрака разреза р. Индра и ее сопоставление с глобальной геомагнитной шкалой

Чокрак. Глинисто-алевритистые фации чокракского регионаруса бедны малакофауной, что, вероятно, связано с глубоководными условиями и неблагоприятным газовым режимом при их накоплении. Находки моллюсков приурочены к песчано-галечным прослоям, где раковинный материал носит перемещенный характер. Снизу вверх по разрезу число таких прослоев и грубость материала увеличивается. В верхней части обособлена глинисто-алевритовая толща с линзами песка и мергеля, прослоями стромаголитовых биогермов, охарактеризованная лишь мелкими раковинками *Davidaschvilia* (верхний чокрак).

Комплекс чокракского наннопланктона очень беден и однообразен в обоих разрезах и включает всего несколько космополитных и эвригалинных видов: *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Cyclocargolithus floridanus*, *Braarudosphaera bigelowii*. В разрезе Джгали единичные экземпляры этих форм встречаются по всему разрезу чокрака.

Караган. Отложения караганского регионаруса значительно лучше охарактеризованы малакофауной. В основном это массовые захоронения раковин *Zghentiana gentilis*, часто дающие раковинные мостовые, что также свидетельствует о перемещенном характере фауны. В верхней части появляется специфический эндемик позднего карагана – *Savanella andrussovi*.

В караганских отложениях наннопланктон найден на отдельных уровнях и представлен всего одним-двумя экземплярами *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Braarudosphaera bigelowii*.

Конка. Картвельские (барнеевые) слои конкского регионаруса в обоих разрезах начинаются с эрвилиевых слоев. Вероятно, сартаганские слои в обоих разрезах отсутствуют, найдена лишь более бедная веселянская фауна. В основании веселянских слоев наблюдается несогласие, размыв, окатанные глыбы (до 0.4 м), прослой ракушечника с фауной этих же слоев. Конские отложения в разрезе Джгали характеризуются таким же бедным набором видов, что и в карагане, но количественно комплексы богаче.

Сармат. В низах сарматского регионаруса также прослеживается серия крупных несогласий, врезов, прослоев глыбовых и мелкогалечных конгломератов. Эти несогласия имеют уже раннесарматский возраст, поскольку в перемещенных глыбах, наряду с изверженными магматическими породами, содержится литифицированная сарматская фауна. В нижнем сармате вновь отмечены только единичные формы наннопланктона.

7. Река Сумгаит, Северный Азербайджан

Описываемый район расположен на юго-восточном склоне Большого Кавказа. Палеогеографически он принадлежит к наиболее глубоководной части Восточного Паратетиса, где в олигоцене и раннем – среднем миоцене проходила восточная часть Лазаревско-Кобыстанского трога южного склона Кавказа, открывавшегося во впадину Южного Каспия (Щерба, 1993; Роров et al., 2004b). Однообразные глинистые толщи здесь были ранее трудно расчленимы из-за полного отсутствия бентосной фауны, но ныне в них изучены диноцисты, палиноморфы, а в карбонатных фациях – наннопланктон

(Попов и др., 2008). Кроме того, эти глубоководные фации уникальны по богатству ихтиофауны, захоронению которой благоприятствовали условия дефицита кислорода и полного отсутствия биотурбации.

Геологическим картированием и стратиграфией этого и соседних районов занимались И.М. Губкин (1916), Д.В. Голубятников (1927), В.В. Вебер (1935), А.А. Али-заде (1961) и др. Вебером (1935) детально были описаны разрезы к западу от исследованных нами, прослежены литологические пачки и разработана номенклатура с буквенными обозначениями уровней для майкопской серии: предложенные им горизонты а1, а2 и а3 различаются по присутствию конкреций, а основным маркирующим уровнем является горизонт b – темные глины, обогащенные органикой, с прослоями черных плитчатых алевролитов, мощностью до 50 м. Вышележащий горизонт “с”, так же как подстилающий, сложен глинами с выцветами ярозита, без конкреций. Слои со «спириалисами» (= *Limacina*, Pteropoda), залегающие выше майкопских, Н.С. Шатским и Вебером (1931) были выделены в сиякинскую свиту, а более молодые (? верхний чокрак – караганские) отложения – в чикильчайскую свиту.

Во время полевых работ 2006 г. С.В. Поповым был описан разрез майкопской серии и вышележащих птероподовых слоев в нижнем течении р. Сумгаит у шоссе к сел Перекишкюль и серия разрезов горы Исламдаг (рис. 31) и отобраны образцы на диноцисты, споры, пыльцу и наннопланктон, а Е.К. Сычевской собрана и изучена ихтиофауна. Палинологические пробы мацерировались Н.И. Запорожец по стандартной методике, но с использованием пиррофосфата натрия вместо щелочи. Для удаления кремнезема из мацерата дополнительно легкая фракция в течение суток обрабатывалась плавиковой кислотой (HF), с последующей декантацией.

Наннопланктон изучен Л.А. Головиной.

7.1. Река Сумгаит, у моста к селению Перекишкюль (ныне Чайлы)

Описание разреза. Разрез олигоцен – среднемиоценовых отложений обнажается вдоль правого берега р. Сумгаит между двумя мостами справа от шоссе к сел. Перекишкюль. (рис. 31). В основании разреза в отвесном борту долины обнажены эоценовые и олигоценовые отложения, залегающие с крутыми падениями (~70°). Стратиграфически выше со значительным перерывом (около 40 м), с более пологим падением (~30°) в склоне обнажаются:

1. N_1^{mkp3} . Глины шоколадно-бурые, бескарбонатные с шаровидными карбонатными конкрециями 0.5-1 м в диаметре. Конкрекции разбиты трещинами, пронизаны щетками гипса, включают куски мелоподобной некарбонатной породы (алунит, по В.В. Веберу, 1935). Встречаются нетрещиноватые, слоистые, слабо карбонатные (? доломитовые) конкреции. По присутствию в низах слоя (обр. 7, 8) характерных полигаллиновых таксонов диноцист (*Labyrinthodinium truncatum*, *Tuberculodinium vancampoeae*, *Operculodinium centrocarpum*, *O. israelianum*, *Achomosphera andalousiensis*, *Sumatradinium* sp., *Spiniferites bentorii* и др.) отложения датируются ранним миоценом, вероятно, самым началом

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

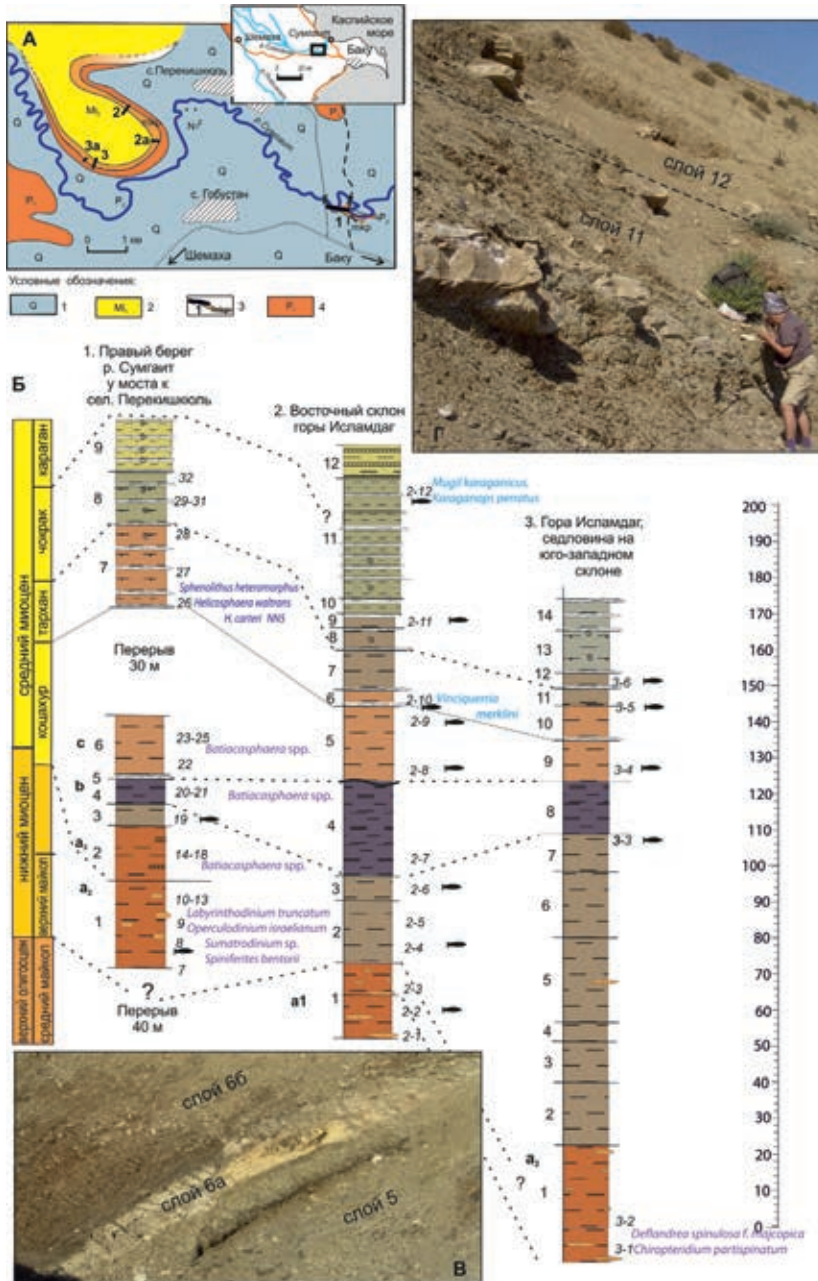


Рис. 31. Расположение разрезов Гобустана (Северный Азербайджан) на схеме и на геологической карте (А); схема сопоставления разрезов верхнего олигоцена – нижнего-среднего миоцена (Б). В – фото контакта верхнемайкопской толщи (слой 5), тарханского мергеля (слой 6а) и перекрывающих глин (слой 6б) в разрезе 2 восточного склона горы Исламдаг. Г – фото караганской части разреза 2 Исламдаг, сборы Е.К. Сычевской эндемичной ихтиофауны в слое 11. Условные обозначения для А: 1 – четвертичные отложения; 2 – среднемиоценовые; 3 – майкопские и интервал изученных разрезов; 4 – эоценовые. Для Б пакки а₁, а₂, а₃, б, с соответствуют номенклатуре В.В. Вебера (1935).

миоцена, так как в нижней пробе отмечено присутствие *Deflandrea spinulosa* f. *majolica*, переходящей из олигоцена. Условия открытого морского бассейна нормальной солености подтверждаются также находками ихтиофауны: мерлузовых (*Merluccius* sp.) и скумбриевых (*Scomber* sp.) (данные Е.К. Сычевской).

Выше по разрезу (обр. 9-13) количество и разнообразие фитопланктона убывает, в образцах 10 и 13 встречены лишь зеленые водоросли – *Pterospermella* и *Tasmanites*. В пробах с относительно высоким содержанием фитопланктона заметно возрастает содержание пыльцы Таходиевых, тогда как в образцах с редукцией диноцист повышается роль пыльцы *Ephedra* и *Chenopodiaceae*.

В спектре цветковых преобладает пыльца ореховых (до 30%), особенно *Engelhardia* и *Carya*, что также характерно для раннемиоценовых палиноспектров. Пыльца древесных широколиственных и кустарниковых очень разнообразна, присутствуют *Rhus*, *Nyssa*, *Magnolia*, *Plex*, *Hamamelis*, *Liquidambar*, *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Ericaceae*, *Rosaceae*, *Sapotaceae*, *Platanus*, *Vuxaceae*, *Sapindaceae*, *Trochodendron*, *Sterculiaceae*, *Myrtaceae*, *Mogaceae*, *Diervilla* и др., но в крайне небольших количествах.

Видимая мощность 25 м.

2. Глины темные, шоколадные, на выветрелой поверхности железненные с ярозитом и гипсом. Содержат пять-шесть линзовидных прослоев алевролитов (0.2-0.3 м) плотных, плитчатых, красновато-бурых. Количество и разнообразие фитопланктона убывает, резко доминируют представители эврибионтного рода *Batiacasphaera* (*B. sphaerica*, *B. hirsuta*, *B. micropapillata*), характерного для коцахура, что может указывать на продолжавшееся опреснение бассейна и дальнейшее иссушение климата.

Видимая мощность 15-20 м.

Без значительного перерыва, с неясным переходом из-за плохой обнаженности, в береговом обрыве вскрываются залегающие почти вертикально:

3. Глины шоколадно-серые с налетами ярозита, ожелезнения, мелкими складками оползания. Характер палиноспектров остается однотипным, со значительным содержанием пыльцы ореховых, *Ephedra* и *Chenopodiaceae*. Фитопланктон составляет от 40 до 75% при резком доминировании видов *Batiacasphaera*, морские виды единичны. В кровле слоя найдена ихтиофауна, представленная морским комплексом с *Maicopiella* sp., *Merluccius errans*, *Priacanthus longispinus*, *Leiognathoides minutus*. Такая ассоциация свидетельствует о полноморском бассейне с заселенной мезопелагиалью до глубин 300-400 м (при участии *Merluccius*).

Видимая мощность 5-6 м.

4. (Маркирующий горизонт **b**, по Веберу). Глины темные, почти черные, сильно перемятые с плотными темно-фиолетовыми прослоями сидеритов (0.1 м) и – в нарушенном залегании – блоками до 0.2 м алевролитов плитчатых, бескарбонатных, ожелезненных. Продолжается резкое доминирование батиакофер в составе фитопланктона и значительное присутствие маревых (*Chenopodiaceae*) в комплексе пыльцы.

5.5 м.

5. Сидерит серый плотный, плитчатый, с поверхности ожеженный
0.3-0.4 м.
6. Глины шоколадные, тонколистоватые, с поверхности ожеженные, в верхней части – более темные, с линзовидными плотными прослоями плитчатых алевролитов. Характер комплексов фитопланктона остается моноксанным, состоящим в основном из батиаксфер. Причем образец 23 отличается присутствием переотложенных форм: *Wetzeliella gochtii* из нижнего олигоцена и древних спор. Состав палиноспектров со значительным содержанием пыльцы ореховых (Juglandaceae), *Ephedra* и *Chenopodiaceae* сохраняется. Видимая мощность 20 м. С перерывом 30-35 м по мощности, в следующей излучине р. Сумгаит выше по течению выходят:
7. N₁^{2tr} (тархан). Циклическое чередование глин шоколадных с выцветами ярозита и глин серых, карбонатных с мергелистыми прослоями или линзовидными конкрециями сидеритов или доломитов (до 2 м). Таких циклов четыре (по 4.5 – 7 м). В основании слоя фитопланктон практически отсутствует (встречен один экз. *Cymatiosphaera*). В спорово-пыльцевом спектре пыльца голосеменных составляет 32% (Pinaceae – 26%, Taxodiaceae – 6%). В спектре покрытосеменных доминирует пыльца Myricaceae (30%), Juglandaceae (22%), Fagaceae (13%) и Betulaceae (10%). В единичных зернах – пыльца травянистых и кустарничковых (Chenopodiaceae, Gramineae), а также *Nyssa*, *Rhus*, *Platanus*, *Acer*, *Liquidambar*. До 3% переотложенной пыльцы *Plicapollis*. В мергелистом прослое в конце второго цикла (обр. 27) найден богатый комплекс наннопланктона с многочисленными *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera waltrans* и *H. carteri*. Также присутствуют *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Helicosphaera waltrans*, *Sphenolithus abies*, *S. moriformis*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera sicca*, *Rhabdosphaera procera*, *Pontosphaera multipora*, *Thoracosphaera heimi*. В верхах слоя (обр. 28) отмечается обеднение комплекса. 23 м.
8. N₁^{2si} (сиякинская свита). Сходная цикличность сохраняется, но чередуются серые, слабо карбонатные глины и более карбонатные разности с *Limacina*. Мощность циклов около 5 м. При резком сокращении таксономического разнообразия наннопланктона основу комплекса составляет *Braarudosphaera bigelowi* – показатель неблагоприятных условий (обр. 29). Во втором цикле (рис. 31, обр. 30) в составе наннопланктона вновь появляются сфенолиты, но уровня разнообразия образца 27 комплекс не достигает. В двух м выше, в образце 31, присутствуют только три вида – *Braarudosphaera bigelowi*, *Helicosphaera carteri* и *Coccolithus pelagicus*, а еще 5 м выше (обр. 32), те же виды встречаются единично, в основном же присутствуют переотложенные палеогеновые и даже меловые виды. Спектр фитопланктона из этого образца содержит единичные экземпляры *Batiacasphaera*, cf. *Lingulodinium* и *Spiniferites*. Спорово-пыльцевой спектр значительно богаче, чем в основании пачки, и насчитывает более 3 тысяч экземпляров на препарат, 92% которых представлена пыльцой *Pinus*. Пыльца *Ephedra* составляет не менее 2%, пыльцевые зерна

Picea, *Cedrus*, Taxodiaceae единичны. Доля пыльцы покрытосеменных несколько более 5%, пыльца Juglandaceae – 1.5% (главным образом *Carya* и *Engelhardia*), Ulmaceae – 2%, Fagaceae – 1%). В единичных зернах встречена пыльца *Magnolia*, *Carpinus*, *Betula*, *Nyssa*, *Rhus*, *Tilia*. Пыльцы травянистых и кустарничковых менее 0,5% (*Chenopodiaceae*, *Artemisia*). До 1% спор полиподиевых папоротников. Ураганное содержание пыльцы сосны и присутствие *Ephedra* свидетельствуют о более засушливом климате по сравнению со временем отложения начала пачки. 15-17 м.

9. Сходное чередование, но карбонатность пород увеличивается, отпечатки и раковинки *Limacina* встречаются постоянно. Цикличность проявляется в появлении крепких прослоев плитчатого известняка (6-7 прослоев до 0.5 м через 1-3 м). Видимая мощность 15 м.

Далее обнаженность заканчивается.

Описываемые ниже разрезы достаточно близки к рассмотренному, поэтому их корреляцию удобно будет обсуждать вместе.

7.2. Гора Исламдаг

Описание разрезов. Основной разрез верхнемайкопской подсерии, тарханского регионаруса и сияжинской свиты (птероподовых слоев) описан по руслу небольшой сухой балки на северо-восточном склоне горы, где найдено семь уровней с ихтиофауной (рис. 31, обн. 2). Те же слои прослеживаются и немного южнее (обн. 2а) в крутом восточном склоне к старице р. Сумгаит и далее на продолжении этого склона, где собрана ихтиофауна из караганского уровня. Здесь снизу вверх обнажаются:

1. **Р₃²mkp2.** Глины шоколадно-бурые, бескарбонатные, на выветрелой поверхности с ярозитом. В средней части – тонкие (до 1 см) прослой пепла и линзовидно-конкреционный прослой плотных, плитчатых красновато-бурых алевролитов (2.5х0.5 м). В верхней части пачки – горизонт шаровидных сидеритовых конкреций (около 0.3 м). В низах слоя (обр. 2-1) пыльца и диноцисты отсутствуют, в составе палиноморф доминируют крупные *Leiosphaeridia* sp. (85%), *Tythodiscus* sp. (10%), *Pterospermella* sp. Такой специфический состав фитопланктона, наличие ярозита свидетельствует об аноксической обстановке в водоеме. В то же время находки ихтиофауны в верхах той же пачки (*Maicopiella* sp., *Merluccius* sp.) позволяют утверждать, что мезопелагиаль этого морского бассейна была заселена до глубин 300-400 м (*Merluccius*).

По сборам М. Сен-Жермес и определениям Запорожец (Saint-Germes, 1998), на этом уровне найдены *Chiropteridium partispinatum* и *Deflandria spinulosa*, свидетельствующие об олигоценевом возрасте. 24-25 м.

2. **Н₁¹⁻²mkp3.** Те же шоколадно-серые глины с ярозитом, но без конкреций, с двумя тонкими (1-1.5 см) прослоями пепла. Образец 2-5 характеризуется богатым комплексом морского органикостенного фитопланктона. Ассоциация диноцист с участием *Spiniferites bentorii*, *Hystriochsphaeropsis obscura*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Tuberculodinium vancampoeae*, *Nematosphaeropsis* sp., *Operculodinium*

israelianum, *O. centrocarpum*, *Systematophora* sp. и *Impagidinium* sp. указывает на раннемиоценовый возраст пачки. Присутствуют пражинофиты (*Tythyodiscus* и *Cymatiosphaera*) и богатый комплекс пыльцы с *Pinus*, *Ephedra*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*, *Carya*, *Juglans*, *Engelhardia*, *Ulmus*, *Tilia*, *Zelkova*, *Liquidambar*, *Myrica*, *Moraceae*. 20-25 м.

3. Те же «майкоповидные» глины с ярозитом, но ожелезненные, с гипсом, маломощными прослоями (1-3 см) более темных алевритистых глин. В низах предыдущего слоя и в этой пачке найдены близкие комплексы ихтиофауны (обр. 2-4 и 2-6) с *Maicopiella* sp., *Glossanodon adolescens* (Prok.) (семейство Argentinidae), *Merluccius errans* (Smirn.) (семейство Merlucciidae), *Syngnathus altus* Dan. (семейство Syngnathidae), *Pinichthys* sp. (семейство Stromateidae), свидетельствующие о полносоленых морских условиях и отсутствии аноксии до глубин порядка 600 м. 4 м.

По резкой границе:

4. (Горизонт **b**, по В.В. Веберу, 1935) Глины темно-шоколадные, с четырьмя линзовидными прослоями (через 1.5 – 3 м) почти черных плитчатых алевролитов и темных, на свежем сколе серых сидеритов. Палиноморфы корродированы, много аморфной органики, также как в предыдущем разрезе, наблюдается обилие пыльцы маревых (обр. 2-7). 24-25 м.

Выше с разрывом, по неровной границе с карманами, ярозитом, залегают:

5. Глины светло-шоколадные с многочисленными рыбными остатками, члениками насекомых, в средней части крупные (до 1 м) темные конкреции, разбитые трещинами (септами), заполненными гипсом. Фитопланктон не найден, лишь в верхах слоя (обр. 2-9) определены зеленые водоросли *Tythyodiscus* sp. В палиноспектрах доминирует пыльца *Pinus*, *Juglandaceae*, *Ulmaceae*, при низком содержании пыльцы *Ephedra*, *Taxodiaceae*, *Fagaceae*, кустарников и трав, в том числе *Chenopodiaceae*. Фрагментарные остатки рыб *Clupeidae* gen. indet. и *Merluccius* sp. (обр. 2-8, 2-9) указывают на сохранение морских или полуморских условий. 22-24 м.

По резкой границе с ожелезнением:

6. N_1^{2tr} . В тех же глинах появляются линзы темных глин и прослой глины светлой карбонатной (5-10 см). На другом склоне оврага на этом уровне – конкреционный прослой плотного мергеля (0.5 м) с оторочкой из светлых карбонатных глин. Выше – глины темно-коричневые, бескарбонатные, плитчатые с массой растительного детрита и отпечатками рыб cf. *Karaganops* sp. (семейство Clupeidae), *Vinciquerria merklini* (семейство Phosichthyidae) характерной тарханской формы, указывающей на условия полносоленого моря и благоприятного кислородного режима. Выше глины становятся бурыми и серыми, слабо карбонатными, и пачка заканчивается еще одним прослоем мергеля меняющейся мощности (0.1 м, до 0.3-0.5 м). 4 м.
7. Циклическая толща чередования глин темно-коричневых, некарбонатных и серых, слабо карбонатных, в кровле – слой серого очень плотного известняка (0.4-0.5 м), разбитого трещинами. Около 12 м.
8. N_1^{2si} (**сиякинская свита**). Глины темно-коричневые, карбонатные, слоистые с двумя прослоями буровато-серого известняка (0.3-0.5 м),

в кровле переходящего в песчаник. В глинах – раковинки *Limacina* и отпечатки рыб cf. *Karaganops* sp. (семейство Clupeidae) и *Syngnathus* sp.

11–12 м.

9. Глины темно-коричневые, бескарбонатные, без *Limacina* с прослоем доломита (0.2 м) в кровле. 3.5 м.
10. Глины алевритистые, бурые, карбонатные, слоистые с отпечатками ихтиофауны и раковинками *Limacina*, с прослоями доломитизированного известняка (два прослоя 0.3 и 0.5 м). 11–12 м.
11. Цикличное чередование глин бурых, слабо карбонатных, тонкослоистых с пропластками плитчатых известняков (0.2–0.6 м). В верхах пачки на продолжении разреза на южном склоне найдены *Karaganops* sp., *Parasphyraena* (семейство Sphyraenidae) и эндемики карагана – *Karaganops perratus*, *Mugil karaganicus* (Mugilidae). Преобладание сельдей и кефалей в этой пачке, присутствие караганских (s. str.) эндемиков свидетельствуют о раннекараганском (архашенском) возрасте, а находки *Parasphyraena apscheronica*, впервые появившегося в чокраке – об унаследовании ряда форм от чокракского времени. 35–40 м.
12. Выше известняки в глинах сменяются плитчатыми песчаниками.

Видимая мощность около 20 м.

Далее следует перерыв в обнаженности.

Описанный разрез был дополнен изучением разреза юго-западного склона горы Исламдаг (рис. 31, разрез 3). Палинологически здесь было изучено лишь основание разреза (обр. 3-1 и 3-2). Богатый морской состав диноцист, с присутствием *Deflandrea spinulosa* f. *majcopica* и *Chiropteridium partispinatum* свидетельствуют о позднеолигоценовом возрасте слоя 1.

Наннопланктон в этом разрезе не найден. Ихтиофауна собрана в верхней части разреза. Из верхов слоя 7 (обр. 3-3) Сычевской определены Clupeidae: *Maicopiella* sp.; Merlucciidae: *Merluccius* sp., Priacanthidae: *Priacanthus longispinus*, остатки крабов. Комплекс свидетельствует об условиях морского бассейна с заселенной пелагиалью (*Maicopiella*) и мезопелагиалью до глубин 300–400 м (*Merluccius*). В основании слоя 9 (обр. 3-4) собрана ихтиофауна примерно того же состава: Clupeidae: *Maicopiella* sp.; Merlucciidae: *Merluccius* sp., отпечатки креветок, много расчлененных костей.

Обсуждение и корреляция. В отличие от большинства монотонных разрезов майкопской серии Предкавказья и Грузии, разрезы Гобустана в их верхней части содержат хорошо обособленные литологические толщи, часть которых выдержана по простирацию, что отмечалось еще В.В. Вебером (1935). Полученные данные по диноцистам (Запорожец в Попов и др., 2008) позволяют оценить возраст пачек, выделенных и прослеженных Вебером, и подтверждают их корреляционное значение (рис. 31). Так, пачка **a**₁ в первом разрезе, видимо, не обнажается, а во втором и третьем разрезах ее верхняя часть охарактеризована богатыми комплексами морского фитопланктона с *Deflandrea spinulosa* f. *majcopica* и *Chiropteridium partispinatum*, что свидетельствует о ее позднеолигоценовом (хаттском) возрасте и принадлежности к калмыцкому региоярсу.

Залегающая выше толща с конкрециями (**a₂**) охарактеризована разнообразной ассоциацией морских диноцист уже миоценового возраста (более 40 видов) и морской ихтиофауной. Такой состав фитопланктона и рыб свидетельствует о формировании ее в условиях хорошей связи с открытыми бассейнами. Но и здесь слои с богатым составом диноцист чередуются с более обедненными ассоциациями, что сопровождается закономерной сменой и палинокомплексом. Разнообразие фитопланктона приходится на фазы с более высокой влагообеспеченностью, о чем свидетельствует повышение роли таксодиевых, сокращение доли эфедры, маревых. Возрастание доли последних в сочетании с высоким содержанием пыльцы маревых (*Chenopodiaceae* – до 10% от общего количества пыльцы покрытосеменных в обр. 10–13) свидетельствует о заметном снижении влагообеспеченности и отступании моря с зарастанием осушенного шельфа. Разнообразие фитопланктона, таким образом, приходится на фазы более высокой влагообеспеченности. Такая закономерность и ранее неоднократно отмечалась палинологами, что связано с более активным выносом и поступлением питательных веществ с суши при большей увлажненности климата. Эта часть разреза может отвечать караджалгинскому горизонту (кавказский регион), а возможно, и низам сакараула.

Следующая толща без конкреций (**a₃**), характеризующаяся преобладанием зеленых водорослей в палинокомплексах и обеднением состава органикостенного фитопланктона, с резким доминированием диноцист рода *Batiacasphaera* и аномальным содержанием празиофитов (*Pterospermella* и *Leiosphaeridia*). Массовая встречаемость батиакасфер обычно связана с периодами опреснения водоема, а лейосферидии, тасманиты и птаноспермеллы, судя по литературным данным, могли накапливаться и в глубоководных осадках, сформировавшихся в условиях сероводородного заражения. Возможно, обеднение состава диноцист связано с галинной стратификацией водного столба, где в его более высокой опресненной части обитали батиакосферы.

Находки в тех же слоях ихтиофауны с *Merluccius* sp., *Priacanthus longispinus*, *Leiognathoides minutus* позволяют сделать вывод о продолжавшихся связях с открытыми бассейнами, солёности, близкой к нормальной, благоприятном кислородном режиме и заселенной мезопелагиали по крайней мере до глубин 300–400 м (тогда как в современном Черном море зона сероводородного заражения начинается с глубины около 200 м). Кавказский водоем в это время был тепловодным и, вероятно, имел биогеографические связи с Индо-Пацификой, о чем свидетельствуют находки рыб родов *Scomberoides* и *Alepes*, неизвестных в Средиземноморье. Присутствие этих субтропических родов указывает на теплый климат, хотя основу комплекса составляли обитатели умеренных вод. Богатые комплексы ихтиофауны с присутствием индо-пацифических родов, позволяют предположительно относить эту часть разреза ко второй половине сакараульского региона. Присутствие в этом интервале в составе комплексов спор и пыльцы в значительных количествах рода *Ephedra*, *Chenopodiaceae*, полыни, трав свидетельствует о появлении открытых пространств, регрессивности бассейна, появлении засоленных побережий отступавшего моря и о засушливости климата.

Средней части этого уровня обеднения фитопланктона отвечает эпизод осадконакопления с обогащением аморфным органическим веществом (гори-

зонт **б**). По геохимическим данным для этого пласта характерно высокое содержание органического углерода (до 10% и более) с участием органики континентального происхождения (Saint-Germes, 1998). По положению в разрезе и несколько обедненному составу ихтиофауны этот пласт, также как подстилающая и вышележащая часть майкопа (слои с доминированием видов *Batiacasphaera*), могут отвечать коцахурскому нарушению солености. Тем не менее по составу ихтиофауны слоя 3, и в это время бассейн оставался открытым, а не замкнутым солоноватоводным, также как и коцахурский бассейн стратотипической области Грузии и рицевский водоем Восточного Предкавказья.

Верхняя граница майкопской серии и переход к тархану в большинстве изученных разрезов Гобустана четкие и в поле проводятся по исчезновению выцветов ярозита и появлению карбонатности. Только в разрезе 1 имеется переходный интервал переслаивания «майкоповидных» глин с ярозитом и серых карбонатных глин с прослоями мергелей. В средней части переслаивания в мергельном прослое появляется богатый комплекс океанического наннопланктона. Среди весьма многочисленных представителей рода *Helicosphaera* зональный вид зоны NN4 *H. ampliaperta* не обнаружен. Массовое развитие зонального вида зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus*, присутствие важного для паратетисной стратиграфии вида *Helicosphaera waltrans*, при отсутствии *Helicosphaera ampliaperta* позволяет коррелировать данную ассоциацию с зоной NN5 *Sphenolithus heteromorphus*.

Находки в составе ихтиофауны на этом уровне в разрезе 3 «светящихся» *Vinciguerria merklini* подтверждает тарханский возраст и указывает на наличие обитаемых глубин до 500-700 м.

Первые *Limacina* появляются во всех разрезах значительно выше кровли майкопской серии (на 6–16 м), лишь в темных глинах сиякинской свиты. Обеднение комплексов наннопланктона и доминирование эвригалинных групп ихтиофауны в слоях с птероподами свидетельствуют уже о затрудненных связях с открытыми бассейнами конца тархана – начала чокрака. Это позволяет нам датировать сиякинскую свиту чокраком и констатировать на этом уровне неблагоприятный газовый режим.

Преобладание сельдей и кефалей в вышележащей глинисто-доломитовой толще и находки эндемиков карагана – *Mugil karaganicus* и *Karaganops perratus* – свидетельствуют об условиях бассейна с резко нарушенной соленостью и высокоэндемичной фауной раннекараганского (архашенского) времени.

Закономерности смены всех этих комплексов, несмотря на их уникальность, обусловленную глубоководностью, сходны с прослеживаемыми на Северном Кавказе, где более мелководные фации лучше датированы присутствием малакофауны. Достаточно хорошая обнаженность, относительная полнота разрезов, уникальная насыщенность олигоцен – среднемиоценовой части разреза ихтиофауной, обилие остатков органикостенного фитопланктона, часто сопровождаемое богатыми комплексами спор и пыльцы, наличие богатого зонального комплекса наннопланктона зоны NN5 позволяют рассматривать разрезы Гобустана в качестве важнейшего опорного района в олигоцен-среднемиоценовом интервале для глубоководных фаций Восточного Паратетиса.

8. Река Баболь, Северный Иран

Вероятно, первым из опытных российских геологов-стратиграфов, кто попал на неогеновые разрезы Северного Ирана, был геолог-нефтяник Д.В. Голубятников. В статье 1921 г. «Нефтяные месторождения Северной Персии» он указал на выходы неогена по реке Теджен, где отметил отложения понта, сармата, фоладовых слоев конки и «среднего средиземноморского яруса», т. е. тархана-чокрака в современной номенклатуре: стратиграфические подразделения, типичные для Восточного Паратетиса. Продолжением стали работы советских геологов в конце Второй Мировой войны, когда в нескольких районах Северного Ирана была проведена геологическая съемка (Саидов, Кучапин, 1947, 1955). В провинции Мазендеран на южном побережье Каспия они откартировали отложения мезозоя, майкопа (олигоцен – нижний миоцен), чокрака, карагана, барнеевых слоев конки, сармата (средний – низы верхнего миоцена) и акчагыла, апшерона (плиоцена – нижнего плейстоцена). Полученные геологические и структурные данные были использованы для поисков нефти и газа, но за краткий период работ результатов не дали.

Иранским коллегам эти русскоязычные работы остались неизвестны. В прошедшей в Мазендеране в 70-х годах геологической съемке восточнопаратетисная шкала не использовалась. Их литолого-формационное деление оказалось слишком грубым и не выявило реально существующие складчатые структуры, отрисованные на картах М.Н. Саидова, А.В. Кучапина. На иранских картах показана простая моноклинали, и они разительно отличаются от детальных карт советских геологов.

В 2013 году нам удалось побывать на трех из описанных в 40-50-е годы разрезов – Аламдэ, р. Баболь и р. Талар (Попов и др., 2015; Popov et al., 2015). Наиболее интересен разрез по р. Баболь, где обнажена довольно крутая моноклинали Северного Эльбурса с падениями 30-40° на ССВ, нарушенная антиклинальной складкой, из-за чего выходы нижнего – среднего миоцена здесь растянуты на 10-12 км (рис. 32). Ниже по течению рельеф сглаживается, и далее в невысоких холмах изредка вскрываются полого лежащие отложения среднего сармата.

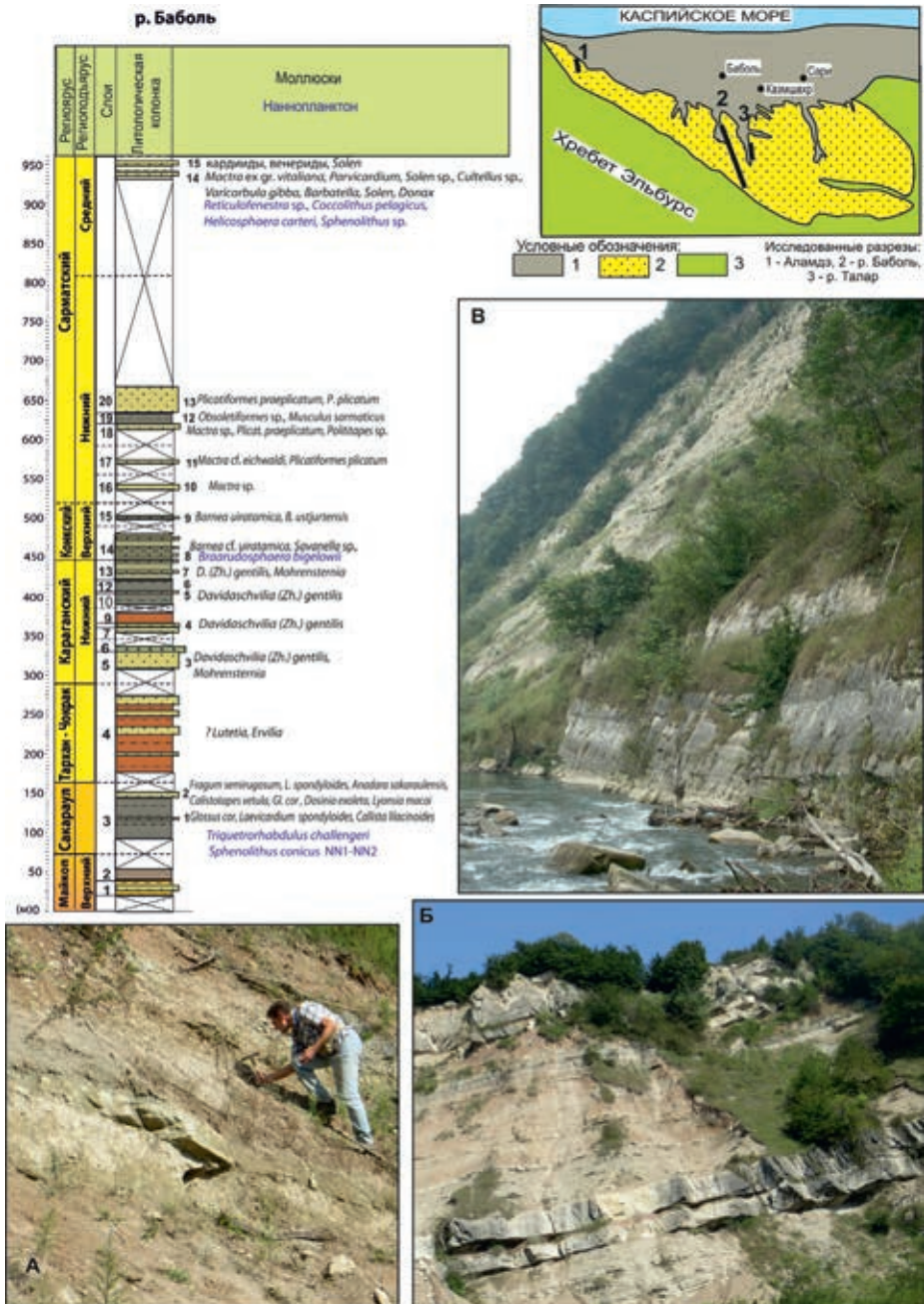


Рис. 32. Схема расположения изученных разрезов провинции Мазендеран Северного Ирана и схема разреза миоценовых отложений р. Баболь. Фото: А – сборы фауны моллюсков сакараула; Б – песчаники и красноцветные глины в чокракской части разреза; В – р. Баболь, правый берег, песчаники карагана, картвела и нижней части сармата.

Условные обозначения к схеме расположения разрезов: 1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые; 3 – меловые.

Описание разреза. Разрез обнажен в основном по более крутому правому берегу р. Баболь от плотины Lafoot к пос. Kardgar Kola. По условиям обнаженности полноценного послышного описания разреза составить не удалось. Поэтому ниже мы приводим описание прослеженных частей разреза, а если они описываются со значительными пропусками, то мощности регионарусов и подъярусов приведены согласно данным Саидова, Кучапина (1947, 1955). Нижняя часть отложений майкопской серии задернована. Далее в склоне правого берега 300 м ниже плотины обнажаются:

1. N_1^{mkp3} (?верхний майкоп). Неритмичное переслаивание песчаников серых. Мелкозернистых, толстослоистых с глыбовой отдельностью и подчиненных прослоев серых алевролитов и мергелей. В песчаниках встречены мелкие ?*Lutetia*, *Loripes*, фрагменты крупных наземных моллюсков (?*Limnea*). Внутри толщи встречены прослой конгломератов, красноцветных и зеленых алевролитов (до 1.5 м).

Видимая мощность 20 м.

С неясным переходом:

2. Алевролиты бурые, неслоистые, слюдистые с редкими рассеянными морскими моллюсками плохой сохранности (кардииды, обломок хламиса).

Видимая мощность 15-20 м.

Ниже по дороге 0.8 км (N 36°14'43,1" E 52°47'58,8", высота 246 м):

3. N_1^{sk} (сакараул). Алевролиты более темные умеренно плотные комковатые. В средней части разреза – прослой крепких алевролитов, дающих стенку (1,5-2 м), но выше – продолжение той же толщи. Под козырьком крепких алевролитов найдена крупная довольно разнообразная фауна двусторчатых моллюсков – *Glossus cor*, *Chlamys* sp., *Laevicardium spondyloides*, *Callista lilacinoides*.

Видимая м. около 50 м.

Слой с той же фауной сакараульского регионаруса обнажены и в склоне левого берега у шоссе, ведущего в сел. Rais Kola, на левом склоне р. Баболь (N 36°14'50,4" E 52°46'32,0", высота 385 м), где вскрываются песчаники рыхлые тонко- и среднезернистые серые с пятнами красноцветных алевролитов, включениями и прослоями хорошо окатанной мелкой светлой кварцевой галькой, содержащие рассеянную крупную фауну моллюсков, характерных для сакараула – *Fragum semirugosum*, *Laevicardium spondyloides*, *Anadara sakaraulensis*, *Callista lilacinoides*, *Calistotapes vetula*, *Glossus cor*, *Dosinia exoleta*, *Lyonsia macai*.

Видимая мощность 5-6 м.

Общая мощность майкопа, согласно данным М.Н. Саидова, А.В. Кучапина (1947, 1955), около 100 м.

По нашим данным – не менее 150 м и вся видимая мощность принадлежит верхнему майкопу.

Еще 0.5 км ниже по шоссе, правый склон против шоссевого моста через Баболь (N36°15'08,8" E52°47'21,1", высота 217 м):

4. N_1^{ch} (чокрак). Чередование алевролитов пестрых, кирпично-красных, голубовато-зеленых, пятнистых, мелко-комковатых с известковыми журавчиками, с прослоями песчаников серых тонкозернистых неясно слоистых, массивных или с плитчатой отдельностью, с горизонтами перемывов, прослоями окатанных и плохо окатанных подстилающих

пород (до 4-5 м). В них найдена мелкая малакофауна плохой сохранности: ?*Lutetia* и/или *Ervilia*.

У шоссе к сел. Deh Kalan эти породы дают обрыв высотой около 70 метров (рис. 32Б). В них здесь – два мощных слоя песчаников по 8-10 м в середине и вверху склона.

Общая мощность, согласно Саидову, Кучапину (1947, 1955), около 120 м.

Эти слои также обнажены на левом берегу, у первых домов сел. Raïs Kola, где выходят алевролиты кирпично-красные и зеленовато-серые, с хорошо окатанной галькой и прослоями плитчатых песчаников (до 0.6 – 1 м). Видимая мощность 8 м.

Перерыв в обнаженности.

Еще 4.5 км ниже по шоссе, обнажение у зоны отдыха с прудом на левом берегу р. Баболь. Выше пруда (N 36°16'57,8" E 52°47'39,9", высота 158 м) обнажены:

5. N₁²kg1 (караган). Песчаники серые, массивные, мелкозернистые крепкие, с массой *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* и *Mohrensternia* sp.

Видимая мощность 20 м.

6. Перекрываются крупно-глыбовым конгломератом из валунов местных пород до 20-30 см.

Видимая мощность 0.6 м.

Следующее обнажение в высокой стенке крутого обрыва правого берега в 0.5 км ниже искусственного озера:

7. У уреза реки (рис. 32В) выходит вертикальная стенка песчаников серых толстослоистых.

5 м.

8. Выше – с глинистым прослоем в основании – Песчаник тонкозернистый серый, прослоями очень плотный, с редкими *Davidaschvilia (Zh.) gentilis*.

3 м.

9. Красноцветные глины с маломощными прослоями рыхлых песчаников.

8-9 м.

Перерыв 5-6 м

10. Глины темно-серые, прослоями волнистослоистые с трещинками усыхания на плоскостях напластования, с массой растительного детрита, изредка встречаются обломки наземных гастропод.

Видимая мощность 10 м.

11. Песчаники тонкозернистые желтые, с прослоем глин в средней части, с массой *Davidaschvilia gentilis* в нижней части.

3 м.

12. Глины серые, карбонатные, с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. В глинах в верхней части *Davidaschvilia (Zh.) gentilis* с парными створками хорошей сохранности.

10 м.

13. Ритмичное чередование песчаников (3-5 м) и алевролитов (до 10 м) с массой *Davidaschvilia (Zh.) gentilis* и более редкими гастроподами рода *Mohrensternia*.

Мощность слоев 13, 14 оценить трудно из-за фрагментарности выходов и меняющихся углов падения.

14. N₁²kn1 (картвельские слои конки). В той же толще чередования песчаников и алевролитов хорошо фаунистически охарактеризован переход к картвельским (барнеевым) слоям конки с характерными *Barnea*

cf. *ujratamica*, *Savanella* sp. (возможно, переотложенным), и ?*Ervilia* sp. Здесь же присутствуют отдельные редкие фрагменты наннопланктона *Braarudosphaera bigelowii*.

Общая мощность толщи чередования около 40-50 м.

Склон правого берега напротив пруда, 400 метров вверх по склону, у одиночной фермы:

15. Песчаники плитчатые, желтые, тонкозернистые, с прослоями желтых алевролитов. В песчаниках найдены *Barnea ujraticamica* и *Barnea ustjurtensis*, часто в массовом количестве. Видимая мощность 3 м.

Еще 100 метров над фермой, 30-40 метров выше по разрезу:

16. N₁²sm1 (нижний сармат). Песчаники толсто плитчатые среднезернистые серые, плотные, дающие стенку, с зеркалами скольжения, с подчиненными прослоями кирпично-красных и серых песчаных алевролитов (2-5 см). В песчаниках – ракушечный детрит и отпечатки сарматских *Mastra*.

Видимая мощность 7-8 м. Пд 15-20° В

Те же песчаники с барнеями и песчаники с сарматскими мактрами хорошо обнажены в обрыве правого берега 0.5 км ниже обнажения, где описаны слои 9-16. Однако, несмотря на хорошую обнаженность, переход конки к сармату здесь наблюдать не удалось из-за слишком крутого склона, обрывающегося в р. Баболь.

На залесенном склоне еще 0.5 км ниже по реке, 20-30 м выше описанных слоев выходят:

17. Песчаники толсто слоистые тонкозернистые хорошо сортированные, крепкие, разбитые вертикальными и горизонтальными трещинами, с подчиненными прослоями серых алевролитов. В песчаниках встречаются пропластки с массой *Mastra* cf. *eichwaldi*. В кровле песчаники крепкие горизонтально-слоистые с *Mastra* sp., *Osoletiformes* sp., *Plicatiformes plicatum*.

Видимая мощность 6-7 м.

Еще 0.5 км ниже по реке в крутом склоне правого берега 250-300 м выше шоссе моста:

18. Песчаники толсто слоистые тонкозернистые крепкие, с *Mastra* sp., *Plicatiformes praeplicatum*, *Musculus* sp., *Polittapes* sp.

Видимая мощность 7 м.

19. Алевролиты темно-серые с щебенчатой отдельностью, с массой фауны: *Mastra* sp., *Obsoletiformes* sp., *Plicatiformes* sp., *Musculus sarmaticus*. В верхней половине в алевролитах появляются линзовидные прослои тонкозернистых песчаников, сначала тонких (10 – 15 см), у кровли – до 60 см.

9 м.

20. Преимущественно песчаная толща, с подчиненными прослоями (0,2-0,3 м) тех же алевролитов. В песчаниках масса *Mastra* sp., *Ervilia* sp., есть прослой с разнообразными кардидами – *Plicatiformes praeplicatum*, *P. plicatum*, *Obsoletiformes* sp. Первый песчаный слой (2.5 м) имеет крупноволнистую кровлю и подошву, с амплитудой до 0.5 м.

Видимая мощность 25-30 м. Пд 50-60° СВ.

На этом разрез вдоль русла р. Баболь закончился. Среднесарматские отложения описаны нами в правом склоне выемки шоссе, идущего от г. Ширга (Shirgah) к г. Баболь (Babol) в 10 км от первого.

Здесь наблюдается переслаивание толстоплитчатых алевролитов и песчаников тонкозернистых, желтых и серых, в средней части – пачка красноцветных алевролитов (1,5-2 м). Прослоями масса малакофауны, в алевролитах иногда с парными створками: *Maetra ex gr. vitaliana*, разнообразные кардииды, венериды, *Barbatella*, *Solen*, *Donax*, *Parvicardium*. Иногда наблюдаются внутриформационные размывы, брекчии из слабо окатанных обломков подстилающих песчаников, с перемытым ракушечником в основании, выходы глыб песчаников с фауной мактр, кардиид, венерид, *Solen*. Видимая мощность 25-30 м. Залегание пород меняется от южных падений (до 30°) до северных (20-30°).

Обсуждение и корреляция. Нижний миоцен. Майкопские отложения Мазендерана, по данным Саидова, Кучапина (1947, 1955), представлены преимущественно глинами мощностью порядка 100 м и плохо обнажены. Однако по нашим данным в майкопской толще р. Баболь преобладают алевролиты и песчаники, и большая верхняя ее часть принадлежит сакараулу. Встреченные в этой части 11 видов двустворчатых моллюсков (см. в описании разреза) все являются общими с сакараульскими отложениями Грузии – стратотипической областью для этого региоюрса. Фауна крупная, мелководная, полигалинная. Причем два вида (*Anadara sakaraulensis* и *Lyonsia tasci*) ранее были известны лишь в Грузии. Сходным является и фациальный состав осадков. Почти половина (5) встреченных видов являются общими и с эггенбургом Центральной Европы, примерным стратиграфическим аналогом сакараула.

В тех же отложениях найден наннопланктон *Triquetrorhabdulus challengerii*, *Sphenolithus conicus*. Первый вид имеет узкое стратиграфическое распространение в пределах зон NN1-NN2 нижнего миоцена, в Центральном Паратетисе его находки отмечены в верхней части эгерского региоюрса Закарпатского прогиба и в нижнемиоценовых отложениях фронтальной зоны украинских Внешних Карпат (Andreeva-Grigorovich et al., 2008).

Средний миоцен. Согласно М.Н. Саидову, А.В. Кучапину (1947, 1955), чокракские отложения имеют преимущественно континентальный генезис и мощность около 100 м. Нами найдены пестро- и красноцветные фации, обычные для континентальных отложений этого возраста, с малоинформативными ископаемыми остатками. Характерная нижнечокракская фауна была найдена нашими предшественниками лишь в более западных разрезах. Присутствие здесь верхнечокракских отложений остается палеонтологически недоказанным.

Мощные песчано-глинистые отложения нижнего карагана (не менее 70 м) с характерной таксономически бедной, но обильной фауной описывались как Саидовым, Кучапиным, так и нами. Внутриформационные несогласия, размывы, валунные и красноцветные фации с континентальными моллюсками свидетельствуют о нестабильных обстановках и тектонической активности, а также о близости берега. Присутствие верхнекараганских отложений устанавливается лишь косвенно – по находкам саванелл, характерных для них, но уже в вышележащих картвельских (барнеевых) слоях конкского региоюрса, вероятно, в перемытом состоянии. Саванеллы

были найдены и в сборах предшественников, судя по определениям малакофауны Е.В. Ливеровской (Саидов, Кучапин, 1947, 1955).

Отложения конкского регионаруса представлены лишь нижними картельскими слоями с характерным для них частым чередованием песчаников, часто плитчатых, и алевролитов и очень однообразной малакофауной с барнеями. Верхние (сартаганские и веселянские) слои конкского регионаруса с более богатой фауной не были найдены ни нами, ни предшественниками.

Отложения нижнесарматского подъяруса изучены нами как в разрезах р. Баболь, так и р. Талар у г. Ширга. Повсеместно они хорошо охарактеризованы малакофауной. Представлены они в основном песчаниками, реже алевролитами. В составе двустворчатых моллюсков встречены как характерные сарматские формы (*Maetra eichwaldi*, *Maetra andrussovi*, *Musculus* cf. *sarmaticus*, *Plicatifformes praeplicata*, *Plicatifformes plicata*, *Obsoletiformes lithopodolica*, *Politiitapes vitaliana*, *Gomphomarcia naviculata*, так и виды ранее известные в Паратетисе лишь в более полигалинных слоях конки (*Tellina (Laciolina)* cf. *pretiosa* и *Varicorbula gibba*). В составе наннопланктона Л.А. Головиной определены *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus* sp., *Reticulofenestra* sp., *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster deflandrei*, *Coccolithus miopelagicus*. Последние два вида моллюсков и относительно разнообразный состав наннопланктона указывают на отчетливое морское влияние на эту часть бассейна.

Среднесарматские отложения лишь эпизодически вскрываются в холмах предгорий к северу от моноклинали Эльбурса, где полого деформированы в складки меридианального простираения. Они также представлены переослаиванием толстослойных массивных и плитчатых песчаников и алевролитов и прослоями содержат богатую фауну моллюсков. Вместе с типичными среднесарматскими формами (*Maetra* ex gr. *vitaliana*, *Maetra andrussovi*, *Donax dentiger*, *Plicatifformes plicata*, *Obsoletiformes* sp., *Politiitapes vitaliana* и *Gomphomarcia naviculata*) здесь также встречены относительно полигалинные моллюски (*Parvicardium* ex gr. *exiguum*, *Cultellus* sp., *Varicorbula gibba*), неизвестные в среднем сармате других регионов Паратетиса. В отдельных прослоях варикорбула гибба с парными створками резко доминирует. В тех же слоях встречен наннопланктон: *Reticulofenestra* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus* sp., который также указывает на поступление морских водных масс из открытых бассейнов.

Палеогеографическая интерпретация. В составленных нами палеогеографических картах Паратетиса (Popov et al., 2004b, maps 4-6) для нижне-среднемиоценовых бассейнов мы предполагали возможность существования Закавказского пролива в Восточное Средиземноморье, с выходом его в Паратетис в районе Талыша. Однако достаточно надежно такой пролив был подтвержден морскими осадками в Восточной Турции и Центральном Иране лишь для бурдигальского времени. Биогеографические данные, полученные в Иране, также как более ранние грузинские, свидетельствуют о вероятном происхождении сакараульской фауны нижнего миоцена от фауны Индийского океана и об ее тесной связи с эггенбургской Центрального Паратетиса.

Сохранение прямых контактов Восточного Паратетиса с Индийским океаном в раннем чокраке Л.Б. Ильина (2004) аргументировала составом гастропод. Однако для конкского времени такая связь закавказской части Паратетиса с южными бассейнами (Ильина, 2000б) оставалась гипотетической, не подтвержденной ни составом фауны Паратетиса, ни осадками в области предполагаемого пролива. Тем более такая связь казалась полностью утраченной и не предполагалась для полузамкнутого сарматского водоема с высокоэндемичной фауной. Полученные данные по паратетисной фауне Северного Ирана заставляют пересмотреть эти выводы. Полигалинные виды моллюсков и наннопланктона свидетельствуют о близости пролива, из которого поступала эта морская фауна, чуждая восточнопаратетисной, вплоть до среднего сармата. Место этого пролива остается дискуссионным. Вслед за А.Л. Чепальгой (Chepalyga, 1995) мы предполагаем возможность такой связи с Восточным Средиземноморьем через долину Евфрата в район северо-западного Талыша.

9. Бухта Булганак, Керченский полуостров

В основании обнаженной части разреза на северо-востоке Керченского полуострова в ядре антиклинали Булганак (рис. 33) вскрываются верхнемайкопские отложения (Архангельский и др., 1930). Согласно последним сводкам Ю.В. Вернигоровой и Т. Рябоконе (2018; Vernyhovova, Ryabokon, 2020), они относятся к верхам алагольской свиты, сопоставляемой с арабатской, ранее называвшейся батисифоновой. Алагольская свита крайне бедна ископаемыми и пока остается нерасчлененной, отвечающей всему нижнему миоцену. Арабатская свита охарактеризована бентосными фораминиферами, встреченными почти исключительно в зоне Парпачского гребня и изученными В.Ф. Козыревой (отчет 1949 г., цит. по: Вернигорова, Рябоконе, 2018). По этим комплексам здесь выделены слои с фауной, которые условно сопоставлены с кавказием, сакараулом и коцахуром, включая слои с *Saccamina zuramakensis*, ранее выделяемые как королевские слои (свита) (подробнее см. Vernyhovova, Ryabokon, 2020, с. 192, 193). Образцы из майкопской части разреза ядра Булганакской антиклинали были взяты на изучение диноцист, спор и пыльцы и исследованы Н.И. Запорожец.

На верхнемайкопских отложениях без видимого перерыва залегают осадки тархана и чокрака, разрез которых в западном крыле антиклинали (урочище Малый Камышлак) было предложено считать гипостратотипом тарханского (Носовский и др., 1976) и чокракского (Гончарова, 1989) региоюрсов. Разрез был комплексно детально изучен И.А. Гончаровой, по ее сборам гастроподы определялись Л.Б. Ильиной, мшанки – О.Б. Вейс, рыбы Е.К. Сычевской, бентосные фораминиферы А.К. Богдановичем (Богданович, Гончарова, 1976), планктонные – Л.С. Пишвановой. Насекомые из разреза определены коллективом лаборатории Артропод Палеонтологического института.

Комплексы наннопланктона изучались Н.Г. Музылевым, Л.А. Головиной (1987), А.С. Андреевой-Григорович, Н.А. Савицкой (Andreeva-Grigorovich,

Неоцен Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

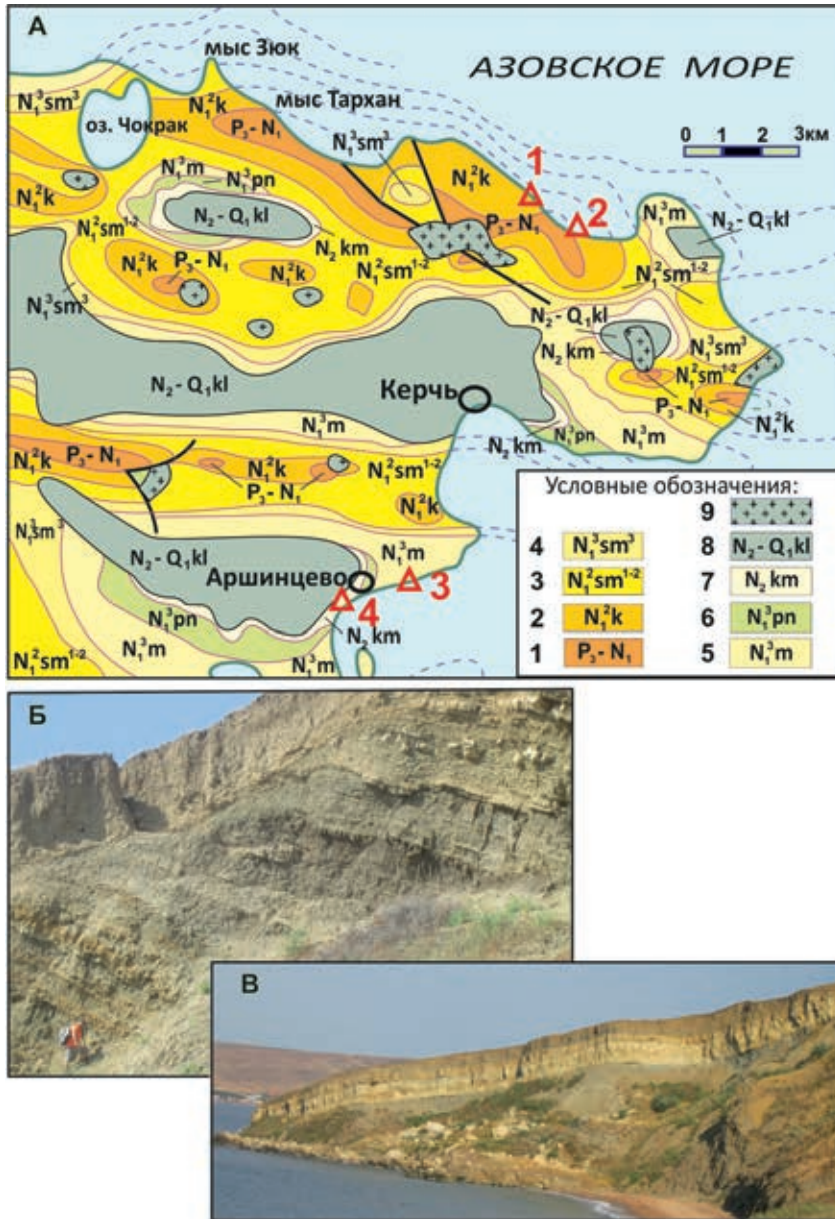


Рис. 33. А – геологическая карта северной части Керченского полуострова (по: Шнюков и др., 1981, с изменениями) с расположением стратотипических и опорных разрезов: 1 – Малый Камышлак; 2 – Скеля; 3 – Акбурун; 4 – Аршинцево (бывш. Камышбурун). Условные обозначения: 1 – P_3-N_1 – отложения майкопской серии; 2 – N_1^2k – отложения чокракского, караганского и конкского регионарусов; 3 – $N_1^2sm^{1-2}$ – осадки нижнего и среднего сармата; 4 – $N_1^3sm^3$ – отложения верхнего сармата; 5 – N_1^3m – отложения мэотического регионаруса; 6 – N_1^3pn – понтического регионаруса; 7 – N_2km – киммерийского регионаруса; 8 – N_2-Q_1kl – осадки ачкагельского (куяльницкого) регионаруса; 9 – четвертичная брекчия из грязевых вулканов. Фото: Б – разрез урочища Малый Камышлак в чокракской части; В – разрез урочища Скеля в тархан – чокракской части.

Savitskaya, 2000) и др.; планктонные и бентосные фораминиферы – В.А. Крашенинниковым и др. (2003), Ю.В. Вернигоровой (Вернигорова и др., 2012), Ц.Д. Минашвили (Минашвили, Ананиашвили, 2013). Серия разрезов Таманского и Керченского полуостровов изучалась литологом Ю.В. Ростовцевой (2012), которая послойно описала разрез Скеля.

Наши работы 2015 г. были направлены на сопоставление разрезов Скеля и Малый Камышлак, отбор образцов на палеомагнитный анализ, дополнительное исследование наннопланктона, планктонных фораминифер и сборы макрофауны (рис. 34). Палеомагнитные данные по этому разрезу получены и интерпретированы Д. Палку (D. Palcu).

Описание разреза. В ядре Булганакской антиклинали эпизодически обнажаются:

1. **N₁¹mkp3 (алагольская свита).** Толща темно-коричневых некарбонатных глин с ярозитом и гипсом, изредка встречаются сидеритовые конкреции. В восточном крыле антиклинали в ~50 м ниже тарханского мергеля вскрывается прослой песчаника мелкозернистого крепкого (15 см). Выходы этого песчаника в нарушенном залегании прослеживаются и в хуже обнаженном западном крыле.

Три образца из этой толщи исследованы Н.И. Запорожец на диноцисты и спорово-пыльцевые спектры, состав которых свидетельствует о морском характере ассоциаций и условиях теплого климата конца раннего – начала среднего миоцена, с признаками регрессии (заселение прибрежных равнин маревыми).

Фитопланктонный спектр нижней пробы (обр. 01, рис. 34) насчитывает около 30 таксонов, не считая переотложенных из палеогена и даже мела. Доминируют *Spiniferites* (включая *S. ramosus*, *S. hyperacanthus*), а также виды *Batiacasphaera* – *B. micropapillata*, *B. sphaerica*, *B. baculata*. Относительно часты акритархи *Paralecaniella identata*.

В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца голосеменных, среди которой доминируют сосны (*Pinus*), при подчиненном количестве Таходиацевые; единичными экземплярами встречены *Tsuga*, *Ephedra*, *Sciadopitys*. В группе покрытосеменных преобладает пыльца Juglandaceae (*Pterocarya*, *Juglans*, *J. polyporata*, *Carya*, *Platycarya*, *Engelhardtia*) и Hamamelidaceae (*Liquidambar*, *Hamamelis*), при незначительном участии Fagaceae (*Quercus*, *Fagus*), Betulaceae (*Carpinus*, *Betula*), *Nyssa*, *Ulmus* spp., *Rhus*, *Tilia*, *Comptonia*, *Myrica*, Onagraceae, Chenopodiaceae, Ericaceae.

Фитопланктонный комплекс пробы 05, отобранной из средней части обнаженного интервала разреза, и пробы 06 также включает около 30 таксонов при доминировании видов *Spiniferites* spp. (40% спектра). В пробе 06 выявлены частые диноцисты *Sumatradinium* и прازیнофиты *Cymatiosphaera*. Из акритарх и прازیнофитов присутствуют *Pediastrum*, *Michrhystridium*, *Leiosphaeridia*.

В спорово-пыльцевом комплексе пробы 05 и 06, при сохраняющемся таксономическом составе и количественных соотношениях групп пыльцы, выявлена частая встречаемость пыльцы маревых и злаков, что может

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

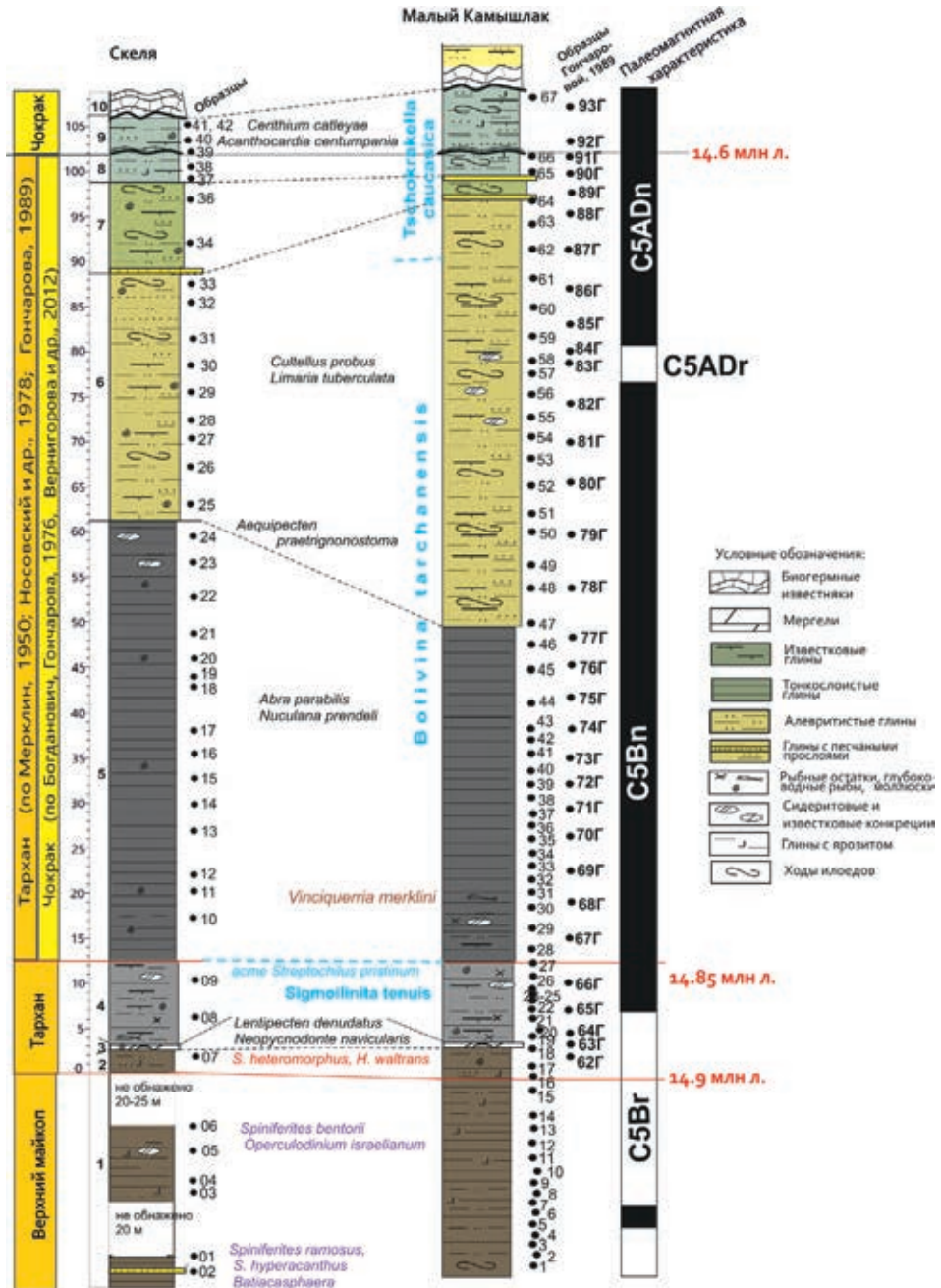


Рис. 34. Схема сопоставления разрезов тархана и низов чокрака Булганакской синклинали Керченского полуострова и их палеомагнитная и биотическая характеристика (по Palsu et al., 2019a). Разными цветами показано стратиграфическое положение разных групп биоты: черным – моллюски, красным – наннопланктон, фиолетовым – диноцисты, коричневым – ихтиофауна. Голубым полужирным шрифтом показаны зоны бентосных фораминифер по А.К. Богдановичу (см. табл. 5)

указывать на регрессию бассейна и на засушливый климат в период седиментации. Пыльца голосеменных составляет 75% спектра, среди которой доминируют сосны (*Pinus*), при подчиненном количестве *Taxodiaceae*, им сопутствуют немногочисленные *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Ephedra*, *Sciadopitys*, *Podocarpus*. В группе покрытосеменных преобладает пыльца *Juglandaceae* (*Juglans*, *J. polyporata*, *Engelhardtia*, *Pterocarya*, *Carya*), *Chenopodiaceae*, *Ericaceae* и *Gramineae*, при меньшем участии *Hamamelidaceae* (*Liquidambar*, *Corylopsis*), *Fagaceae* (*Quercus*, *Fagus*), *Betulaceae* (*Carpinus*, *Betula*), *Nyssa*, *Ulmus* spp., *Rhus*, *Tilia*, *Comptonia*, *Myrica*, *Celtis*, *Moraceae*, *Sapindaceae* и единичных спор *Lycopodium*, *Sphagnum*, *Osmunda*.

Видимая мощность не менее 70–80 м. Выше лежащие слои тархана и низов чокрака обнажены на двух крыльях антиклинали – восточном (урочище Склея) и западном (Малый Камышлак). Иногда низы этих разрезов засыпаны осыпью. Нам в 2016 г. удалось описать и отобрать образцы на палеомагнитный анализ и наннопланктон оба эти разреза, слои в которых лишь немного варьируют по мощности (рис. 34).

Без видимого перерыва, но по отчетливой границе выше следуют:

2. N_1^{2tr1} (кувинские слои). Глины темно-серые тонкослоистые, слабоизвестковистые с фораминиферами: *Saccamina zuramakensis* и единичными *S. ovalis*, *Globigerina tarchanensis*, *G. praebulloides*, *Globigerinoides* aff. *bisphaericus*, *Globorotalia scitula*, *G. minutissima*, *Hyperammina* sp., *Discorbis* sp., *Cibicides* cf. *borislavensis*, *Hastigerina praemicra*, *Reusella regularis*, *Bolivina tarchanensis*, а также пиритизированными отпечатками птеропод *Limacina tarchanensis* (Носовский и др., 1976; Крашенинников и др., 2003; Вернигорова и др., 2012). Планктонные фораминиферы обнаружены М.Е. Былинской в верхней части слоев и представлены немногочисленными *Turborotalita quinqueloba*, *Tenuitella munda*, *Globigerina tarchanensis*, *Globigerina dubia*, *Ciperoella anguliofficialis*, *Tenuitella pseudoedita*, *Globigerinita glutinata*. В самой кровле слоев количество планктонных фораминифер увеличивается, и среди них встречается много аберрантных экземпляров. Присутствие наннопланктона, вслед за А.С. Андреевой-Григорович и Н.А. Савицкой (Andreyeva-Grigovich, Savytskaya, 2000), также установлено Л.А. Головиной в самой кровле слоев в тонком (до 5 см мощностью) прослое серых карбонатных глин. Комплекс включает *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Helicosphaera waltrans*, *H. carteri*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Coronocyclus nitescens*, *Sphenolithus moriformis*. Аналогичный комплекс установлен в кувинских слоях стратотипа тархана на мысе Тархан (Andreyeva-Grigovich, Savytskaya, 2000). 2.5–3 м.
3. N_1^{2tr2} (терские слои). Известняк тонкозернистый, крепкий с богатым комплексом моллюсков, характерных для среднего тархана: *Nucula nucleus*, *Nuculana fragilis*, *Neopycnodonte navicularis*, *Anomia ephippium*, *Lentipecten corneus denudatus*, *Aequipecten opercularis*, *A. praetrigonostoma*, *Parvicardium scabrum*, *Aporrhais pespelecani* и др. Фораминиферы, по данным М.Е. Былинской, представлены планктонными видами: *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerina tarchanensis*,

Globigerinita glutinata, *G. uvula*, *Tenuitella pseudoedita*, *Ciperoella* aff. *anguliofficinalis*. Наннопланктон содержит *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclococcolithus floridanus*, *C. leptoporus*, *Helicosphaera carteri*, *H. mediterranea*, *H. waltrans*, *Lithastromation perdurum*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, *Rhabdosphaera sicca*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. minuta*, мелкие *Reticulofenestra* spp. 0.2 м.

4. **N₁²tr3 (аргунские слои)**. Глины серые. Слоистые, слабо алевритистые карбонатные. Комплекс моллюсков беднее, чем в предыдущем слое. В подошве слоя (обр. 64Г) найдены: *Nuculana prendeli* и *Abra parabilis*, *Anomia ehippium*, *Thyasira flexuosa laevis*, *Cuspidaria cuspidata*, *Nassarius restitutus*. В нижней части (около 3 м) продолжает существовать достаточно представительный комплекс наннопланктона с *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* sp., *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Thoracosphaera* sp., *Discoaster exilis*, который выше резко сокращается.

Из бентосных фораминифер, по данным А.К. Богдановича (см. табл. 4 в разделе «Фораминиферы»), В.А. Крашенинникова (Крашенинников и др., 2003), присутствуют: *Virgulina* aff. *tarchanensis*, *Angulogerina angulosa*, *Lagena vulgaris*, *Robulus curviseptus*, *Nodosaria* sp., *Bolivina tarchanensis*, *Quinqueloculina akneriana*, *Sigmoilinita tenuis*, *S.* aff. *tschokrakensis*, *Siphonaperta mediterraneensis*. Из планктонных фораминифер найдены: *Globigerina tarchanensis*, *G. praebulloides*, *Globorotalia continuosa*, *Planorotalia minutissima*. Наиболее богатый комплекс обнаружен в подошве слоя, здесь же найдены обломки офиур и морских ежей. На том же уровне в разрезе Скеля найдены чешуи тресковых, сельдевых и светящиеся винцигуэрии (*Vinciquerria merklini*).

Выше в этих глинах проходит прослой лепешковидных карбонатных («мергельных») конкреций (30×10 см). В составе бентосных фораминифер продолжают встречаться формы **слоев с *Sigmoilinita haidingerii*** (Bogdanowicz, 1971) – *Nodosaria* aff. *nadicula*, *Sigmoilinita tenuis*, *B.* aff. *tarchanensis*, планктонные фораминиферы представлены небогатым комплексом, включающим *Turborotalita quinqueloba*, *Tenuitella munda*, *Globigerina* aff. *dubia*. В верхах слоя – многочисленные *Streptochilus pristinum*. 8-10 м.

5. **N₁²ch1**. Глины темно-серые, слабоизвестковистые и бескарбонатные, тонкоплитчатые, с редкими карбонатными прослоями за счет раковинного детрита, обломков морских ежей, костей рыб, с незначительной алевритовой и тонкопесчаной обломочной примесью. Комплексы двустворчатых моллюсков близки к таковым предыдущего слоя, бентосные фораминиферы **слоев с *Bolivina tarchanensis*** с *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Florilus boueanus*, *Quinqueloculina subakneriana*, *Miliolinella selene*. Здесь же найдены рыбы, среди которых преобладает *Vinciquerria merklini*, присутствуют редкие *Sardinella perrata*, *Caranx gracilis* и единичные *Palaemolva* sp. (обр. 68Г, в 6 м от подошвы, данные Е.К. Сычевской в: Гончарова, 1989). В этом же образце присутствует бо-

- гатый термофильный комплекс насекомых: стрекозы, тараканы, прямокрылые, термиты, равнокрылые, клопы, жуки, двукрылые, перепончатокрылые; подробнее см. Гончарова, 1989, с. 9). Выше (обр. 34-36=70Г) отмечен уровень с массовым содержанием переотложенных форм нанопланктона, наряду с немногочисленными *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera sicca*, мелкими *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus* sp., *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Thoracosphaera* sp. 35 м в разрезе Малый Камышлак и 50 м в Скеля.
6. Глины желтовато-серые, тонкопесчанистые, слабоизвестковистые, с зернами глауконита и тонкими линзовидными песчано-алевритовыми прослоями, с ходами илоедов. Фораминиферы того же комплекса слоев с *Bolivina tarchanensis*. В средней части встречены раковины лимацин и планктонные фораминиферы (по определениям В.А. Крашенинникова, М.Е. Былинской): *Globigerina tarchanensis*, *G. dubia*, *G. cognata*, *Turborotalita quinqueloba*, *Paragloborotalia continua*, *Paragloborotalia birnageae*.
В верхней части найдены моллюски – *Modiolus hoernesii*, *Aequipecten praetrigonostoma*, *Limaria inflata*, *Thyasira flexuosa laevis*, *Lutetia intermedia*, *Parvicardium scabrum*, *Abra parabilis*, *Varicorbula gibba*, *Cultellus papyraceus*, *Cuspidaria cuspidata* (Гончарова, 1989) – комплекс достаточно представительный, но представленный видами, общими для тархана и чокрака. В составе фораминифер в 7 м от кровли А.К. Богдановичем найдены первые *Tschokrakella* sp. (обр. 87Г) – рода, эндемичного для чокрака. 47 м в разрезе Малый Камышлак и 27 м в Скеля.
7. С песчаником серо-зеленым, тонкозернистым слюдистым (0.3 м) в основании, глины серо-зеленые, тонкопесчанистые, слабоизвестковистые биотурбированные, с тонкими линзовидными мергелистыми прослоями. Моллюски примерно того же состава, что и в предыдущем слое. Фораминиферы, по данным В.А. Крашенинникова (Крашенинников и др., 2003), представлены только бентосными формами: *Quinqueloculina boueana*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Florilus boueanus*, *Bolivina tarchanensis*. 3.5 м в разрезе Малый Камышлак и 10 м в Скеля
8. Глины серо-зеленые, на выветренной поверхности голубоватые, известковистые, песчано-алевритовые, с ходами илоедов, тонким раковинным детритом, выцветами ярозита. 3-3.5 м.
- По неровной границе с карманами:
9. Глины серо-зеленые, известковистые, песчано-алевритовые, с мергелистыми линзовидными прослоями (до 0.35 м), с раковинами мелких гастропод (обр. 89Г): *Mohrensternia nitida*, *Styliferina tarchanensis*, ранний *Bittium agibelicum*, *B. digitatum*, *B. tulsakajense*, *Finella andrusovi*, *Raphitoma* sp., *Acteocina lajonkaireana*, *Nassarius contusus*. Выше (обр. 91Г), кроме них, встречены: *Lembulus emarginata*, *Mytilus fuscus*, *Anadara bosporana*, *Isognomon radiatus*, гастроподы: *Gibbula nefas*, *Pusillina protogena*, *Finella praeoxolanica*, *Ringicula costata*, редкие лимацины – достаточно богатый комплекс нижнего чокрака. В обр. 90Г найдены бентосные фораминиферы: *Sigmoilinita tschokrakensis*, *S. ex gr. haidingerii*, *Siphonaperta mediterraneensis*, *Florilus boueanus*,

Quinqueloculina akneriana var. *longa*, *Q. akneriana* var. *media*, *Q. argunica*, *Q. skeliensis*, *Pseudopolymorphina uniserialis*, *Cuttulina* sp., *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Saccamina vulgaris*; обломки офиур. 4-5 м.

10. По неровной границе, но без размыва, на глины налегает биогерм-но-песчаная пачка. Тела мшанковых известняков достигают 1.5 – 1.8 м, карманы между ними заполнены в нижней части онколитами, в верхней – раковинно-детритовым материалом с линзовидными скоплениями раковин гастропод и двустворок: *Musculus conditus*, *Gomphomarcia taurica*, *Diplodonta trigonula*, *Acanthocardia centumpania*, *Cerastoderma bogatchevi*, *Macra bajarunasi*, *Varicorbula gibba*, *Chama gryphoides toulai*. *Gibbula nefas*, *Pusillina protogena*, *Styliferina tarchanensis*, *Cerithium cattleyae*, *C. orientale*, *Bittium digitatum*, *Nassarius praepodolicus*.

Мощность меняется от 3 до 5 м.

Вышележащие слои чокрака ныне нарушены оползнями, и в них не удастся проследить непрерывный разрез.

Обсуждение и корреляция. Поскольку майкопские отложения переходят в тарханские без признаков перерыва и несогласия, их всегда считали аналогами коцахурского регионаруса или рицевской свиты Предкавказья. Для этих верхнемайкопских отложений (видимой мощностью около 70 м), фрагментарно обнаженных в основании разреза, мы имеем лишь данные по палинологии, а также палеомагнитные данные для непрерывно обнаженных верхов алагольской свиты (верхние 20-25 м).

Отсутствие видов и родов диноцист, характерных для олигоцена и низов миоцена (*Chiropteridium*, *Deflandrea spinulosa*), так же как присутствие характерных миоценовых видов, свидетельствуют о возрасте второй половины раннего – начала среднего миоцена. Во всех представительных пробах среди диноцист доминируют эврибионтные роды *Spiniferites* (*S. ramosus*, *S. hyperacanthus*, выше – *S. bentorii*), а в нижнем комплексе – еще и *Batiacasphaera*. Однако остальной комплекс довольно разнообразен (от 23 до 30 и более видов в пробе) и представлен видами морских родов, что свидетельствует о связях с открытыми бассейнами.

Состав диноцист и спорово-пыльцевые спектры отражают условия заключительного периода существования позднемайкопского бассейна, его регрессии, которая происходила в условиях относительно сухого субтропического климата, о чем свидетельствует разнообразие термофильных таксонов в палинокомплексе, а также высокое содержание пыльцы трав и кустарничков, включая маревые, злаки и эфедру. На признаки регрессии и размыва окружающей суши, с одной стороны, указывает высокое содержание перетолженной пыльцы, а с другой – обилие пыльцы маревых (*Chenopodiaceae*), особенно в пробе 05. Многие растения этого семейства, преимущественно травы и кустарнички, являются галофитами, быстро заселявшими осушенные пространства прибрежных равнин, покинутых морем.

Переизучение наннопланктона в гипостратотипе тархана и чокрака подтвердило ранее полученные данные по составу и характеру распределения ассоциации (Музылев, Головина, 1987; Andreeva-Grigorovich, Savitskaya, 2000; Крашенинников и др., 2003; Андреева-Григоревич, 2005). Тарханский комплекс наннопланктона коррелируется с комплексом зоны NN5

на основании совместного присутствия видов *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans*. Одновременно с появлением наннопланктона в самой кровле кувинских слоев отмечается появление и планктонных фораминифер, отличительной особенностью которых является многочисленность аберрантных экземпляров. Искажения формы раковин в основном включают неправильные навивание и соотношение размеров камер последнего оборота, а также редукцию последней камеры, что может свидетельствовать о нестабильной солености и усиленном переотложении в процессе осадконакопления (Polovodova, Schönfeld, 2008).

Согласно присутствию комплекса наннопланктона зоны NN5 шкалы Martini (1971) и палеомагнитным данным, в низах тархана отрицательная полярность верхов верхнего майкопа в этом и предкавказских разрезах интерпретируется как хрон C5B_g, а нормальная полярность в тархане – нижнем чокраке как хрон C5B_n (Palcu et al., 2019a). Тогда нижняя граница тархана, проходящая вблизи смены этих хронов, датируется 14.9 млн лет, что позволяет коррелировать ее с серединой лангия. Таким образом, верхний майкоп должен отвечать не только нижнему миоцену, но еще и значительной части среднего.

Хотя один из обсуждаемых разрезов – Малый Камышлак – считается гипостратотипом тарханского и чокракского региоярусов, именно в этих разрезах наиболее остро стоит проблема положения границы этих региоярусов (рис. 34): выше несомненно тарханских отложений с богатой морской фауной бентоса и фитопланктона следует мощная толща с *Limacina* («спиралисовые глины»), слабо охарактеризованная фауной моллюсков, которая относилась либо к тархану (Мерклин, 1950; Носовский и др., 1976, 1978; Гончарова, 1989), либо к чокраку (Жижченко, 1959; Багдасарян, 1965; Богданович, Гончарова, 1976; Вернигорова, 2012 и др.). Вероятно, острота проблемы обусловлена редкой полнотой и глубоководностью разреза, в отличие от более мелководных предкавказских, где эта граница часто является эрозионной (рр. Белая, Большой Зеленчук, Кубань). Степень глубоководности Булганакской части бассейна можно оценить по данным ихтиофауны: светящиеся винцигуэрии *Vinciguerria merklini*, обитавшие значительно глубже фотического слоя, на глубинах в сотни метров, найдены в слое 4 в нескольких метрах над тарханским мергелем, а в слое 5 – на уровне обр. 68Г (рис. 34).

Наиболее высокое положение обсуждаемой границы – в кровле слоя 7, при котором все «спиралисовые глины» включены в состав тархана, по палеомагнитным данным пройдет внутри хрона нормальной полярности C5AD_n, который в разрезе р. Белой начинается на уровне VI биогерма, т. е. внутри заведомо нижнечокракской толщи. Поэтому такое положение границы явно неприемлемо.

В статье Д. Палку с соавторами (Palcu et al., 2019a) граница проведена по литологии: по смене темных монотонных глин слоя 5 на песчанистые, желтовато-серые глины слоя 6. Действительно, опесчанивание разреза очень характерно для перехода от тархана к чокраку. Такое положение границы уже не вызывает возражений с точки зрения палеомагнитных данных, так как она проходит внутри более низкого хрона нормальной полярности C5B_n

(рис. 34, 35), к которому принадлежат тархан-нижнечокракские отложения и в других разрезах. Однако в этом случае граница пройдет внутри слоев с *Bolivina tarchanensis* по бентосным фораминиферам, в составе микрофауны которых уже много чокракских эндемиков. Из фаунистического обоснования отнесения слоя 5 к тархану можно привести лишь находки в нем винцигуэррии *Vinciguerria merklini*, которая считается характерной тарханской формой.

Более низкое положение этой границы, в кровле слоя 4, базируется на данных изучения фораминифер. Фация «спириалисовых глин» достаточно полно охарактеризована бентосными фораминиферами. По их составу лишь нижняя их часть (7.5-10 м по разным авторам), где еще сохраняется часть полигалинных тарханских видов (*Sigmoilinita tenuis*, *Virgulina tarchanensis*, *Angulogerina angulosa*, *Lagena vulgaris*, согласно А.К. Богдановичу, обр. 64-66Г, см. табл. 4), относится большинством специалистов по микрофауне к верхнему тархану. По данным М.Е. Былинской, в «спириалисовых глинах» (в 7.5 м от кровли тарханского мергеля) в ассоциации планктонных фораминифер наблюдается расцвет численности планктонного вида *Streptochilus pristinum*, который известен из различных районов Мирового океана с верхов олигоцена до среднего миоцена включительно, в том числе из разрезов Центрального Паратетиса (Beldean et al., 2013). На территории Предкавказья и Крыма этот вид встречен впервые. Судя по всему, его распространение происходило отдельными импульсами. Акме *Streptochilus pristinum* может служить дополнительным маркером положения верхней границы тархана на этом уровне. Резкое обеднение ассоциации наннопланктона происходит еще раньше: относительно разнообразная ассоциация наннопланктона присутствует лишь в самой нижней части спириалисовых глин (около 3-4 м). Далее встречено всего лишь несколько эврибионтных видов, что говорит о смене режима свободного сообщения с открытыми бассейнами на полузамкнутый.

Вышележащая толща спириалисовых глин (порядка 70-80 м – рис. 34) принадлежат по бентосным фораминиферам к слоям с *Bolivina tarchanensis*, где уже появляются чокракские миолиды: *Sigmoilina tschokrakensis*, *Quinqueloculia akneriana longa*, *Articulina tschokrakensis* – и отсутствуют наиболее полигалинные, тарханские виды (Богданович, Гончарова, 1976; Вернигорова и др., 2012).

Верхняя часть спириалисовых глин (7 м) характеризуется исчезновением вида *Bolivina tarchanensis* и появлением эндемиков слоев с *Tschokrakella caucasica* «среднего чокрака» при его трехчленном делении по фораминиферам – видов рода *Tschokrakella* и *Quinqueloculina argunica*, *Q. skeliensis*, *Triloculina subfoliacea*, *Pseudopolimorphina uniserialis*.

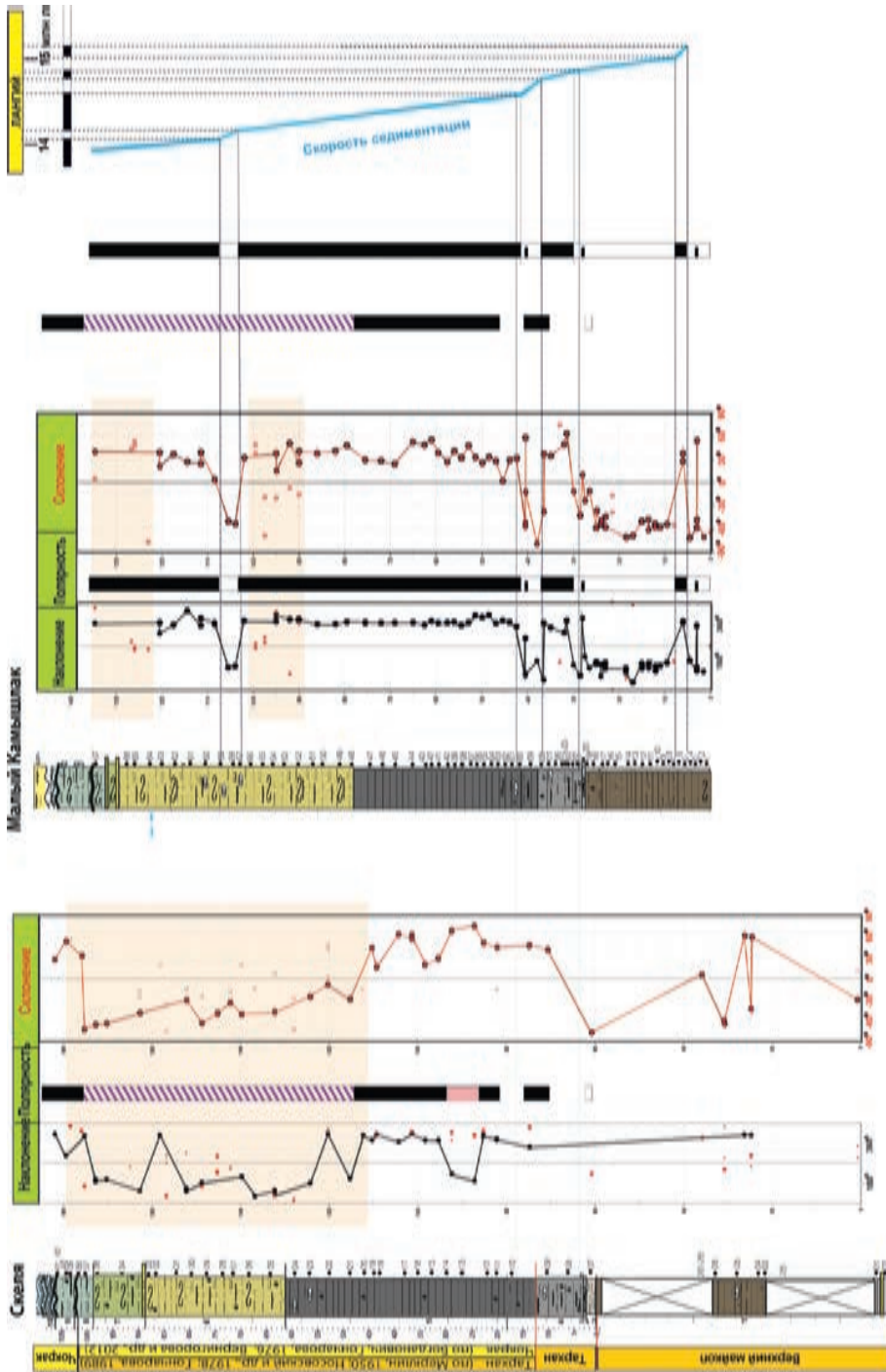


Рис. 35. Палеомагнитная характеристика верхнего майкопа, тархана и чокрака разрезов Скала и Малый Камышляк Керченского полуострова и ее сопоставление с глобальной геомагнитной шкалой

10. Река Пшеха выше города Апшеронска



Рис. 36. Схема расположения разреза среднего миоцена на р. Пшеха с положением границ регионарусов и подъярусов и взятых образцов

Река выше г. Апшеронска вскрывает отложения палеогена и неогена от среднего эоцена до среднего сармата. Почти непрерывно обнажены осадки от верхнего майкопа до нижнего сармата, представленные преимущественно глинистыми, относительно глубоководными фациями (рис. 36, 37). Породы несут достаточно устойчивый палеомагнитный сигнал (Palcu et al., 2019a) и охарактеризованы моллюсками, фораминиферами, а также наннопланктоном и планктонными фораминиферами в тарханской и конкской частях. В нижнемиоценовой (верхнемайкопской), тарханской, караганской, конкской (в картвельской части) и в основании нижнего сармата найдены богатые комплексы ихтиофауны (Банников, 2010, 2019, 2020). Разрез изучался нами многократно, но основной отбор образцов на микрофауну и фитопланктон, палеомагнитный анализ был проведен в 2016 г. Образцы предыдущих лет и сборы макрофауны, как правило, привязаны к номерам образцов этого года. На разрезе проставлены лишь образцы предыдущих лет в местах, ныне необнаженных, которые обсуждаются в тексте, в этих случаях через дробь указан год сбора.

Описание разреза. Разрез среднего миоцена описан от южной окраины станции Ширванской до поселка Цуревский (рис. 36). Начало разреза – на левом берегу реки в 200 м выше шоссейного моста у станции Ширванская, снизу вверх:

1. N_1^{1-2} (Глинисто-сидеритовая свита). Глины темные, коричневатые-серые, алевритистые с прослойками и присыпками слюнистых алевритов, прослоями и конкрециями сидеритов, с частыми рыбными остатками, цветными ярозитами и железистым налетом на выветренных поверхностях.

Видимая мощность 25-30 м.



Рис. 37. Разрез среднего миоцена по р. Пшеха выше г. Апшеронска с расположением образцов 2016 г. и более детально представленной тарханской частью. Красными цифрами показаны палеомагнитные образцы, черными – образцы на фауну, фитопланктон и палеомагнетизм. Фото: А – верхи майкопские глины (обр. РВ74); В – карбонатные глины терских слоев тархана (обр. 13, 14); Г – первый прослой мелкозернистых песков в основании чокрака (обр. 30); Д – линза песка в нижнем чокраке (обр. 45); Е – прослой известняка в глинах слоя 17 (обр. 48); Ж – тот же слой, общий вид; З – прослой известняка в глинах слоя 24 карагана (обр. 65); И – прослой тонколистватых сланцев в слое 26 картвела с отпечатками сельдевых рыб (обр. 71)

2. Те же глины с сидеритовыми конкрециями. 3 м.
 3. Глины коричневато-серые, тонкослоистые с присыпками слюдястых алевритов и конкрециями сидеритов, при выветривании с ярозитом и ожелезнением. 30 м.
- Без резкой границы, но с быстрым переходом:
4. N_1^{2tr} (кувинские слои). Глины темно-серые алевритистые, внизу некарбонатные, тонкослоистые, выше постепенно становятся неслоистыми с ходами илоедов, мелкими сидеритовыми конкрециями (5-10 см). Выше быстро нарастает известковистость, появляются давленные раковины моллюсков: *Nucula* sp., *Aporrhais pespelecani*, *Euspira helicina*, *Ostrea* sp., лимадины (обр. 12) и представительный комплекс бентосных фораминифер тархана **слоев с *Sigmoilinita haidingerii***: *S. haidingerii*, *Siphonaperta mediterraneensis*, *Quinqueloculina consobrina*, *Quinqueloculina akneriana akneriana*, *Q. boueana*, *Florulus boueanus*. Наннопланктон бедный (*Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. cf. minuta*), появляется с образца 11. 0.55 м.
 5. (Аналог тарханского мергеля). Глины светло-серые, карбонатные, алевритистые, толстоплитчатые, плотные, дающие порог в реке, с *Nucula* sp., *Lentipecten denudatus* (обр. 13, 14), планктонными фораминиферами *Globigerina tarchanensis*, *G. praebulloides*, *Globoturbotalita woodi*, *Globorotalia peripheroronda* и *G. scitula*, при присутствии того же комплекса бентосных фораминифер. Наннопланктон представлен комплексом, включающим *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *H. waltrans*, *Helicosphaera* sp., *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. minuta*, *Reticulofenestra* sp., *Rhabdosphaera sicca*, *Pontosphaera multipora*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*. 0.7 м.
 6. Глины темно-серые, тонкослоистые, менее карбонатные, чем предыдущие, внизу с присыпками тонкозернистого песка, отпечатками рыб, выше – без песка. Из нижней части собран богатый комплекс термофильных наземных насекомых (муравьи, термиты, жуки и др.), листьев и рыб с преобладанием глубоководных *Vinciguerria merklini* и сельдевых (Банников, 2020). Наннопланктон наиболее богат в образце 15, непосредственно над слоем 5. Совместное присутствие *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans* при отсутствии *Helicosphaera ampliaperta* дает основание для корреляции с комплексом нижней части **зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus*** шкалы Martini (1976). В этом же слое М.Е. Былинской обнаружены единичные *Orbulina suturalis* с сопутствующими *Globorotalia scitula*, *G. peripheroronda*, *G. scitula*, *Ciperoella anguliofficialis*, *Tenuitella angustumbilicata*, *T. munda*, *T. pseudoedita*, *Globoturbotalita woodi*, *Globigerina foliata*, *Globorotaloides hexagonus*, *Globigerinita uvula*, *Globorotaloides* sp. 4.5-5 м.
 7. Глины серые, неслоистые, биотурбированные с полигалинной тарханской фауной моллюсков илистых грунтов (обр. 18, 19): *Nucula nucleus*, *Lembulus emarginata*, *Nuculana fragilis*, *Hiatella arctica*, *Cuspidaria cuspidata*, *Maetra basteroti*, *Aporrhais pespelecani*, *Euspira helicina*, *Styliferina tarchanensis*, *Bittium reticulatum*, *Pusillina* spp., *Alvania* sp.,

- Nassarius urupicus*, *N. tauromontis*, *N. tamanensis*, *N. zborzewskii*, *Anachis* sp., *Mangelia* sp., *Piramidella plicosa*, *Retusa truncatula*, *Diaphana minuta*, *Limacina tarchanensis*, *L. valvatina*. Фораминиферы того же состава с *Sigmoilinita tenuis*. 1.5-2 м.
8. Глины темно-серые, алевролитистые, слюдястые, слабо карбонатные, с ритмичными прослоями красновато-коричневых доломитизированных глин. Фораминиферы только планктонные: *Globoturborotalita woodi*, *Globigerina* sp. *G. bulloides* (обр. 20). 5 м.
9. Толща переслаивания глин известковистых, алевролитистых, тонкослоистых и алевролитов с неясной слоистостью. Глины содержат фораминиферы: *Quinqueloculina consobrina*, *Globigerina tarchanensis*, *Bolivina* sp. В верхней части толщи (обр. 22) обнаружен прослой с разнообразной фауной моллюсков тархана: *Chama gryphoides*, *Parvivenus marginata*, *Anadara diluvii*, *Pteria mira*, *Bittium reticulatum*, *B. tulskejense*, *Finella pupoides*, *Styliferina tarchanensis*, *Pusillina* sp., *Setia* sp., *Obtusella* sp., *Caecum banoni*, *Nassarius serraticostus*, *N. exculptus*, *Ringicula costata*, *Retusa truncatula*, *Philine* sp. и др. 6-7 м.
10. Выше в сходных карбонатных глинах наблюдаются обратные падения, нарушения залегания. В нижней части в прослое дислоцированного ракушечника (обр. 23) встречен богатый комплекс двустворок, характерных для среднего тархана, с *Nucula nucleus*, *Nuculana fragilis*, *Lentipecten denudatus*, *Nemocardium subturgidum*, *Xylophaga dorsalis*, таблички усоногих ракообразных *Poecilasma miocenica*. Выше – глины с рассеянными *Aporrhais pespelecani* и *Euspira helicina* (уровень обр. 24-25). Затем – глины со слабо сцементированными белесыми глинисто-известковистыми прослоями, в которых найдена богатая фауна (обр. 26), включающая 28 видов двустворчатых моллюсков, в том числе *Rzehakia dubiosa*. Доминируют *Nucula nucleus*, *Nuculana fragilis*, *Striarca lactea*, *Parvivenus marginata*, *Varicorbula gibba*. Гастроподы: *Aporrhais pespelecani*, *Euspira helicina*, *Calyptraea chinensis*, *Nassarius urupicus*, *Mangelia* spp., *Piramidella plicosa*, *Eulimella* spp., *Odostomia* spp., *Parthenina modesta*, *Pyrgulina brevis*, *Retusa truncatula* и другие. Также собраны фрагменты раковин скафопод, пластинки *Logicata*, трубки серпулид, *Poecilasma miocenica*, отолиты рыб, обломки панцирей зарывающихся правильных морских ежей (отряд *Spatangoida*, опр. А.Н. Соловьева). Здесь же (обр. 26-29) встречен богатый комплекс наннопланктона со *Sphenolithus heteromorphus*, обычно находящийся вблизи уровня «тарханского мергеля» с обильным переотложенным комплексом палеогена и мела. Около 10-12 м.
11. Олигостром. Состоит из блоков (до 2-5 м) тарханских и майкопских глин, окруженных перемятыми и деформированными вмещающими глинами. Блоки тарханских пород более многочисленны в нижней части. Около 20 м.
12. Глины темно-серые, алевролитистые, известковистые, от неясно- до тонкослоистых. Комплекс фораминифер богатый, содержит характерные тарханские виды: *Sigmoilinita tenuis*, *Quinqueloculina boueana*, *Q. selene* и планктонные формы *Globigerinita glutinata*, *G. uvula*, *G. peripheroronda*, *Tenuitella munda*, *Globigerinella obesa* (обр. 29). В самых верхах слоя

отмечены находки *Streptochilus pristinum* (обильно), *Tenuitella munda*, *Paragloborotalia acrostoma*, *Paragloborotalia* sp. 6-8 м.

13. N₁²ch1. Глины серые, алевролитистые, известковистые, тонкослоистые и неслоистые, с прослоями песков и песчаников тонкозернистых, глинистых (0.1-0.3 м), прослоями косослоистых и глин плотных, плитчатых, известковистых, желто-серых.

В нижней части толщи можно видеть следы оползаний или транспортировки обломочного материала по поверхности подводного склона. В глинах (уровень обр. 32-33) изредка встречаются окатанные раковины *Melanopsis* sp., вероятно, лагунного происхождения, а также двустворки *Nuculana fragilis*, *Parvivenus marginata*, *Davidaschvilia intermedia* и *Varicorbula gibba*. Выше (уровень обр. 34) располагается горизонт с валунами органогенно-обломочного известняка, внедренными в глину. В валунах обильные *Ervilia*, в глинах – также *Ervilia* sp., гастроподы *Bittium tulskejense*, *Finella praeroxolanica*, *Nassarius serraticostus*, *Acteocina lajonkaireana*. Раковины часто сильно окатаны, вероятно, перенесены с мелководья вниз по склону. В нескольких метрах выше (уровень обр. 34-35) залегает маломощный (1.5-2 м) блок оползших глин с богатой фауной гастропод, перекрытый сверху полуметровым слоем глиняного конгломерата. В составе гастропод найдены виды, эндемичные для чокрака: *Gibbula kertschensis*, *Nassarius scrobiculatus*, *N. subhoernesii*, *N. inornatus* и проходящие формы – *Bittium tulskejense*, *B. reticulatum*, *Cerithium banaticum*, *Styliferina tarchanensis*, *Raphitoma* sp., *Acteocina lajonkaireana*, лимадины. Фораминиферы представлены довольно богатыми комплексами с планктонными формами, внизу с *Sigmoilinita tenuis* и *Bolivina* aff. *tarchanensis*, выше – с *Siphonaperta mediterraneanensis*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Quinqueloculina boueana*, *Q. akneriana akneriana*, *Q. akneriana longa*, *Q. consobrina*, *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Cassidulinoides tarchanensis* – комплекс, который можно отнести к **слоям с *Bolivina tarchanensis*** с характерными чокракскими формами и переотложенными тарханскими видами. 20-25 м.

14. Глины серые и темно-серые, карбонатные, сильно алевролитистые, слоистые, тонкослоистые, плотные, плитчатые, с прослоями неслоистых биотурбированных глин, тонкими прослойками песка. В низах обнаженность эпизодическая, с перерывами, поэтому полное представление получить трудно, но встречено несколько горизонтов перемылов, с включениями обломков мергелей, песка и переотложенные фрагменты тарханской фауны (обр. 36). Есть прослой с солоноватоводными меланопсисами и очень бедными комплексами с массой мелких *Ervilia pusilla* и *Davidaschvilia intermedia*, которые чередуются с прослоями с более богатой чокракской фауной моллюсков – *Varicorbula gibba*, *Ervilia pusilla*, *Macoma sokolovi*, *Abra parabilis*, *A. alba*, *Cerastoderma bogatchevi*, *Maetra bajarunasi*, *Parvicardium michelottii*, *Acanthocardia centumpania*, *Bittium tulskejense*, *Nassarius contusus* (обр. 38). Комплексы фораминифер довольно богаты, с планктонными формами и видами бентоса, переходящими из тархана (*Quinqueloculina boueana*, *Q. selene*, *Q. ungeriana*, *Bolivina* aff. *floridana*), но включают и чокракские виды

и подвиды – *Sigmoilinita tshokrakensis*, *Quinqueloculina akneriana akneriana*, *Q. akneriana argunica*.

В верхней части слоя найден отпечаток листа хорошей сохранности (обр. 44а), определенный М.А. Ахметьевым как *Cinnamotum lanceolatum* – субтропический коричный, вечнозеленый лавр. Выше встречены линзы (до 2.5 м) грубозернистых косослоистых песков с прослоями гравия и известковой гальки (заполнение канала вреза). Вероятно, всю эту толщу следует трактовать как отложения авандельты с подводными каналами, заполненными материалом дельтового и мелководного генезиса.

Видимая мощность 40-45 м.

Верхи слоя 14, слой 15 и 16 в 2016 г. почти не были обнажены. Описаны по данным 2008–2010 гг.

15. Известняк крепкий плитчатый, дающий гребень со сливом в русле.
0.2-0.3 м.
16. Пачка переслаивания глин темных, почти черных неяснослоистых песчанистых и светлых карбонатных, в последних много *Limacina*. В 3 и 5 м от основания – два прослоя песков темных глинистых (0.2-0.3 м). В верхнем песчаном прослое и в глинах на этом уровне (обр. 14/10) собраны *Thyasira flexuosa*, *Parvivenus marginata*, *Parvicardium kubanicum*, обломки *Europicardium pseudomulticostatum*, *Angulus fuchsi*, *Maetra* sp., *Cuspidaria cuspidata* – представительный комплекс нижнего чофрака.
Около 25 м.
17. Глины зеленовато-серые, известковистые, с частыми прослоями (10-35 см) крепких карбонатных глин и мергелей. В нижней части много раковин нижнечофракской малакофауны плохой сохранности: *?Loripes*, *Bittium digitatum*, *Nassarius*, *Limacina* (обр. 15/10). В глинах – остатки рыб (обр. 52).
Около 20 м.
18. Глины темно-серые, неяснослоистые, известковистые с неравномерными прослоями более плотных плитчатых мергелей, известняков (до 0.3 м), пропластками грубозернистых песков.
30-32 м.
19. Сдвоенный пласт известняка, дающий пережат в реке.
0.7 м.
20. N₁²kg. Глины темные, почти черные, чистые, тонкослоистые, известковистые, с тонкими (0.5-2 см) прослойками мергелей.
16-17 м.
21. Глины зеленовато-серые, тонкослоистые с пластовыми известковыми конкрециями (0.3 м) и известковистыми прослоями (5-15 см через 1-2 м).
20-22 м.
22. Глины черные с прослойками мергелей, сходные со слоем 16.
8-10 м.
23. Глины от темно- до зеленовато-серых плотных, тонкослоистых за счет тончайших светлых известковистых прослоев.
Видимая мощность 6-7 м.

Перерыв около 5 м.

24. Ритмичная толща чередования глин светло-серых, тонкослоистых, слабоалевритистых с прослоями крепких, плитчатых, доломитизированных известняков (до 20 см). Найдена обедненная неполносоленая фауна рыб с *Karaganops* sp. и *Mugil* sp.
Видимая мощность 5-6 м.
В следующем меандре реки наблюдается повтор слоев 22-24. В слое 23

в серых глинах найдены раковины *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* (обр. 7/10) и фораминиферы: *Quinqueloculina consobrina*, *Q. gracilis*, *Nonion tauricus*, *N. biporus*, *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Elphidium* aff. *kudakoense*, *Globigerina* sp. и др., что свидетельствует о караганском возрасте глин. В ритмичной толще слоя 24 в тонкослоистых серых глинах появляются присыпки тонкозернистого песка по плоскостям напластования.

Перерыв в обнаженности 10-15 м.

25. ? N_1^2kn1 (картвельские слои). Глины темно-бурые, почти черные, слоистые некарбонатные с многочисленными караваеобразными сидеритовыми конкрециями (15-35 см в диаметре), известковой галькой и гравием. Видимая мощность 5 м.

Перерыв в обнаженности около 20-25 м.

26. Глины зеленоватые и светло-серые, тонкослоистые, карбонатные с прослоями плитчатых мергелей или доломитов. В нижнем прослое (15 см) тонколистоватых сланцев – фауна отпечатков рыб с преобладанием сельдевых (обр. 71). Выше прослои становятся менее мощными (3-5 см). В верхней части слоя содержится обильный переотложенный наннопланктон палеогена и мела. Предыдущими исследованиями В.А. Крашенников в верхней части слоя обнаружены единичные экземпляры угнетенных *Globigerina*, *Quinqueloculina*, *Nonion*, *Discorbis*, *Bolivina*, *Bulimina* (Крашенников и др., 2003).

Видимая мощность около 30-35 м.

27. N_1^2kn2-3 . Глины темно-серые до черных, плотные, жирные, тонкослоистые, известковистые, с отпечатками рыб. Глины содержат богатый комплекс бентосных и планктонных полигалильных фораминифер с характерными конкскими формами: *Elphidium* aff. *kudakoense*, *Caucasinella* ex gr. *elongata*, *Bolivina* sp., *Globigerina bulloides*, *Globulina* sp., *Globorotalia* sp., массу отолитов, кости, чешую и зубы рыб, споры водорослей *Ovulites renata*, личиночных гастропод. В.А. Крашенников указывает еще *Globigerina tarchanensis*, *Entosolenia* sp., *Quinqueloculina* spp., *Discorbis effusus*, *D. kartvelicus*, *D. urupensis*, *Protelphidium* aff. *subgranosum*, *Elphidium* aff. *incertum*, *Cassidulina bulbiformis* (Крашенников и др., 2003). Ассоциация наннопланктона представлена многочисленными *Coccolithus pelagicus* и *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, с сопутствующими *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus macintyreii*, *Rhabdosphaera poculii*, *R. sp.*, *Helicosphaera carteri*, *H. sp.*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Pontosphaera multipora*.

У кровли в глинах на плоскостях напластования появляются присыпки слюдистого алевролита, на выветренных склонах – выцветы ярозита.

Видимая мощность 6-7 м.

28. N_1^2kn3 (веселянские слои). Мергели тонкослоистые, плитчатые, наннопланктонные с отпечатками рыб. Слой слогаается практически чистым наннопланктоном моновидовой ассоциации *Reticulofenestra pseudoumbilicus* прекрасной сохранности, с частыми целыми коккосферами и соответствует эпиболи вида-индекса слоев с *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Около 1 м.

29. N_1^2 kn3-sm1. Глины темно-серые, слоистые с присыпками алевритов. В нижних 0.7 м продолжаютя выцветы ярозита, выше появляется масса раковин *Abra* sp., редкие *Maetra* sp. Комплекс наннопланктона количественно резко сокращается и представлен *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, наряду с редкими *Rhabdosphaera pannonica*, *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowii*. 2-2.5 м.
30. N_1^2 sm1. Глины плитчатые, сильно известковистые с отпечатками длинных саргассовых водорослей (по определению М.А. Ахметьева) и отпечатками морских и эвригалинных рыб с преобладанием сельдевых *Sarmatella tsurevica*, тресковыми, мальками камбал (Банников, 2009, 2019). 5 м.
31. Глины серые, тонкослоистые, плитчатые с прослоями мергелей (до 0.35 м), с отпечатками листьев, раковинами абр с парными створками. Видимая мощность 15-20 м.
Выше обнаженность становится эпизодической.

Обсуждение и корреляция. Верхнемайкопские отложения р. Пшехи достаточно хорошо и полно обнажены, но представлены очень однообразными сильно железистыми глинами с сидеритовыми прослоями и конкрециями без четких литологических реперных особенностей, что затрудняет их расчленение и прослеживание при меандрирующем русле реки. В них отсутствуют основные группы ископаемых, найден лишь богатый комплекс ихтиофауны (Банников, 2010), который, вероятно, датируется сакараулом. Последний собран в боковых оврагах левого берега и остается непривязанным к основному разрезу в русле. Поэтому пока эта часть разреза осталась неопианной и подробно не изученной, кроме верхних 50 м, для которых получена палеомагнитная характеристика. На основании последней можно судить, что майкоп/тарханская граница в этом разрезе находится внутри зоны прямой полярности, которую Д. Палку сопоставляет с хроном C5Bn.1n (Palcu et al., 2019a). Верхние 25 м майкопской толщи (слой 3 выше кровли слоя с сидеритовыми конкрециями, рис. 37) ниже приграничных слоев намагничены обратно, а ниже слой 1, 2 намагничены прямо (C5Bn.2n). Согласно шкале GTS (Gradstein et al., 2020), эта часть майкопа еще целиком принадлежит лангию и датируется средним миоценом.

Тархан. Литологический переход от майкопа к тархану: исчезновение выцветов ярозита и постепенное увеличение карбонатности происходит быстро и без каких-либо признаков перерыва и несогласия. Важно отметить, что в данном разрезе, также как на р. Белой (в 30 км западнее), этот переход происходит внутри зоны прямой полярности, тогда как в керченском стратотипе тархана граница проходит ниже – в зоне обратной полярности. Таким образом, этот переход, четко прослеживаемый на огромной территории, не является строго синхронным и занял значительное геологическое время, видимо, в зависимости от батиметрии: в более глубоких частях бассейна аноксический режим сохранялся дольше.

Тарханские отложения довольно полно охарактеризованы как бентосной фауной – моллюсками и фораминиферами, так и ихтиофауной и планктоном – планктонными фораминиферами и наннопланктоном. Фауна рыб

указывает на соленость, близкую к нормальной, и на низкий уровень сероводородного заражения придонных вод. Причем богатые комплексы фауны и фитопланктона содержатся как в нижней, ненарушенной, так и в деформированной оползневой частях разреза.

Комплекс наннопланктона в верхах кувинских и в терских слоях таксономически не разнообразен (12 видов), но включает стратиграфически важные виды – *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans*, совместное присутствие которых, при отсутствии *Helicosphaera ampliaperta*, позволяет сопоставить его с комплексом нижней части **зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus***.

Из стратиграфических видов планктонных фораминифер в тархане шпехского разреза встречены единичные *Orbulina suturalis*, *Globorotalia (Globorotalia) scitula*, *G. (Fohsella) peripheroronda* (Головина, Былинская, 2020). Их состав указывает на принадлежность к **зоне М6 *Orbulina suturalis*** по шкале Wade et al. (2011) и возраст не древнее середины лангия, от 15.1 до ~14 млн лет.

Судя по палеомагнитным данным, нарушения в залегании слоев, выражающиеся в появлении отдельных образцов с аномальной намагниченностью, фиксируются ниже по разрезу, чем они указаны при его описании (с образца 19). Богатый состав малакофауны в слое 10 (обр. 23, 26), присутствие многих полигалинных групп бентоса и наннопланктона (в обр. 26-28), предполагает, что эта фауна и фитопланктон отвечают наиболее мористой части тархана, которая в других разрезах известна лишь с уровня «тарханского мергеля» и вблизи него. Поэтому мы считаем, что часть глинисто-ракушечного материала слоя 10, также как в слое 11, является оползшим и происходит из подстилающих слоев тархана.

Из ненарушенной кровли тарханской толщи, запечатывающей оползневую часть, имеются данные по фораминиферам (обр. 29), комплексы которых содержат *Sigmoilinita tenuis*, планктонные и другие полигалинные виды, характерные для тархана.

Чокрак. Граница с чокраком между слоями 12 и 13 проведена по изменению литологии – появлению песчаных прослоев. Чокракские виды в фауне моллюсков найдены лишь в верхней части слоя 13, примерно в 20 м выше его основания. При этом комплексы фораминифер и здесь остаются богатыми, включают планктонные формы, внизу содержат *Sigmoilinita tenuis* – согласно Богдановичу, зональную форму тархана. В фациях прослеживаются следы сильных течений, косая слоистость в песках, горизонты оползания и переотложения макрофауны (в обр. 36). Поэтому присутствие тарханских элементов в составе фораминифер, вероятно, следует объяснять переотложением. По палеомагнитным данным, граница слоев 12/13 проходит внутри хрона C5ADr обратной полярности, в отличие от положения этой границы в Камышлякском разрезе, где она проходит значительно ниже – в хроне C5Vn.1n нормальной полярности.

Вышележащие нижнечокракские отложения довольно полно охарактеризованы комплексами характерных моллюсков вплоть до основания слоя 17. Присутствие очень бедных и солоноватоводных комплексов в слое 14 с меланопсисами, мелкими *Ervilia pusilla* и *Davidaschvilia (D.) intermedia*, со-

проводящееся горизонтами переотложений и врезов, вероятно, свидетельствует об условиях авандельты.

Выше моллюски и фораминиферы встречаются редко, поэтому стратиграфические границы проведены иногда предположительно, на основании литологических и палеомагнитных корреляций с другими опорными разрезами, и прежде всего – ближайшим разрезом р. Белой, значительно полнее фаунистически охарактеризованным. Так, присутствие верхнего чокрака фаунистически осталось неподтвержденным. В то же время мы не наблюдаем значительных размывов в этой части; наличие почти полного набора палеомагнитных зон также свидетельствует о стратиграфической полноте разреза. Поэтому условно, по сопоставлению с разрезом р. Белой, мы датируем поздним чокраком слои 14 и, возможно, 15, в основном намагниченные нормально, с интервалом обратной полярности (C5ACr) в нижней части.

Караган. К карагану отнесены слои 20-24, что подтверждено находкой *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* в слое 23 (обр. 7/10 на уровне обр. 64) и более ранней находкой этого вида в черных глинах слоя 20 либо 22. В слое 24 найдена ихтиофауна с родом *Karaganops*, характерным для карагана. Верхняя граница карагана проведена между слоями 24 и 25 внутри зоны нормальной намагниченности под хроном C5AAr, что соответствует положению этой границы в разрезе горы Зеленского на Тамани, где она хорошо датирована фаунистически.

Конка. Конкские отложения в их нижней части охарактеризованы угнетенной фауной фораминифер (Крашенинников и др., 2003) и неспецифичной ихтиофауной, найденной в слое 26. Верхняя часть конкских отложений (слой 27) надежно датирована полигалинными комплексами планктонных и бентосных полигалинных фораминифер, а их кровля (слои 28, 29) – находками наннопланктона, и четко (фациально и по составу фитопланктона) сопоставляется с наннопланктонным мергелем и перекрывающими глинами в кровле конкских отложений горы Зеленского Тамани, проходящего в обоих разрезах внутри узкого хрона обратной полярности C5An.1r.

Сармат. Нижняя граница сарматского регионаруса довольно четкая, датированная как литологически, так и биотически, и отмечается появлением очень характерных для основания сармата тонколаминированных слоев с *Abra* и редкими *Maetra*, свидетельствующими о падении солености и затрудненном газовом режиме в самом начале раннего сармата.

11. Река Большой Зеленчук у аула Старо-Кувинск

Обнаженность в обрывах левого берега можно наблюдать начиная с пограничных слоев верхнего майкопа и тархана и (с небольшими перерывами) до начала сармата. Разрез является стратотипическим для кувинских слоев тархана (Мерклин и др., 1964), которые описывались в верхней части террасы в склоне к старице между аулами Старо- и Новокувинск. Ныне это обнажение полностью заросло, но самые верхи майкопской серии и полный разрез тарханского и чокракского региоарусов хорошо вскрываются в нижней части обрыва террасы к основному руслу (рис. 38). После публикации Р.Л. Мерклина и др. (1964) описание тарханской части разреза и сборы фауны были проведены И.А. Гончаровой в 1973 г. (Гончарова, 1989) и А.А. Ворониной, С.В. Поповым в 1980 г. (весь разрез). Микропалеонтологические исследования (на фораминиферы и наннопланктон) были проведены в 2001 г. по серии вскрытых канав в верхней части террасы (Крашенинников и др., 2003). При работах 2019–2020 гг. (С.В. Попов, А.В. Гужов, Т.Н. Пинчук, Л.А. Головина) еще раз детально просмотрен разрез тарханских, чокракских, караганских и конкских отложений и низов сармата, взяты образцы на фораминиферы и наннопланктон.

Описание разреза. Разрез начинается в обрывах левого берега перед аулом Новокувинск, где главное русло подходит к коренному левому берегу (рис. 38). Слои падают на север под углом 7–8°.

1. $N_1^1 \text{mkp}3$. Глины коричневатые-серые, слабо песчаные, слюдистые, плитчатые с *Saccamina* ex gr. *vulgaris* (обр. 1), у кровли ожелезненные, с ярозитом и гипсом. Видимая мощность 4 м.

Без резкой границы выше следуют:

2. $N_1^2 \text{tr}1$ (кувинские слои тарханского региоаруса). Глины серые, плотные, массивные с редкими присыпками песка слюдиисто-кварцевого с ожелезнением. В глинах встречаются обломки и окатыши подстилающих глин с ярозитом. Уже в нижней части слоя глины постепенно становятся слабокарбонатными, появляется наннопланктон (обр. 4, 5), комплекс которого включает вид-индекс зоны **NN5 *Sphenolithus heteromorphus*** шкалы Мартини (Martini, 1971), встречены моллюски: единичные *Rzehakia dubiosa*, *Abra parabilis*, *A. alba*, *Varicorbula gibba*, *Aporrhais pespelicani*, *Euspira helicina*, *Hydrobia* sp. Раковины двустворок ориентированы выпуклостью вверх, что указывает на транспортировку течениями.

В верхней части карбонатность глин увеличивается. Они содержат богатый комплекс микрофауны с полигалинными и характерными тарханскими видами: *Siphonaperta mediterraneensis*, *Sigmoilinita tenuis*, *S. tschokrakensis*, *Quinqueloculina akneriana*, *Florilus boueanus*, *Rotalia maschanliensis*, *Virgulina tarchanensis*, *Lenticulina* aff. *simplex*, *L.* aff. *similis*, *Cassidulinoides tarchanensis*, *Globigerina bulloides* (по Крашенинникову и др., 2003 и определениям Т.Н. Пинчук, обр. 6). Из моллюсков встречены многочисленные *Lentipecten denudatus*, *Nassarius coarctatus*, реже *Abra parabilis*, *Cultellus*, *Euspira helicina*. Выше преобладают *Lentipecten denudatus* и *Aporrhais pespelicani*, реже *Nuculana fragilis*, *Nucula nucleus*, которые выше, в 90 см над подошвой становятся основными в палеоценозе.

2 м.

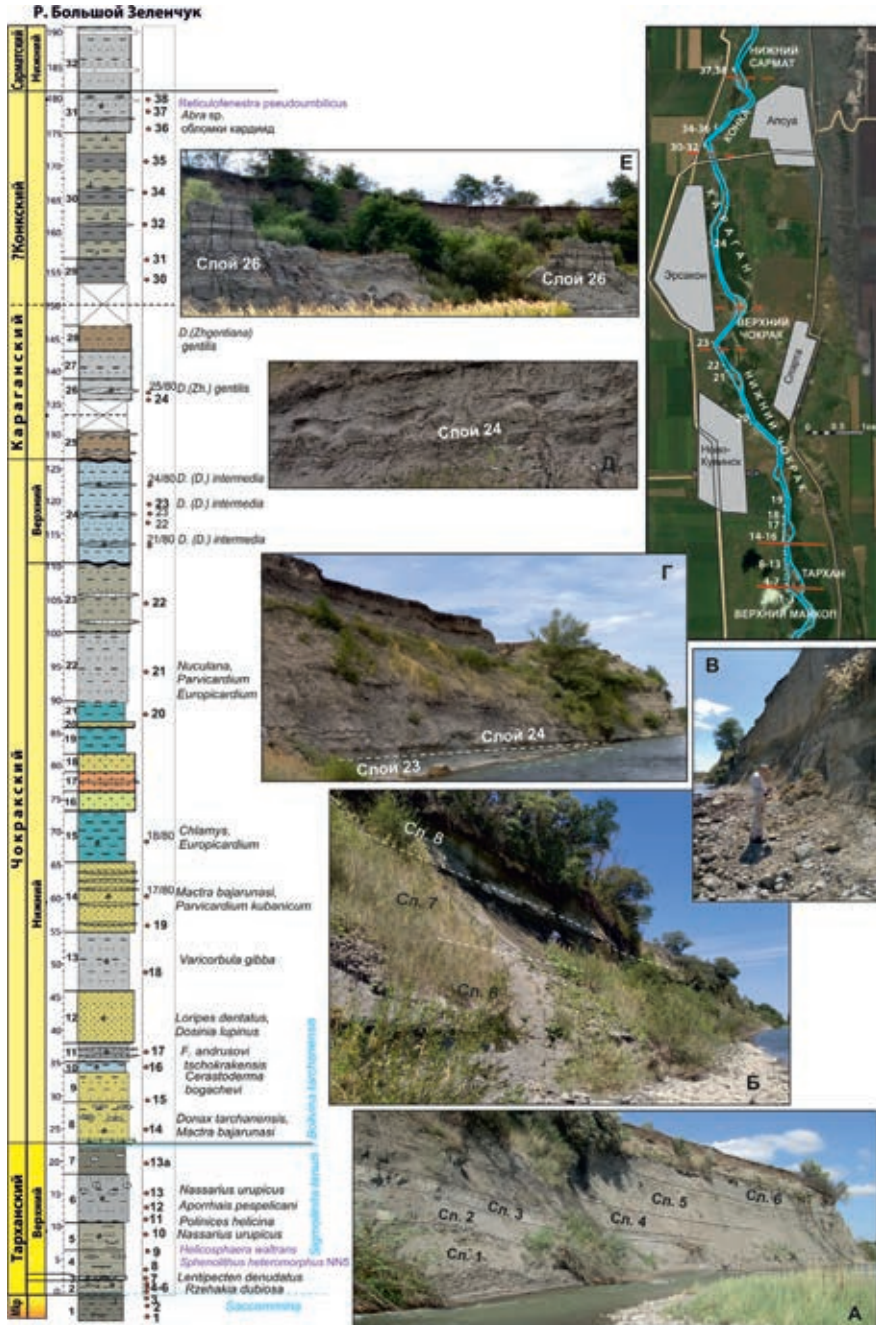


Рис. 38. Схема расположения разреза р. Большой Зеленчук, основных стратиграфических границ и схема разреза. Фото: А – основание среднемиоценовой части разреза, контакт майкопской серии (слой 1) и глин тарханского регионаруса (слои 2-6); Б – граница тарханского (слои 6, 7) и чокракского регионарусов; В – переход от нижнего к верхнему чокраку (слой 23); Г – слои 23, 24 у границы нижнего и верхнего чокрака; Д – слой 24 с биогермами; Е – останцы пород караганского регионаруса у русла р. Большой Зеленчук

С постепенным переходом

3. (Аналог «тарханского мергеля»). Глины более светлые, мергелистые, зеленовато-серые, слабоалевритистые, неслоистые с той же фауной моллюсков, но с доминированием *Lentipecten denudatus* (иногда с парными створками), *Anomia* sp., *Cultellus* sp., *Thyasira flexuosa*, *Aporrhais pespelicani*, *Euspira helicina* и редкими *Nassarius*, фрагментами морских ежей. Здесь присутствует наиболее обильный комплекс наннопланктона, включающий *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *H. mediterranea*, *H. waltrans*, *Rhabdosphaera* sp., *Rh. sicca*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis* (обр. 7). 0.5-0.6 м.
4. Глины темные, серо-коричневые, слабопесчаные, тонкослоистые с присыпками тонкозернистого кварцевого песка по плоскостям напластования, микрофауна богатая с планктонными фораминиферами: *Globigerina tarchanensis*, *G. praebulloides*, *G. aff. juvenilis*, *Globorotalia aff. obesa*, *Globoturbotalita woodi*. Среди моллюсков доминируют *Nassarius urupicus* и еще 2-3 вида этого рода, редко *Euspira helicina* и *Anachis* sp. Состав ассоциации наннопланктона остается прежним, но обилие комплекса существенно сокращается. 4 м.

По отчетливой границе, маркируемой выходами родников:

5. Алевриты темные, коричневатые-серые, неслоистые, слюдястые с двумя горизонтами небольших конкреций мергеля (0.25x0.05 м). В основании слоя (обр. 9) еще продолжает присутствовать небогатый комплекс наннопланктона, с единичными *Sphenolithus heteromorphus*, в верхней части (обр. 10) комплекс резко обедняется и представлен двумя-тремя видами. Состав фораминифер тот же, с планктонными видами. 4 м.
6. Толща частого переслаивания глин темно-серых слюдястых, песчаных, неслоистых (15-20 см) и песков желтых, тонких, слюдястых, более светлых (3-5 см) с тонкими пропластками железистых глин с ярозитом. Вверх переходит в толщу глинистого песка с прослоями глин. Встречены два горизонта округлых известковых конкреций (0.3x0.2 м), выше они переходят в пластовые конкреции известковых песчаников (0.6 м, до 1.5 м). Найдены тарханские моллюски с редкими *Lentipecten denudatus*, *Aporrhais pespelicani*, *Euspira helicina*, *Nassarius urupicus* и богатый комплекс фораминифер с *Sigmoidinella tenuis*, *S. haidingerii*, *Siphonaperta mediterranea*, *Florulus boueanus*, *Globigerina tarchanensis*, *G. bulloides* (обр. 13). Комплекс наннопланктона включает редкие *Reticulofenestra* sp. наряду с немногочисленными переотложенными формами. 7 м.

С постепенным переходом:

7. Алевриты темные, неяснослоистые, слюдястые, с мелкими конкрециями и конкреционными прослоями. 5-6 м.

По резкой границе с карманами, местами – крупной галькой местных пород (окатанных конкреций) в основании:

8. N₁²ch1. Пески мелкозернистые, слюдястые, косослоистые, с тонкими пропластками серых листоватых глин (до 1-3 мм), переслаивающихся с глинами чистыми, серыми, плотными (0.1-0.4 м). В основании слоя – прослой ракушечника с *Donax tarchanensis*, *Macra bajarunasi*,

- Europicardium pseudomulticostatum*, выше встречены еще и *Ervilia pusilla*, *Acanthocardia centumpania*, *Parvicardium michelotti*, *Mytilus fuscus*, *Varicorbula gibba* – все виды проходящие, за исключением первого вида, характерного для чокрака. К тому же комплекс менее богатый, чем в подстилающих слоях, с доминированием эндемиков. 5 м.
- Выше по неровной границе с карманами (до 10-15 см) и галькой, ракушей:
9. То же чередование глин серых, чистых (0.3-0.4 м) с прослоями песков серо-желтых, мелкозернистых с ракушечным материалом (1-1.2 м). Очень скудный комплекс наннопланктона представлен мелкими ретикулофестрами наряду с переотложенными видами палеогена (обр. 15). 6 м.
 10. Глины известковистые, синевато-серые, плотные, слабо песчанистые и слюдястые, массивные с песчаными линзами, содержащими моллюсков, включающих эндемичные чокракские виды – *Angulus fuchsi*, *Cerastoderma bogachevi*, *Macoma sokolovi* и др. (обр. 16). В составе гастропод значительна примесь наземных и пресноводных видов: семейства Helicidae (один вид), Orculidae, Pupillidae (два вида двух родов) и Cochlicopidae (*Cochlicopa*, один вид). Наземные гастроподы прекрасной сохранности с раковинами без заполнения осадком. Из пресноводных – окатанные раковины *Melanopsis* и Planorbidae (один вид). Комплекс наннопланктона аналогичен предыдущему слою. 1-1.2 м.
- По резкой границе с размывом, ожелезнением и битой ракушей:
11. Пески светло-серые, мелкозернистые, косослоистые с двумя прослоями (0.5 м) песчаника крепкого известковистого слоистого. Встречены многочисленные *Cerastoderma bogachevi*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Acanthocardia centumpania*, *Parvicardium kubanicum*, *Gomphomarcia taurica*, *Macoma sokolovi*, *Anadara bosporana*, *Loripes dentatus*, *Donax tarchanensis*, *Parvivenus marginatus*, *Ervilia pusilla*, *Nassarius contusus*, *Bittium tulskaense*, *Finella andrusovi tschokrakensis* (обр. 17). 2.5 м.
- Также по неровной границе с карманами и ракушей:
12. Пески желто-серые, мелкозернистые, кварцево-слюдястые. В верхней части слоя в двух м от кровли – конкреционный прослой песчаника зеленовато-желтого, массивного, невыдержанной мощности (0.1-0.4 м) с *Loripes dentatus*, *Dosinia lupinus*. 8-8.5 м.
 13. Ритмичная толща: пять ритмов, по 2.5-3 м. В основании по неровной границе с размывом ложатся пески с конкрециями песчаников и прослоями ракушечников, которые сменяются глинами сизо-серыми с *Varicorbula gibba* (0.5-0.7 м). Общая мощность 13-15 м.
 14. Пески грубозернистые, охристые и зелено-желтые с пропластками светлых зеленоватых, мягких, карбонатных глин, которые по простиранию и вверх по разрезу сменяются неправильными узловатыми известковистыми песчаниками, дающими ячеистый рисунок выветривания. В песках и песчаниках много раковин *Dosinia lupinus*, *Macoma sokolovi*, *Maetra bajarunasi*, *Aequipecten* sp., *Donax tarchanensis*, *Acanthocardia centumpania*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Parvicardium kubanicum*, *Caecum banoni*, *Retusa truncatula*, *R. umbilicata*, *Acteocina fusiformis*, *A. lajonkaireana*, *Ringicula costata* (обр. 19, 17/80). Образцы насыщены переотложенной фауной. 6 м.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

15. Глины купоросно-зеленые, пятнистые, комковатые. 7-8 м.
Выше по неровной границе с карманами, галькой в основании залегают:
16. Пески зеленовато-желтые, внизу грубозернистые, выше – средне- и мелкозернистые, косослоистые, с тонкими пропластками (1-3 см) светлых мягких карбонатных глин. 3 м.
17. Пески охристо-желтые, грубозернистые, косослоистые с неровными прослоями крепких известковистых песчаников. 2.5-3 м.
18. Пески грубозернистые, косослоистые, буро-зеленые. 2.5 м.
19. Глины купоросно-зеленые, комковатые, неслоистые с известковыми стяжениями. В верхней части – прослой желтого песка (0.15 м) и несколько прослоев розоватых глин. 4 м.
20. Пески буро-желтые, тонкозернистые, глинистые, слоистые. Видимая мощность 0.8 м.
21. Глины, аналогичные слою 18. 3 м.
22. Пески светло-серые, грубозернистые, слюдястые с прослоями песчаников. В них – окатанные обломки и отпечатки нижнеочокракской фауны: *Nuculana* sp., *Parvicardium* sp., *Europicardium* sp. Встречен прослой глины мягкой пластичной. Выше пески постепенно сменяются толщиной глин серых, пятнистых, комковатых, с известковыми желваками, с прослоями песков (до 20 см), желто-серых глинистых (до 1 м). 10-15 м.
23. N_1^2ch2 . Глины зеленовато-серые, слоистые, алевролитистые с карбонатными белесыми и песчаными прослоями. 10-15 м.
- Продолжение разреза – в уступе террасы левого берега на юго-восточной окраине аула Эрсакон (рис. 38), где на глинах по резкой неровной отчетливой границе с грубозернистым песком, гравелитом и кварцевой галькой в основании залегают:
24. Преимущественно глинистая толща с присыпками и прослоями песков, известняков и несколькими уровнями с караваями биогермов (до 2.5x1м), сложенными трубками червей, строматолитами, известковыми оолитами с многочисленными раковинами *Davidaschvilia (D.) intermedia*. 15-16 м.
- По отчетливой неровной границе с конгломератом в основании из окатанных обломков подстилающих пород (0.2 м), выше следуют:
25. N_1^2kg1 . Глины темно-коричневые, тонкослоистые, ожелезненные с тонкими пропластками пылеватых песков, известняков и перемытых ракушечников из раковин *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis*. Видимая мощность 5 м.
- Перерыв в обнаженности около 10 м. Далее на следующем мысу после широкой поймы обнажаются останцы карагана (рис. 38):
26. Глины плотные, серые, карбонатные, с прослоями известняков пелитоморфных плитчатых (5-10 см) и ракушечников с *D. (Zh.) gentilis*. Около 10 м.
- Залегание почти горизонтальное и еще далее на мысу перед мостом у нижнего края аула Эрсакон ложатся:
27. Глины серые, песчаные, тонкослоистые, карбонатные с присыпками и пропластками песков мелкозернистых слюдястых и прослоями ракушняков с *D. (Zh.) gentilis*. 11 м.

28. Глины серо-коричневые, тонкослоистые с присыпками пылеватых слюдястых песков. Видимая мощность 4 м.
Перерыв 7-8 м. За мостом в уступе террасы левого берега почти горизонтально (пд 2-3°С) залегают:
29. $N_1^{2?}kn1$. Глины темно-серые, тонкослоистые, карбонатные с толсто-плитчатой отдельностью с редкими прослоями тонких мергелей (3-4 см) желтовато-кремовых, песчаных с растительными остатками. Видимая мощность 4 м.
30. Чередование пачек глин бурых, мягких, пластичных, «майкоповидных», ожелезненных с гипсом и ярозитом и глин, подобных предыдущему слою. 15-17 м.
Этот слой прослеживается почти до южной окраины сел. Киево-Журавки, где также в уступе левого берега выше с постепенным переходом залегают:
31. Глины голубовато-серые, тонкослоистые, карбонатные с рыбными остатками, с прослоями песков и кремовых плитчатых мергелей. В верхней половине появляются конкреции мергелей (30x5 см), раковины *Abra* sp. и обломки кардиид. Плитчатые мергели сложены моно-видовым комплексом наннопланктона *Reticulofenestra pseudoumbilicus* без терригенной примеси (обр. 37, 38) что характерно для пограничных слоев конки / сармата. 8-9 м.
32. $N_1^{2}sm1$. Глины серые, плотные, неясно слоистые с пропластками и конкреционными прослоями известняков (0.4 м, в раздувах до 1.5 м через 4-5 м) серых, крепких, пелитоморфных. Видимая мощность 30 м.
Далее склоны, заросшие кустами и деревьями.

Обсуждение и корреляция. В стратотипе **кувинских слоев** тархана наблюдается постепенное увеличение разнообразия бентосной фауны – моллюсков и фораминифер: в самых верхах «майкоповидных», темно-серых, некарбонатных глин встречены единичные *Rzehakia dubiosa*, *Abra parabilis*, *Varicorbula gibba*, *Apporrhais pespelecani*, *Nassarius coarctatus*, *Euspira helicina*, мелкие лимацины, а также *Ammonia beccarii*, *Pterigocythere jonesi* и спикулы губок (Гончарова, 1989). При этом комплекс наннопланктона богатый с самого основания этих слоев и включает вид-индекс **зоны NN5** *Sphenolithus heteromorphus* шкалы Martini (1971). Выше глины становятся более светлыми, более карбонатными, моллюски здесь те же, фораминиферы представлены богатыми комплексами с планктонными видами.

Вышележащие наиболее карбонатные отложения (слой 3) содержат не богатый, но очень характерный комплекс моллюсков с *Lentipecten denudatus*, фораминифер, остракод и иглокожих (Мерклин и др., 1964; Богданович, 1965; Гончарова, 1989), наннопланктон обильный, со *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans*.

Выше в этом разрезе можно видеть переход от тарханских отложений к чокракским, хорошо обогащенный, довольно полно охарактеризованный моллюсками и фораминиферами. Такой переход удается наблюдать крайне редко из-за размыва или нарушения условий залегания в основании чокрака (как на pp. Пшеха и Белая), несопоставимости состава фауны в силу фаци-

альных отличий (как на разрезах Булганакской синклинали) либо полного размыва тархана чокракской трансгрессией. Однако мелководный характер описываемого разреза имеет свои трудности в интерпретации фаунистических данных. Эти сложности связаны с перебивом подстилающих отложений. Наличие перебивов прослеживается по характеру налегания слоев друг на друга, устанавливается по наличию врезов и базальных горизонтов из окатанных обломков подстилающих пород. Лишь 0.5% раковин мелких гастропод с тонкой скульптурой не несут следов окатанности. Результатом этих перебивов является присутствие элементов фауны, характерной для подстилающих отложений в более высоких горизонтах, носящее особенно массовый характер в составе микрофауны. В результате тарханские виды в составе комплексов фораминифер продолжают встречаться на протяжении большей части нижнего чокрака и датировка этих отложений возможна лишь по появлению наиболее молодых элементов в составе фауны, т. е. для этого интервала разреза – специфичных эндемиков чокрака.

Присутствие наннопланктона в этом разрезе полностью соответствует закономерностям, прослеженным в других разрезах тарханских отложений (Крашенинников и др., 2003). Первое появление наннофлоры фиксируется уже в нижней части кувинских слоев, когда бентос еще крайне беден. В ассоциации достаточно многочислен *Sphenolithus heteromorphus* и обильно представлены разнообразные хеликосферы, среди которых встречены *H. mediterranea* и *H. waltrans*. Присутствие этих стратиграфически важных видов позволяет уверенно коррелировать ассоциацию с комплексом зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus*. Наиболее богатый и разнообразный наннопланктон характерен для слоя с фауной моллюсков *Lentipecten denudatus* (аналога «тарханского мергеля») и небольшого интервала выше.

Далее по разрезу комплекс наннопланктона резко обедняется, продолжают встречаться лишь редкие экземпляры долгоживущих космополитных видов. Таким образом, интервал с обильным и разнообразным наннопланктоном зоны NN5 можно коррелировать со временем максимально широкого соощения с сопредельным морским бассейном, отвечающим максимуму тарханской трансгрессии.

Наличие верхнего чокрака в этом разрезе подтверждено фаунистически, оно установлено для слоя 24 по массовому присутствию *Davidaschvilia* (*Davidaschvilia*) *intermedia* и предполагается для слоя 23 по появлению пестроцветных, возможно, континентальных фаций.

Нижнекараганские отложения (слои 25-27) представлены мелководными бассейновыми фациями с внутриформационными несогласиями и охарактеризованы моллюсками с *Davidaschvilia* (*Zhgentiana*) *gentilis*. Выше следуют немые тонкослоистые глины, лишенные фауны моллюсков. Предположительно мы относим их к конкскому регионоосу. Граница конкского и сарматского регионоосов четко фиксируется по появлению моновидового комплекса наннопланктона с *Reticulofenestra pseudumbilicus*.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

При работах 2019 г. наш полевой отряд (Попов, Головина, Гужов, Палку) имел возможность описать и собрать фауну из серии разрезов синклинали Баврам (Bavram) западного берега полуострова, где прекрасно обнажены нижнечокракские отложения южного крыла (рис. 39, разрез АВ, рис. 40), тогда как и тархан и подстилающие толщи, выходящие на поверхность к югу от озера Сарыкум, нарушены оползнями. Тарханские отложения лучше обнажены и охарактеризованы фауной моллюсков на северном крыле, но здесь представлены в иных – известковых – фациях.

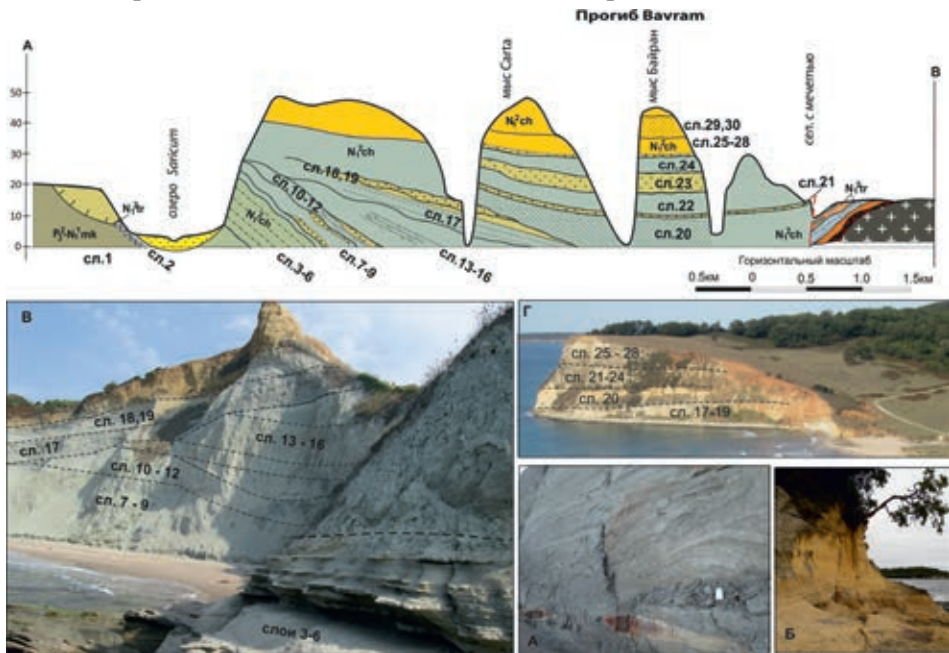


Рис. 40. Геологический профиль разреза тархана и чокрака западного побережья Синопского полуострова. Фото: А – выходы пород майкопской серии нижнего олигоцена в 5 км к юго-западу от озера Сарыкум, выше сидеритовых конкреций видны складки оползания; Б – песчаные отложения тархана у пос. Акклиман; В – слои нижнего чокрака в обрывах между озером Сарыкум и мысом Джарта; Г – выходы нижнего чокрака на мысе Джарта

Описание разреза. Наиболее низкие слои непрерывно обнаженных нижнечокракских отложений вскрываются в обрыве к морю, к северу от русла речки, вытекающей из озера Сарыкум (Saricum). Разрез этот очень мощный, фациально изменчивый, со многими уровнями несогласий и перерывов. Поэтому в итоговом описании разреза объединена часть слоев, описанных в поле.

Подстилающие чокрак слои с тарханской фауной найдены нами в южном крыле в нарушенном залегании в оползнях. Тем не менее ясно, что они здесь залегают на толще глин с ярозитом верхнего майкопа. Этот оползневой склон, сложенный глинами майкопской серии, продолжается на юго-запад на протяжении четырех км (рис. 39).

Далее майкопские глины, темно-серые, алевритистые, тонкослоистые с прослоями и конкрециями сидеритов (до нескольких метров), вскрыва-

ются в коренном залегании с падением на северо-восток под углом, меняющимся в пределах 10-15-20°. В глинах много прослоев песка от присыпок по плоскостям напластования до прослоев (20 см) с волнистой слоистостью. Много складок оползания с глинистыми катунами и песчано-раковинным материалом в основании, среди битой ракушки можно различить *Nucula* (2-3 вида), *Nuculana* (мелкие тонкостенные), *Lucinoma* cf. *borealis*, *Varicorbula* cf. *conglobata* – комплекс не специфический, но очень обычный для морских глинисто-алевритовых фаций нижнего олигоцена, видимо, перемещенный сюда из более мелководной зоны. Такие породы вскрываются на протяжении 1.5-2 км, т. е. их мощность при этих углах залегания не менее 100-150 м. Тогда как общая мощность, вместе с оползневой частью, если предположить моноклинальное залегание, вероятно, раза в три больше, т. е. не менее 0.5 км.

Далее видно, что эти темные майкопские глины залегают с довольно быстрым переходом на глинах светлых, зеленовато-серых, известковистых, алевритистых с богатым комплексом планктонных и бентосных фораминифер. Присутствие в нем *Subbotina eocaena*, *Truncorotaloides rohri*, *Globigerinatheka mexicana* и *Globigerinatheka index* позволяет датировать этот комплекс верхним эоценом (приабоном) и сопоставлять с белоглинской свитой. В основании майкопа наблюдается несколько горизонтов переотложения с катунами и перемытыми блоками белоглинского материала. Ниже, в верхах светлых мергелей, встречен крупный олистостром, залегающий с крутым падением (~40°) на юго-запад.

Описание разреза начинается со слоев, плохо обнаженных к югу от озера Сарыкум, где в оползневых блоках прослеживаются (рис. 40):

1. $N_1^{1-2}mkp3$. Толща темно-коричневых некарбонатных глин с ярозитом и гипсом.
2. N_1^{2tr3} (верхний тархан). Песчано-алевритовая порода, зеленовато-бурая с неясной слоистостью, пронизанная ходами илоедов, содержащая раковины двустворчатых моллюсков – *Ervilia*, *Ostrea*, *Arcopsis* и гастропод, характерных для верхнего тархана с преобладанием нассарийд: *Nassarius urupicus*, *N. rusticus*, *N. serraticostus*, *N. tamanensis*, *Styliferina tarchanensis*, *Bittium reticulatum reticulatum*, *Euspira helicina*, *B. tulskaense*. Богатый комплекс бентосных и планктонных фораминифер включает *Textularia tarchanensis*, *Siphonaperta mediterranensis*, *Sigmoilinita haidingerii*, *Quinqueloculina boueana*, *Flintina georgii*, *Florulus boueanus*, *Globigerina* aff. *diplostoma*, *Globigerina bulloides*. Такой состав характерен для тархана, но он включает также формы, переотложенные из верхнего эоцена (*Subbotina linaperta*, *S. eocaena*, *S. yeguaensis*, *Globoturbotalita* sp.). Более 80% комплекса наннопланктона составляют переотложенные виды эоцена, а миоценовая ассоциация представлена немногочисленными *Braarudosphaera bigelowii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera mediterranea*, *H. carteri*, *Rhabdosphaera sicca*, *Reticulofenestra* sp., *R. minuta*, *Pontosphaera multipora*, редкими *R. pseudoumbilicus* (больше 7 мкм), *Sphenolithus moriformis*, фрагментами известковых цист *Thoracosphaera* sp.

Видимая мощность 3 м.

Далее следует большой перерыв в обнаженности, не менее 40-50 м по мощности, закрытый песками и аллювием ручья, вытекающего из озера Сарыкум. Затем в береговом обрыве вскрываются:

3-6. N_1^2ch1 . Песчано-алевритовая толща, серая, грубо-слоистая с прослоями мергелей (0.2 м) и пропластками светлых глин, массой ходов илюедов и раковинами двусторчатых моллюсков – *Varicorbula gibba*, *Nassarius* spp., *Europicardium*, *Maetra* и гастропод – *Nassarius scrobiculatus*, *Gibbula kertshensis* s.l., *Pusillina protogena* и *Bittium tulskejense*, обычных для чокрака. В средней части – несколько уровней переывов и врезов, в карманах – обломки подстилающих пород.

Комплексы фораминифер богатые, включают планктонные формы *Globigerinita glutinata*, *Globigerina bulloides*, *G. foliata* и *Streptochilus pristinum*, которые известны из нижнего и среднего миоцена Центрального Паратетиса (Beldean et al., 2010 и др.). Среди них есть виды, встречающиеся в тархане, но отсутствующие в чокраке. Однако в этих крайне мелководных условиях, несомненно, происходил массовый переыв и переотложение фауны. Поэтому при невозможности отличать эти переотложенные формы по их морфологии и степени сохранности правильное датирование возможно только по самым молодым элементам фауны. Так, чокракские эндемики (*Tschokrakella caucasica*, *Sigmoilinita tschokrakensis* начинают появляться в комплексах в 10 м выше основания толщи (с обр. 2).

Видимая мощность 25-28 м.

7-9. С несколькими поверхностями размывов и несогласий – пески и песчаники с линзами мелкогалечных конгломератов и ракушечников, с карманами, заполненными глыбами известняков и песчаников (до 0.2-0.3 м). В составе моллюсков преобладают *Ervilia praepodolica* и *Varicorbula gibba*, *Finella andrusovi tschokrakensis*, реже встречаются *Lembulus emarginata*, *Pitar laskarevi*, *Loripes dujardeni*, *Chama gryphoides toulai*, *Europicardium* sp., *Aporrhais* sp. *Bittium reticulatum tschokrakensis*, *Pusillina protogena* – чокракский комплекс с переотложенными видами из тархана. 7-8 м.

10, 11. Мергель светло-серый, неяснослоистый с пятнами ожелезнения по ходам илюедов, со следами оползаний, мелким обломочным материалом и раковинами чокракских гастропод – *Bittium agibelicum*, *B. tulskejense*, *B. digitatum*. Комплекс бентосных фораминифер содержит *Siphonaperta mediterraneensis*, *Sigmoilinita tenuis*, *Quinqueloculina boueana*, *Cycloforina badenensis*, *Adelosina schreibersi*, *Quinqueloculina consobrina*, *Tschokrakella* sp., *Guttulina austriaca*. В основном это виды широкого стратиграфического распространения, либо переходящие из тархана в чокрак. Однако есть среди них и чокракские эндемики (род *Tschokrakella*). Около 10-12 м.

На мысе Джарта у уреза воды вскрывается:

12. Внизу косослоистая пачка сложена мергелями и песчаниками мелкозернистыми, зеленовато-серыми с раковинами *Ervilia*, *Nassarius*, *Loripes*. Выше, с горизонтом размыва в основании следуют мелкогалечные конгломераты с *Varicorbula gibba*, чокракскими гастроподами *Bittium agibelicum*, *B. tulskejense*, *Cerithium banaticum*, *Nassarius contusus* и др.

- В том же слое севернее мыса комплекс иной: много *Cerithium cattleyae*, *Gibbula tschokrakensis*, *G. nefas*. 3.5-4 м.
- 13-16. Алеврито-глинисто-песчаная пачка с *B. digitatum*, *B. tulskejense*, *B. agibelicum*, *B. binodulosum*, *Finella andrusovi tschokrakensis*, *F. striatoangulata*, *Nassarius contusus*, *Retusa truncatula*, гнездами ожелезнения по ходам илоедов, складками оползания. В кровле с прослоями мергеля и известняка с раковинами *Parvicardium kubanicum*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Acanthocardia centumpania*, *Loripes* sp. 21-24 м.
- Выше с угловым несогласием, по неровной поверхности хардграунда, ложатся:
17. Глины карбонатные. неслоистые с гнездами и прослоями ожелезнения, с тонкими конкреционными пропластками известняка (3-4 см). 13-15 м.
- С постепенным переходом:
18. Желтая толща чередования алевритовых и песчаных прослоев с галькой (по 15-20 см), которая содержит богатый комплекс фораминифер слоев с *Tschokrakella caucasica*. 2 м.
19. Линза песчаников грубозернистых серых массивных с прослоями мелкогалечных конгломератов и окатанными раковинами *Cerithium cattleyae* и др. 4 м.
- К северу эта линза выклинивается, на желтую толщу слоя 18 ложится:
20. Тонкое переслаивание песчаников плотных, алевритистых, светлосерых и песчаников более рыхлых, среднезернистых, более темных, слоистость мелкая косая и волнистая, с богатым комплексом бентосных фораминифер и редких планктонных видов. 13-14 м.
21. Песчаник-ракушечник оолитовый крепко сцементированный с известковыми включениями и массой раковин *Gomphomarcia taurica*, *Parvicardium kubanicum*, *Acanthocardia centumpania*, *Loripes dentatus*, *Macra* sp. 0.5-0.7 м.
- Эти слои залегают в склоне почти горизонтально со слабым падением (около 5°) в сторону моря. Крепкий песчаник залегают в нижней части склона и бронирует мысы. Выше в стенке залегают:
22. Алевролиты голубовато-серые, слюдястые, неслоистые. 2 м.
- Выше с перерывом в обнаженности залегают:
23. Толща чередования песков и крепких песчаников с включениями гальки, иногда с раковинами *Ervilia praepodolica*, *Acanthocardia centumpania*, *Parvicardium kubanicum*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Parvivenus marginata*, *Pitar laskarevi*, *Anadara bosphorana*, *Macoma sokolovi*, *Diplodonta rotundata* – богатый комплекс нижнего чокрака. 30 м.
- По простиранию на север эти пески с песчаниками переходят в пески глинистые, зеленовато-серые, тонкозернистые с тонкими (3-5 см) прослоями мергелей. Иногда наблюдаются крупная косая слоистость, прослой с известковыми окатышами и крупными (до 20 см) обломками местных пород. Вероятно, это немного более глубоководный аналог того же слоя.
- По поверхности размыва (хардграунд), с конгломератом в основании, ложатся:

24. Алевролиты серые, неясно-слоистые с более светлыми карбонатными прослоями. Около 10 м.
25. С размывом в основании – песчаник грубозернистый, несортированный. рыхлый, ожелезненный с раковинами *Europicardium*, *Acanthocardia*, *Parvicardium kubanicum*, *Ervilia*, ориентированными выпуклостью вверх, что свидетельствует о перемыве их течениями. 2.5 м.
26. Алевролиты сходные со слоем 24. 7-8 м.
27. Песчаник с раковинами *Ervilia*, *Loripes*, *Europicardium*. 2 м.
28. Алевролиты серые, волнистослоистые, слюдястые с прослоями тонкозернистого песка. 15-20 м.
29. Песчаник желтый с моллюсками *Ervilia praepodolica*, *Parvivenus marginata*, *Acanthocardia centumpania*, *Anadara bosporana*, *Aequipecten varnensis*, *Circomphalus* sp. 3-4 м.
30. Выше – желтая песчаная толща около 15 м, но склон недоступен для изучения.

Севернее берег вертикально обрывается в море. Слои залегают горизонтально, через 3 км обрыв к морю бронируется, вероятно, песчаниками слоя 21, но на них выше наблюдаются биогермные постройки.

Еще 0.5-0.7 км к северу вскрываются темные порфириды мела. На них лежит конгломерато-брекчия из обломков тех же порфиритов, мощностью от нескольких м до 10-15 м, а выше, вероятно, кора выветривания по ним рыжего цвета 2-3 м.

Выше по неровной границе с карманами залегают:

N_1^{2tr} . Известняк органогенно-детритовый с *Gigantostrea gigantea*, *Aequipecten opercularis*, *Pteria* sp., *Lentipecten denudatus*. 5 м.

На них ложится пачка песчаников косослоистых с окремнелыми прослоями, линзами и телами биогермов (до нескольких м).

Видимая мощность 4-5 м.

Примерно такой же контакт порфиритов и тарханских отложений можно наблюдать на северном побережье полуострова в парке у сел. Аклиман (Akliman) (рис. 39), где в известковистых песчаниках собрана та же фауна моллюсков, включающая еще *Spondylus* и остатки морских ежей, а в известняках – *Neopycnodonte navicularis*, *Aequipecten opercularis* и богатый комплекс планктонных фораминифер (Гончарова и др., 2015).

Обсуждение и корреляция. Наши исследования показали, что глубокое сходство синопских разрезов с предкавказскими и закавказскими прослеживается не только для среднего миоцена, но и для палеогена, по крайней мере с верхнего эоцена, когда повсеместно в Перитетисе происходило накопление мергеле-известковых белоглинских фаций. В майкопское время здесь существовал такой же глубоководный бассейн с аноксическим режимом и преимущественно глинистым осадконакоплением, как и в кавказской зоне. Характерную бентосную фауну здесь можно встретить лишь в переотложенном состоянии, транспортированную из более мелководных условий. В турецкой части бассейна, вблизи орогенных сооружений Понтида, майкопские осадки сильно опесчанены, в них много уровней с нарушенным залеганием, оползневых фаций, где шансы найти эту синхронно перемещенную фауну значительно повышаются. К сожалению, по условиям залегания

ненарушенной удалось увидеть лишь нижнюю нижнеолигоценую (досолоновскую) часть майкопской серии.

В тарханское время море, вероятно, покрыло новые площади, ранее бывшие приподнятыми. Такие обстановки мы видим на северном крыле синклинали Баврам (рис. 39). Однако причины этого трансгрессивного залегания были, вероятно, местные тектонические, а не эвстатические, так как на южном крыле мы видим обратную картину: здесь глубоководные фации аноксического майкопского бассейна резко сменяются более мелководными тарханскими и затем крайне мелководными – чокракскими. И именно этот тренд является характерным для всего Восточного Паратетиса. Но это пока – лишь общая наблюдаемая тенденция, непосредственных контактов и переходов этих толщ в синопских разрезах проследить не удалось.

Северо-турецкая часть Тарханского бассейна, вероятно, имела более широкие связи с открытыми бассейнами, чем кавказская, поскольку только тут мы находим столь богатый комплекс планктонных фораминифер и некоторые виды моллюсков: *Gigantostrea gigantica*, *Spondylus*, обилие морских ежей, множество пектинид и устриц, пока оставшихся неопределенными. Несомненно, это лишь самые предварительные данные о таксономическом разнообразии этой фауны, поскольку по тафономическим условиям здесь, на северном борту сохранились лишь моллюски, имевшие кальцитовый состав раковин. Альтернативным объяснением может быть еще недостаточное знание мелководной фауны тарханского бассейна в его кавказской части, где почти неизвестен состав бентоса из песчаных фаций.

Чокракское море в описанном разрезе отличалось крайней нестабильностью и мелководностью условий. А. Ильгар по седиментологическим особенностям различает здесь фации барьерного бара, внешней и внутренней лагун, дельты в приливно-отливной зоне, следы сильных течений и волнового воздействия и интерпретирует условия как постоянные колебания от лагуновых до шельфовых (Игар, 2015). Однако состав фауны моллюсков по разрезу остается довольно постоянным, что, возможно, отражает ее интенсивное перемешивание волновым воздействием. Это отражается на степени окатанности раковин и на составе микрофауны: тарханские виды в ней продолжают встречаться на протяжении всего чокракского разреза.

13. Селение Наспере, Западная Грузия

В бассейне р. Риони у с. Наспере можно видеть серию мощных разрезов среднего миоцена во врезках нескольких параллельных оврагов (рис. 41А, Б), которые надстраивают и дополняют друг друга. Разрезы и моллюски были описаны Л.М. Бидзинашвили (1974), а затем изучены и сопоставлены слой в слой Поповым (в 1976 году). В результате удалось проследить почти непрерывную последовательность отложений среднего миоцена от нижнего чокрака до основания сармата, довольно полно охарактеризованную остатками моллюсков, которые собраны во всей серии разрезов и последовательно пронумерованы на схеме разрезов снизу вверх (рис. 41В).

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

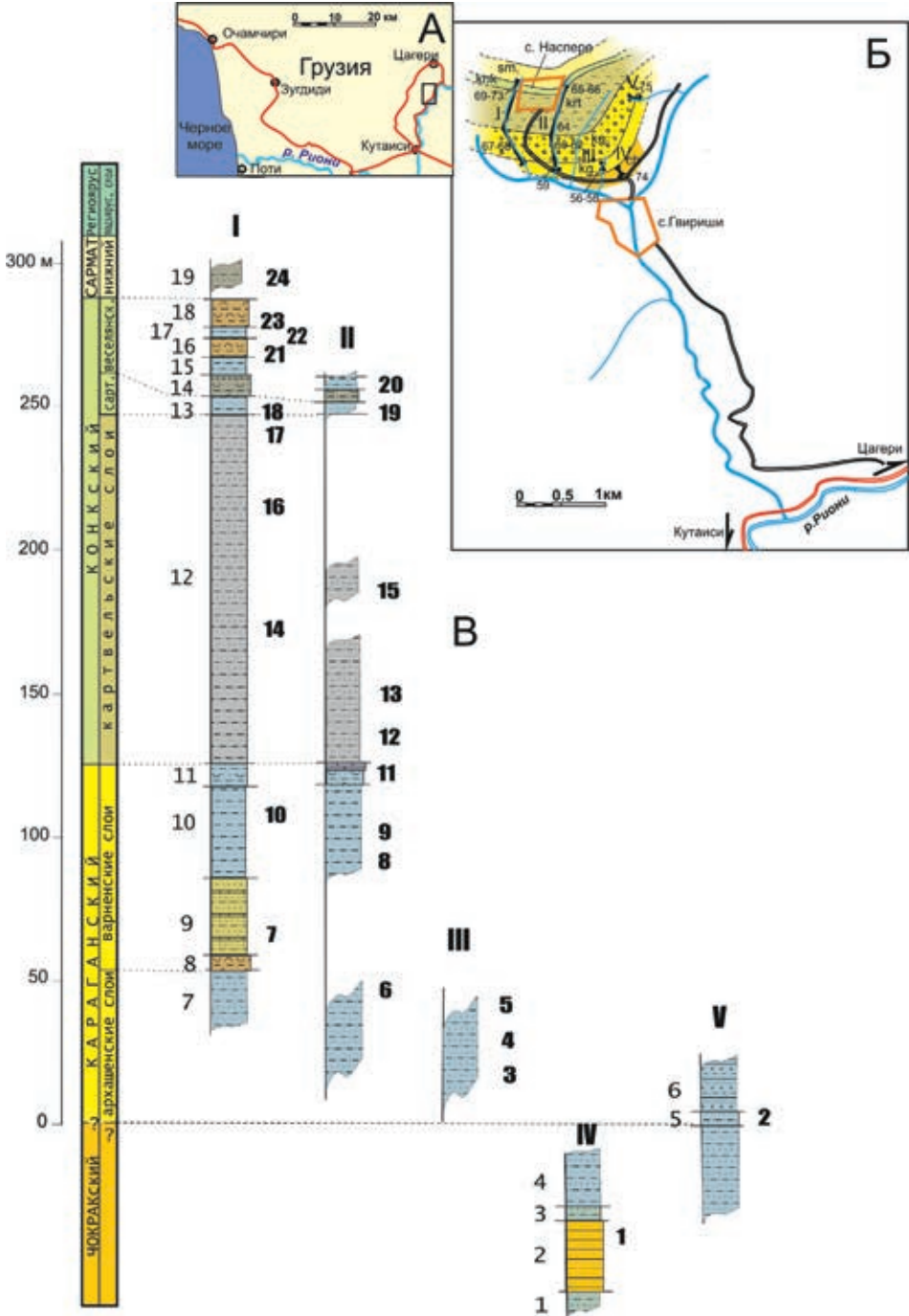


Рис. 41. Схема расположения разрезов между селениями Наспере и Гвириши (А и Б). Римскими цифрами обозначены номера разрезов. В – схема сопоставления разрезов среднего миоцена. Цифрами слева от колонок показаны номера слоев, а справа полужирным – фаунистические уровни по моллюскам. Подробнее см. в тексте

3. Алевролиты глинистые голубовато-серые, слоистые с более плотными песчаными прослоями. В нижней части слоя в песках собраны *Nuculana fragilis*, *Mytilaster volhynicus*, *Ervilia praepodolica*, *Mastra bajaranasi*, *Parvicardium michelottii*, гастроподы (фаунистический уровень 1, обр. 74). 5 м.
- От дороги вверх по склону по руслам двух параллельных оврагов прослеживаются:
4. Алевролиты голубовато-серые, тонкослоистые, без фауны. Около 100 м.
5. $N_1^2\text{kg1}$ (нижний караган). Алевролиты неслоистые с *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* и обломками гастропод: *Melanopsis* sp., *?Gibbula*, *?Zhgentia* (уровень 2, обр. 75). 4-5 м.
6. Алевролиты тонкослоистые, голубовато-серые с мощными (1-2м) прослоями более плотных конгломератов и песчаников с *D. (Zh.) gentilis*, *Zhgentia grandis* (уровень 3, обр. 56). Не менее 100 м.
7. Переслаивание песчаников глинистых, глин и алевролитов с прослоями более плотных песчаников (0.2-0.4 м). В песчаных прослоях раковины *D. (Zh.) gentilis* ориентированы выпуклостью вверх (уровень 4, обр. 57; уровень 5, обр. 58; уровень 6, обр. 59), в глинистых прослоях находятся в прижизненном положении, но рассыпаются. 45-50 м.
8. $N_1^2\text{kg2}$. Конгломераты глинистые с крупными валунами. 4,5-5 м.
9. Переслаивание песчаников, глин и алевролитов с прослоями известняков. В известковых прослоях трубки червей *Ditrupa*, в песчаных – *Savanella andrussovi* (уровень 7, обр. 67). 30-40 м.
10. $N_1^2\text{kn1}$. Глины голубовато-серые с прослоями более плотных алевролитов и песчаников (от 0.2 до 1.0 м). Внизу – *Barnea ujraticum*, *B. ustjurtensis*, редкие *Ervilia trigonula*, *?Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* (уровень 8, обр. 60), выше – преимущественно *Barnea ustjurtensis* (уровень 9, обр. 61), еще выше – масса *Ervilia trigonula*, реже *Barnea ujraticum*, *B. praeustjurtensis* (уровень 10, обр. 68). 35-40 м.
11. Плотные синевато-серые алевролиты с более рыхлыми прослоями, в которых масса *Ervilia trigonula*, *Ervilia pusilla*, *Barnea praeustjurtensis* (уровень 11, обр. 62). 4-5 м.
В обнажении II выше алевролитов – плотные биогермные известняки, розовато-серые с трубками червей, мощностью 2.5-3 м. По нему – водопад.
12. Глины серые с более плотными прослоями алевролитов и песчаников, иногда с *Barnea pseudoustjurtensis* (уровень 12, обр. 64), *Barnea* sp. (уровни 13-16), в кровле толщи – *B. pseudoustjurtensis*, *B. praeustjurtensis*, *B. kubanica*. (уровень 17, обр. 70, 69а).
- Видимая мощность более 50 м (по Бидзинашвили, 1974 – 145м).
13. $N_1^2\text{kn2}$. Глины голубовато-серые с прослоями песчаников бурых рыхлых глинистых (0.2-0.3 м). В глинах в основании слоя в обнажении I найдены – *Varicorbula gibba*, *Mytilaster* sp., *Ervilia*, *Barnea pseudoustjurtensis*, *Barnea scrinia*, гастроподы *Nassarius* sp., *Retusa (Cyllichnina)* sp., брахиоподы *Lingula menneri*, известковые черви *Ditrupa* (уровень 18, обр. 69). В глинах в обн. II – *Abra alba*, *Acanthocardia platowi*, *Europicardium multicostatum*, *Parvicardium subhispidium*, *Cerastoderma*

- scylotica*, *Circumphalus subplicatus*, *Goldia minima*, *Aporrhais alatus* обломки морского ежа (уровень 19, обр. 65), в песчаниках – *Varicorbula gibba*, *Maetra* sp., *Parvicardium* sp., *Chlamys* sp., *Anomia* sp., *Diloma (Paroxistele) orientalis*, *Aporrhais alatus*, *Oxistelle* sp., *Nassarius* sp. (уровень 19, обр. 66). 7 м.
14. N_1^2kn3 . Песчаники грубозернистые, рыхлые, глинистые, серые и бурые, толстослоистые, иногда линзы с *Maetra*, *Varicorbula gibba* (уровень 20). Встречаются прослой валунно-галечных конгломератов с раковинным детритом и мелкими эрвилиями. 7-8 м.
15. Алевролиты голубовато-серые, плотные, слоистые с присыпками слюдястых песков и включениями растительного детрита. 6-7 м.
16. С постепенным переходом – чередование песчаников очень плотных и более рыхлых, алевролитов и конгломератов. В верхней части пачки найдены *Maetra* sp., *Donax* sp., *Varicorbula gibba* (уровень 21). 7-8 м.
17. Глины голубовато-серые, слабослоистые с *Politiitapes vitaliana*, *Ervilia pusilla*, *Obsoletiformes* cf. *obsoletum*, *Varicorbula gibba*, *Abra* sp., *Maetra*, *Donax*, *Gibbula* cf. *cremenensis*, *Hydrobia morgani*, *Rissoa (Turboella) acuticostata*, *Rissoa (Pseudoturboellina) laskarevi*, *Turritella pythagoraica*, *T. spirata*, *Euspira helicina*, *Acteocina lajonkariana*. (уровень 22, обр. 71). 3.5-4 м.
18. Переслаивание песчаников плотных, глинистых, алевролитов, известняков-ракушечников и конгломератов. Из ракушечников в основании слоя собраны *Maetra* sp., *Plicatiformes preplicatus*, *Aequipecten* sp., *Anadara turonica*, *Varicorbula gibba*, *Ervilia*, *Gibbula* cf. *cremenensis*, *Turritella pythagoraica*, *T. spirata*, *Alaba costellata anomala*, *Acteocina lajonkariana* (уровень 23, обр. 72, 73). 10 м.
19. N_1^2sm1 . Песчаники среднезернистые, коричневатые-серые, прослоями косослоистые с крупными *Maetra*, *Politiitapes*, *Ervilia* (уровень 24).

Видимая мощность 5-7 м.

Обсуждение и корреляция. В этом разрезе выделяются хорошо фаунистически датированные нижний чокрак, нижний и верхний караган, картвельские, сартаганские и веселянские слои конкского регионаруса и нижний сармат. Сартаганские слои конки выделяются менее уверенно, т. к. комплекс не очень богат. Интересно отметить присутствие двух видов туррителл в верхах конкских отложений (в слоях 14 и 15), крайне редких даже в сартаганских комплексах. Здесь же найдена *Anadara turonica*, отсутствующая в подстилающих слоях. На основании этих находок Л.Б. Ильина делает вывод о новом приходе морской фауны в позднеконкское время. Однако грубо-терригенный характер отложений не позволил получить данных по наннопланктону, а постоянное присутствие конгломератов и грубых песчаников оставляют возможность и альтернативного объяснения находок этих видов полигалинных моллюсков как переотложенных.

14. Таманский полуостров

Именно классические разрезы неогена черноморского побережья Таманского полуострова, наряду с керченскими, в конце 19 – начале 20 веков послужили в качестве опорных при разработке региональной стратиграфической схемы Восточного Паратетиса. Стратиграфическое и тектоническое исследование таманских разрезов проводилось Г. Абигом в 1850–1860-х годах, а затем Н.И. Андрусовым (1903, 1906). В 1906–1915 гг. К.И. Богданович, С.И. Чарноцкий, И.М. Губкин и К.А. Прокопов провели по заданию Геолкома геологическую съемку выходов палеоген-неогеновых отложений в полосе предгорий Северного Кавказа от Таманского полуострова до р. Белой. Результаты предшествующих исследований были обобщены в 1940 г. в томе «Неоген» Б.П. Жижченко, В.П. Колесниковым и А.Г. Эберзиным. Следующей сводкой является очерк «Таманский полуостров», написанный А.К. Богдановичем и В.Н. Буряком (Неогеновая система, 1986). Геологическая карта Таманского и Керченского полуостровов на регионарусной основе была опубликована в монографии Е.Ф. Шнюкова с соавторами (1981). В 1970–80 гг. стали исследоваться палеомагнитные характеристики пород (Певзнер, Чиковани, 1978), абсолютный возраст трековым методом по пеплам (Чумаков и др., 1992; Чумаков, 1993), состав наннопланктона (Семененко, Люльева, 1978), споры и пыльца (Ананова и др., 1985). В рамках геологического доизучения площадей масштаба 1:200 000 (ГДП–200) была проведена геологическая съемка Кавказской серии листов, включая Таманский полуостров (Корсаков и др., 2013).

Относительно глубоководные условия осадконакопления в Таманском прогибе обеспечили мощные, почти непрерывные последовательности отложений среднего и верхнего миоцена и значительной части плиоцена, вскрытые в естественных обнажениях. Несмотря на глубоководность, таманские разрезы достаточно полно охарактеризованы остатками моллюсков – ведущей группы в стратиграфии неогена Паратетиса для выделения всех регионарусов и подъярусов. В то же время они содержат остатки фораминифер, остракод, мшанок и фитопланктона: диатомей, известковый наннопланктон и диноцист – групп, на основе которых в значительной степени строится современная биостратиграфия.

Коллективом настоящей монографии изучение таманских разрезов ведется в течение более 20 лет, начиная с работ по подготовке к совещаниям 1996, 1998 гг. (Попов, Застрожных, 1998). За этот период проведены литолого-фациальные исследования, включающие послойные описания основных разрезов (С.В. Попов, А.С. Застрожных, Ю.В. Ростовцева, Н.Ю. Филиппова, Л.А. Головина, И.А. Гончарова), изучен вещественный состав отложений (Ростовцева, 2009а, б, 2012), установлен таксономический состав, характер распространения двустворчатых и брюхоногих моллюсков (И.А. Гончарова, С.В. Попов, Л.Б. Ильина, А.В. Гужов), остракод (Н.И. Дыкань, И.А. Николаева), фораминифер (Т.Н. Пинчук, Ю.В. Вернигорова), наннопланктона (Л.А. Головина), диатомей (Э.П. Радионова, Т.Ф. Козыренко), органикостенного фитопланктона (динофлагелляты, зеленые водоросли – Н.Ю. Филиппова, Н.И. Запорожец), пыльцы и спор высших растений, мхов, грибов

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

(Н.Ю. Филиппова). Материалы по микрофауне и фитопланктону, будучи надежно привязанными к данным по моллюскам, дали много принципиально новой информации об этих разрезах (Paleontology ..., 2016). В последние годы при нашем участии стали детально исследоваться палеомагнитные характеристики пород (Krijgsman et al., 2010; Vasilev et al., 2011; Palcu et al., 2017), проводится астростратиграфическое изучение среднепериодической цикличности состава осадков и степени их намагниченности (Ростовцева, Рыбкина, 2014; Рыбкина, Ростовцева, 2014; Rostovtseva, Rybkina., 2017).

Ниже приводится описание и палеонтологическая характеристика четырех основных опорных разрезов миоцен-плиоценовых отложений Таманского п-ова (рис. 42): гора Зеленского – мыс Панагия, мыс Попов Камень, мыс Железный Рог, станица Тамань.

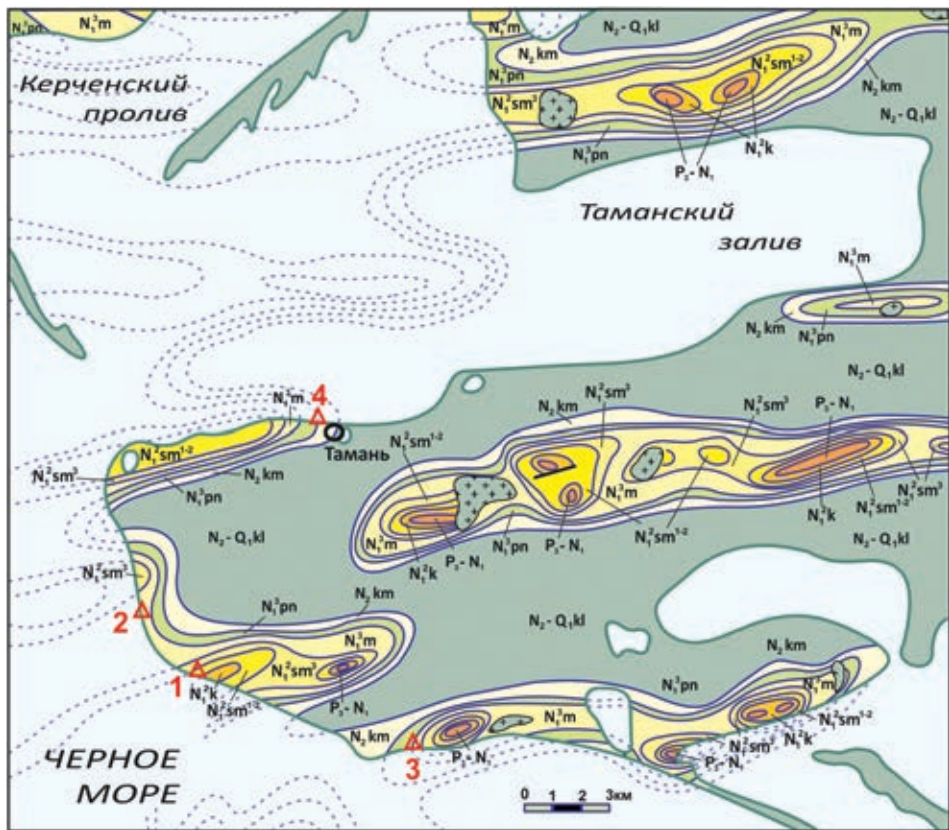


Рис. 42. Геологическая карта юго-западной части Таманского полуострова (по: Шнюков и др., 1981, с изменениями) с расположением опорных разрезов: 1 – Панагия – гора Зеленского; 2 – Попов Камень; 3 – Железный Рог; 4 – Тамань. Условные обозначения см. рис. 30

14.1. Гора Зеленского – мыс Панагия

Разрез протягивается от ядра антиклинальной складки у горы Зеленского (рис. 43) до мыса Панагия и далее к мысу Попов Камень и хорошо обнажен в высоком береговом обрыве черноморского побережья Таманского полуострова, где последовательно вскрываются отложения верхнего чокрака, карагана, конки (рис. 44), сармата и мэотиса. Основной отбор образцов на макро-, микрофауну и фитопланктон был проведен в 2007 году (образцы, вынесенные на фотопанораму), палеомагнитные образцы в сарматской части были отобраны Ю. Василев в 2005 году, остальной разрез был исследован В. Крайшманом и Д. Палку в 2015 г. (Palcu et al., 2019b). Ныне нижняя (чокрак – нижний сармат) часть разреза стала труднодоступной, так как вошла в охранную зону, а местами и перекрыта портовыми сооружениями. Вышележащие отложения мэотиса вскрываются в продолжении этого разреза к северо-западу от мыса Панагия.

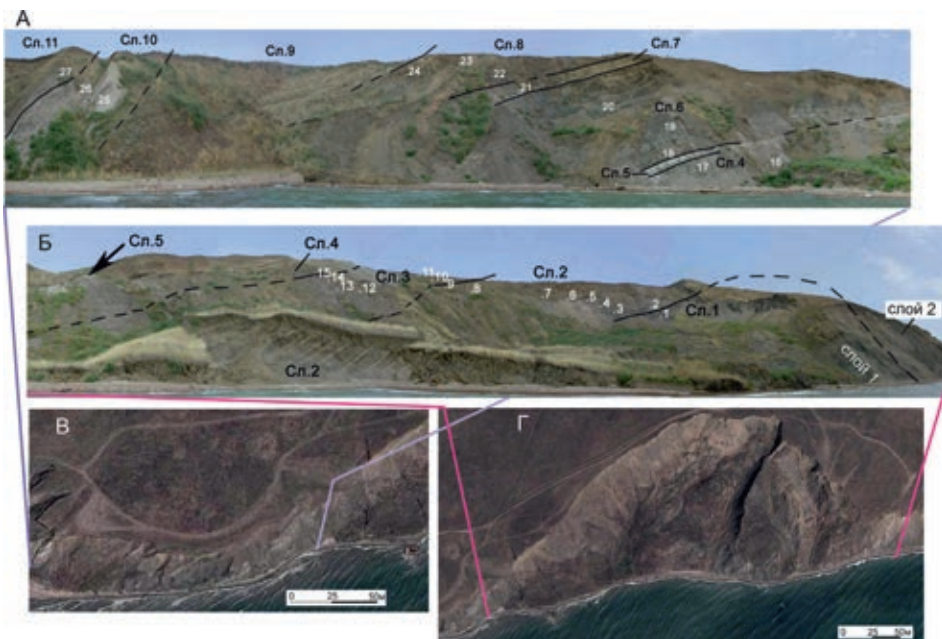


Рис. 43. Разрез среднего миоцена в ядре антиклинали горы Зеленского: А – фотопанорама берегового обрыва к западу от ядра, обнажение конкского регионаруса (слои 4, 5) и нижнего сармата (слои 6-11а) до строительства портового терминала (ныне на месте слоев 9-11 – подъездные пути порта); Б – фотопанорама ядра антиклинали, сложенного верхнечокракскими отложениями (слой 1), караганскими (слой 2) и конкскими (слои 3, 4, 5). Белыми цифрами показаны основные взятые образцы. В и Г – космоснимки того же побережья из Google

Описание разреза. В ядре антиклинали залегают (рис. 43, 44):

1. N_1ch_2 . Глины темно-серые, известковистые, тонкослоистые, с вторичными выделениями гипса. В кровле пачки встречены мелкие двустворчатые моллюски *Davidaschvilia intermedia*, характерные для верхнего чокрака.
Видимая мощность около 10 м.

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

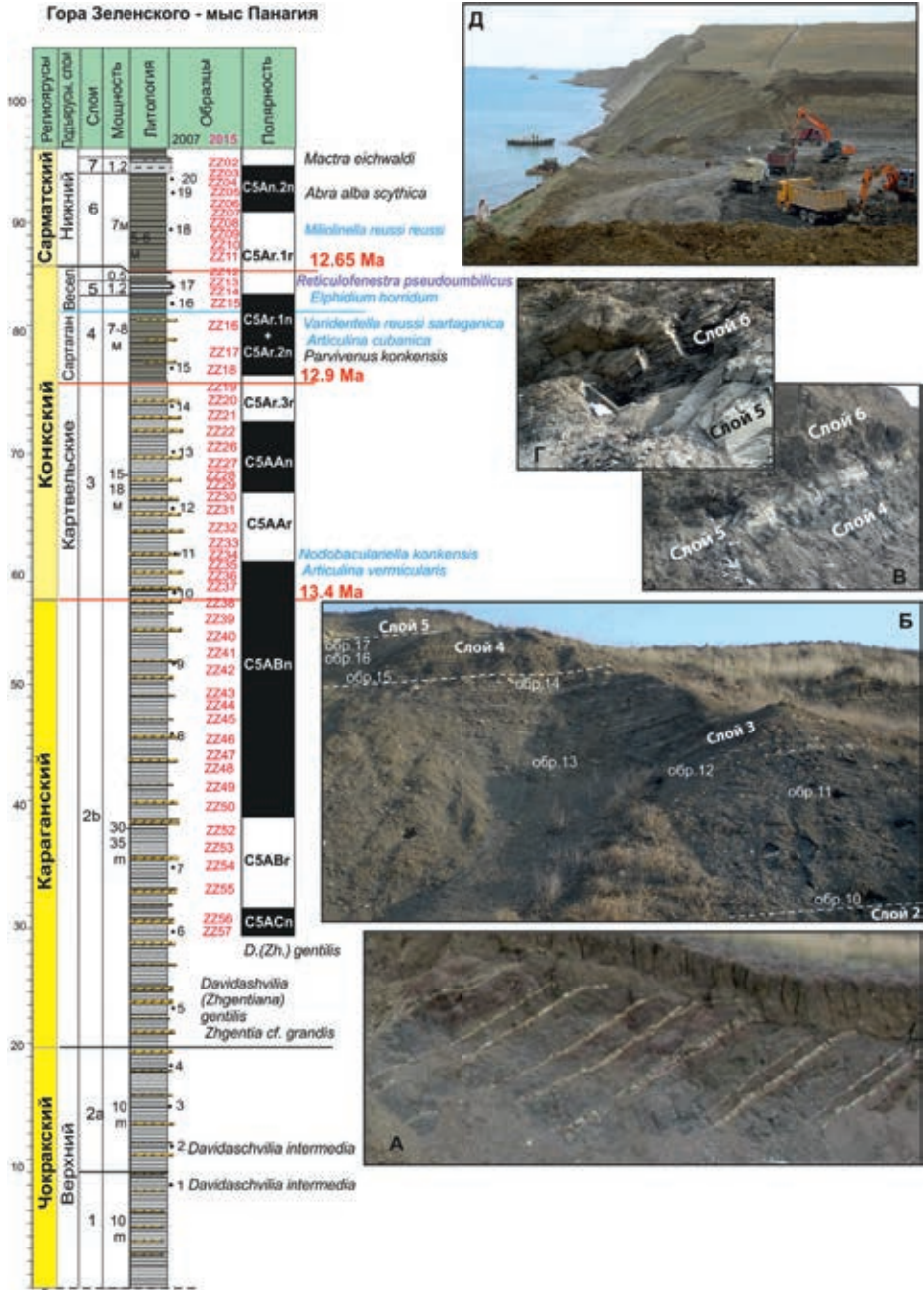


Рис. 44. Схема опорного разреза верхов чокракского, караганского и конкского региоарусов среднего миоцена горы Зеленого – мыса Панагия Таманского полуострова с палеомагнитной характеристикой караган – нижнесарматских отложений. Фото: А – оползший фрагмент ритмичной глинисто-карбонатной толщи карагана; Б – слои 3-5 конкской части разреза с расположением образцов 2007 г.; В – маркирующий слой 5 листоватого наннопланктонного мергеля; Г – тот же слой крупнее; Д – работы по сооружению портовых сооружений у границы нижнего и среднего сармата

Выше в западном крыле антиклинали описаны:

- 2а. Ритмичное чередование пачек глин темно-серых, известковистых (0,5-2,5 м), с прослоями тонкозернистых известняков, часто доломитизированных (до 0,1-0,3 м). В низах слоя встречены трубочки червей *Pectinaria lepidosa*, сложенные раковинками *D. intermedia*. В глинах слоев 1 и 2а (обр. 1-4) найден относительно глубоководный комплекс фораминифер с *Hyperammia* и *Trochammia* с агглютинированной раковиной, с преобладанием милиолид. Присутствие моллюсков *D. intermedia* и вида *Discorbis tschokrakensis* в составе фораминифер, характерного для слоев с *Florilus parvus*, указывают на позднечокракский возраст. Около 10 м.
- 2б. N₁kg. Выше, в той же толще переслаивания глин и подчиненных карбонатных прослоев, на поверхностях доломитизированных известняков и в глинах найдены *Davidashvilia (Zhgentiana) gentilis* и *Zhgentia* cf. *grandis*, характерные для карагана. Столь однообразный комплекс моллюсков и крайняя обедненность состава фораминифер указывают на обитание в условиях стрессового гидрологического режима бассейна. Около 35 м.
3. N₁kn1. Наблюдается постепенный переход от ритмичного чередования глин и известняков к более однородной пачке глин темно-серых, слабо карбонатных с редкими и тонкими (3-5 см) прослоями известняков и мергелей. Эти более однородные глины становятся более темными жирными, вязкими, неслоистыми. В кровле вновь наблюдается ритмичное чередование глин и подчиненных прослоев доломитизированных известняков. Найден наннопланктон *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* и фораминиферы нормально-морских родов *Nodobaculariella*, *Articulina*, *Reussella*, *Cassidulina* (Вернигорова и др., 2006), в том числе руководящие виды конкского региояруса: *Varidentella reussi sartaganica*, *Nodobaculariella konkensis*, *Articulina vermicularis*, *Nonion tauricus*, *Discorbis kartvelicus*, *D. supinus* (рис. 45). Комплекс диноцист (20 таксонов в нижней части слоя по данным Н.И. Запорожец, 1998) с доминированием *Spiniferites* (в том числе *S. mirabilis*), *Operculodinium microtrianum*, *Selenopemphix*, *Lejeunecysta*, *Lingulodinium*, *Labyrinthodinium truncatum*, *Distatodinium paradoxum*, *Cyclopsiella vieta*, *Trinovantedinium*, *Cleistosphaeridium (Systematophora)*, *Dapsilidinium pastielsii*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Impagidinium velorum*, *Homotryblium tenuispinosum* включает морские виды, обычные для миоцена Средиземноморья. 15-18 м.
- 4.1.-4.6. N₁kn2. Глины темно-серые, известковистые, тонкослоистые, листоватые, с редкими прослоями (до первых см) тонкозернистых карбонатных пород. В глинах, в основании подслоя 4-2 найдены *Parvivenus konkensis*, *Alveinus nitidus*, *Mytilaster volhynicus*, *Ervilia trigonula*, *Modiolus* sp., ?*Barnea* sp., ?*Abra* sp., первые два вида известны лишь из конкских отложений. В составе наннопланктона (рис. 45, обр. 80-84) появляются виды, отсутствовавшие в подстилающих слоях (*Cricolithus jonesi*, *Helicosphaera* sp.). Заметную роль в комплексе диноцист в этом интервале приобретают *Lejeunecysta beninensis* и *Spiniferites*. Отмечены

Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

cf. *Fromea*, *Tectatodinium*, *Batiacasphaera*, *Lingulodinium*, *Cometodinium*, *Sumatradinium*, *Selenopemphix*, *Huysrichosphaeropsis* и др. (по данным Н.И. Запорожец, 1998).

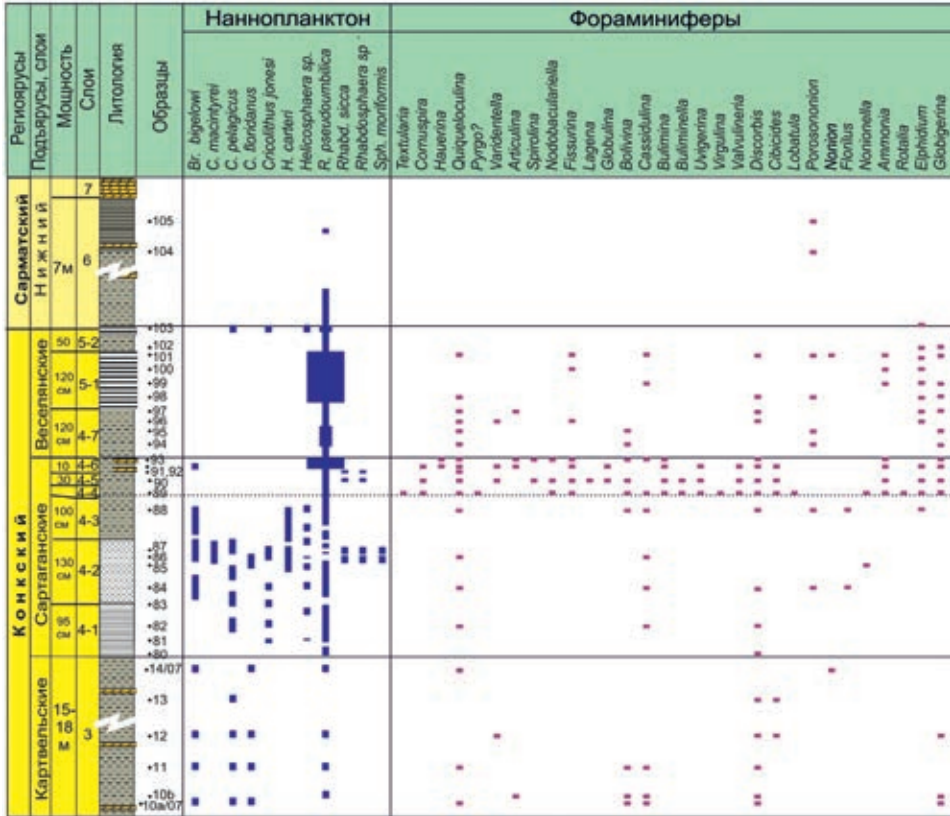


Рис. 45. Схема распределения видов наннопланктона и родов фораминифер в конкских слоях разреза горы Зеленского

- Выше, в средней части слоя 4 (обр. 85-93), встречен довольно разнообразный комплекс наннопланктона (рис. 45) и планктонные и бентосные фораминиферы, в том числе обитатели полносоленых бассейнов – *Globigerina bulloides*, *Globorotalia* sp.; среди бентосных форм – характерные виды сартаганских слоев: *Quiqueloculina gracilis*, *Varidentella reussi sartaganica*, *Articulina cubanica*, *Bolivina dilatata* и др. 6–6.5 м.
- 4-7. N_1kn3 . Еще выше (обр. 93-97) наблюдается исчезновение полига- линных видов фораминифер, начинают преобладать представители рода *Elphidium*. В составе наннопланктона доминирует *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. В верхней части слоя диноцисты представлены многочисленным олигодоминантным сублиторально-лагунным комплексом из *Cleistosphaeridium (Systematophora) spp.* и *Polysphaeridium zoharii*. 1.2 м.
- 5-1. Горизонт тонкого ленточного переслаивания прослоев глин темно-се- рых и белесых известковых пропластков, сложенных наннопланктоном

Reticulofenestra umbilicus, хорошо выделяющийся в разрезе. В составе бентосных фораминифер доминируют эвригалинные *Elphidium*, в том числе *E. horridum* (обр. 97-101), характерный для веселянских слоев. Встречены морские виды: *Quiqueloculina guriana*, *Q. sartaganica*, *Varidentella reussi sartaganica*, *Cassidulina bulbiformis*, *Discorbis supinus*, *Florilus boueanus*. 1.2 м.

- 5-2. Верхний уровень массового развития *Reticulofenestra pseudoumbilicus* располагается в полуметре над кровлей маркирующего пласта 5.1 в тончайшем (0.5 см) слоечке светло-кофейных известковистых глин (обр. 103), отмечая кровлю веселянских слоев. Общая мощность 1.7 м.
6. **N₁sm1.** Глины темно-серые, известковистые, листоватые, жирные, с небольшим содержанием песчано-алевритовой примеси (3-8%), обломками костей рыб, вторичными выделениями пирита и гипса, ожелезнением. В 2 м от подошвы слоя появляются многочисленные раковины *Abra alba scythica*, что очень типично для основания сармата, реже встречаются *Musculus* sp., *Maetra* sp. Комплекс фораминифер – с многочисленными видами милиолид, характерных для слоев с *Miliolinella reussi reussi* нижнего сармата. 7 м.
7. Глины светло-серые, известковистые, с обломками костей рыб, обилием аморфного органического вещества, вторичными выделениями пирита и гипса. 1.2 м.
8. Глины темные, сходные с глинами слоя 6, с пачками более светлых глин, подобных слою 7, с *Abra* sp., *Ervilia* sp., *Obsoletiformes* sp., *Maetra* sp., *Musculus* sp., и тем же комплексом фораминифер нижнего сармата. Около 15 м.
9. Глины серые, слоистые, часто с выцветами ярозита, с прослоями тонкозернистых, доломитизированных карбонатных пород (0.1-0.2 м). Верхний прослой – линзовидный, мощностью до 0.6-0.7 м, с раковинным детритом и раковинами *Maetra eichwaldi*, *M. cf. andrussovi* и др., характерными для нижнего сармата. 15 м.
10. Слабо обнажены – глины темные, зеленовато-серые, слабоизвестковистые, от массивных до тонкослоистых с тонкими прослоями алевритов. В верхней части встречены *Maetra cf. eichwaldi*, *Obsoletiformes cf. obsoletum*, найдены переотложенные кокколиты мела и палеогена. Около 20 м.

Перерыв 40-50 м.

11. **N₁sm2.** Глины серо-зеленые, прослоями тонкослоистые, с примазками алевритового материала, слабо- и неизвестковистые, с редкими белесыми прослоями ламинированных карбонатных пород (3-4 см). В основании слоя найдены *Maetra* sp., а выше – масса *Musculus sarmaticus*, *Replidacna nigra*, *Obsoletiformes ex gr. obsoletum*, *Maetra (Sarmatimaetra)* sp. Все виды являются переходящими из нижнего в средний сармат. Выше в пачке тонколаминированных глин (4 м) встречены *Cryptomaetra pseudotellina*, *C. pesanseris*, *Maetra* sp., свидетельствующие о самом основании среднего сармата. Глины представлены чередованием светло-серых и белых карбонатных прослоев (0.1 – 1.0 см), состоящих из мелких

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

кокколитов *Syracosphaera*, с редкими фрагментами *Braarudosphaera bigelowii*, со слоями темно-серых карбонатных глин (2-4 см). Богатый комплекс фораминифер (начиная с обр. 28) характерен для **слоев с *Dogielina sarmatica*** среднего сармата (Bogdanowicz, 1971).

Верхняя часть толщи представлена более толстослоистыми зеленовато-серыми глинами и также содержит метровый прослой белесых ламинированных глин (обр. 11-16/12). 35 м.

Далее разрез нарушен оползнями (рис. 46). Эпизодически вскрываются:

12 Глины серо-зеленые, тонкослоистые, однородные, слабо- и неизвестковистые, с редкими моллюсками *Plicatiformes praeplicata*. Около 40 м.

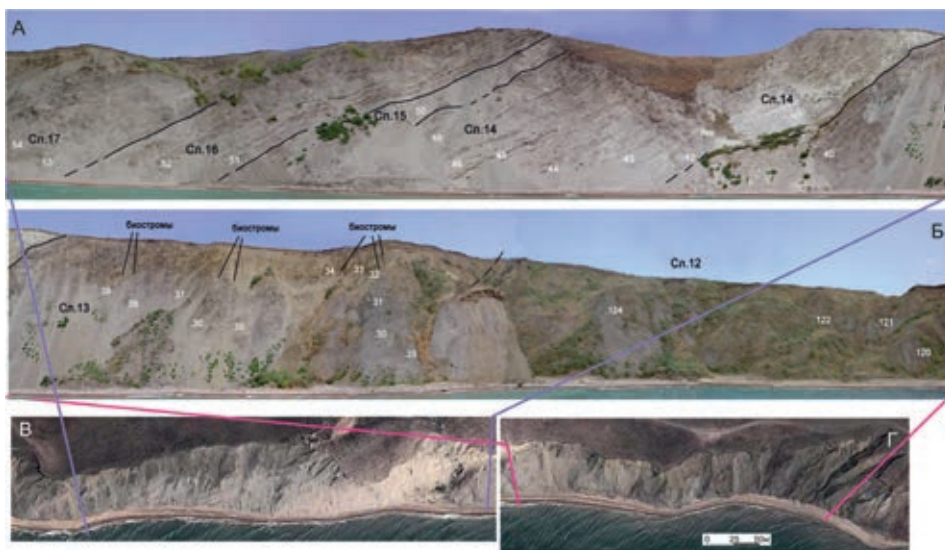


Рис. 46. Разрез сармата к востоку от мыса Панагия: А – фотопанорама обнажения верхнего сармата (слои 16-17) и верхов среднего сармата (слои 13-15); Б – восточнее склон сложен криптомактровыми глинами среднего сармата (слои 12, 13, горизонтальный масштаб редуцирован относительно вертикального). Обозначены слои и основные взятые образцы; В, Г – космоснимки участков этого побережья из Google

13. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабоизвестковистые, с редкими тонкозернистыми карбонатными прослоями (5-8 см), в нижней части с незначительным содержанием алевроитовой примеси, в верхней – слабоалевритистые, слабодиадомовые, с *Cryptomacra*, *Macra* cf. *urupica* и *Replidacna* cf. *nigra*, спикулами кремниевых губок, раковинами фораминифер. Прослои глин содержат богатый комплекс фораминифер с многочисленными раковинами родов *Articulina* и *Quinqueloculina*, характерный для **слоев с *Dogielina sarmatica*** среднего сармата (Bogdanowicz, 1971). В составе диатомей в нижней части слоя (обр. 31), появляются виды *Actinostephanos podolicus*, *Achnanthes baldjikii* var. *podolica*, характерные для среднего сармата.

В верхней части наблюдается несколько уровней скоплений мелких (до 1 м) желвакообразных микробиальных биогермов (рис. 47), мелкока-

вернозных, сложенных тонкозернистым карбонатом (кальцитом и/или доломитом) и содержащих раковины гастропод *Gibbula* и *Ammicola*, трубочки червей, гроздевидные скопления раковин *Cryptomacra pesansensis*.

В 15 м от кровли, кроме криптомактр, встречены *Mactra* (*Sarmatimacra*) *urupica*, *Replidacna* cf. *barboti*, *Obsoletiformes* sp. – комплекс, характерный для фации криптомактровых глин среднего сармата. В комплексе фораминифер исчезают представители милиолид, остаются *Nonion*, *Elphidium* и *Discorbis*, указывающие на обмеление и опреснение бассейна. В верхах слоя (обр. 38, 39) снижается численность диатомей *Actinostephanos podolicus* и *Coscinodiscus doljensis*, появляется планктонный пресноводный род *Aulacoseira*. 60-70 м.

14. Чередование пачек глин (до 2-3 м) с тонкоплитчатыми прослоями известняков (0.1-0.5 м). Глины серо-зеленые, тонкослоистые, с разной степенью известковистости, в нижней части слоя с многочисленными отпечатками рыб, спикулами кремневых губок, обычно с заметным содержанием бентосных диатомей и редкими планктонными видами. Карбонатные прослои представлены тонкозернистыми и копрогенными известняками, часто доломитизированными. В нижней части слоя присутствуют тонкие (1-5 см) прослои известняков глинистых детритовых, сложенные плоской галькой из залегающих здесь же карбонатных пород, с раковинами *Cryptomacra pesansensis*, *Mactra urupica*, *Replidacna barboti*, *Aviculocardium inflatum*, *Obsoletiformes obsoletum*, комплекс фораминифер остается обедненным.

В средней части слоя выделяется горизонт витрокластического вулканического пепла (1-2 см). В слое встречаются остатки крупных китообразных, фосфатные прослои, сложенные мелким боем костей, углефицированными обломками древесины. В составе фораминифер среди нонионид и дискорбисов снова появляются раковины милиолид, но бедного состава.

В кровле слоя и в основании вышележащей толщи верхнего сармата встречен переотложенный наннопланктон, диатомеи, фораминиферы и радиолярии из палеогеновых, майкопских, тарханских, караганских и конкских осадков, указывающие на поднятия и размыв близлежащей суши. Около 50 м.

15. $N_1 sm3$. Глины серо-зеленые, известковистые ($CaCO_3$ 25%), тонкослоистые, с незначительным содержанием диатомей, песчано-алевритовой обломочной примеси, мелкими обломками костей рыб. 14-16 м.
16. Чередование глин и известняков: глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабоизвестковистые. В нижней части слоя (8.5 м) прослои глин имеют мощность 1-2.5 м, а известняки – около 0.3 м. В верхней (13.5 м) – глины 3-4.5 м, известняки – 0.3-0.5 м (рис. 46, 47).

В обр. 51-52 присутствуют как морские, так и солоноватоводные диатомеи, включая *Achnanthes brevipes*, а также пресноводный планктонный род *Aulocoseira*, створки пресноводных бентосных родов *Eunotia*, *Pinnularia*. В 5-7 м ниже кровли встречены *Mactra* (*Chersonimacra*) cf. *caspia*, что подтверждает позднесарматский возраст осадков. 22 м.

Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

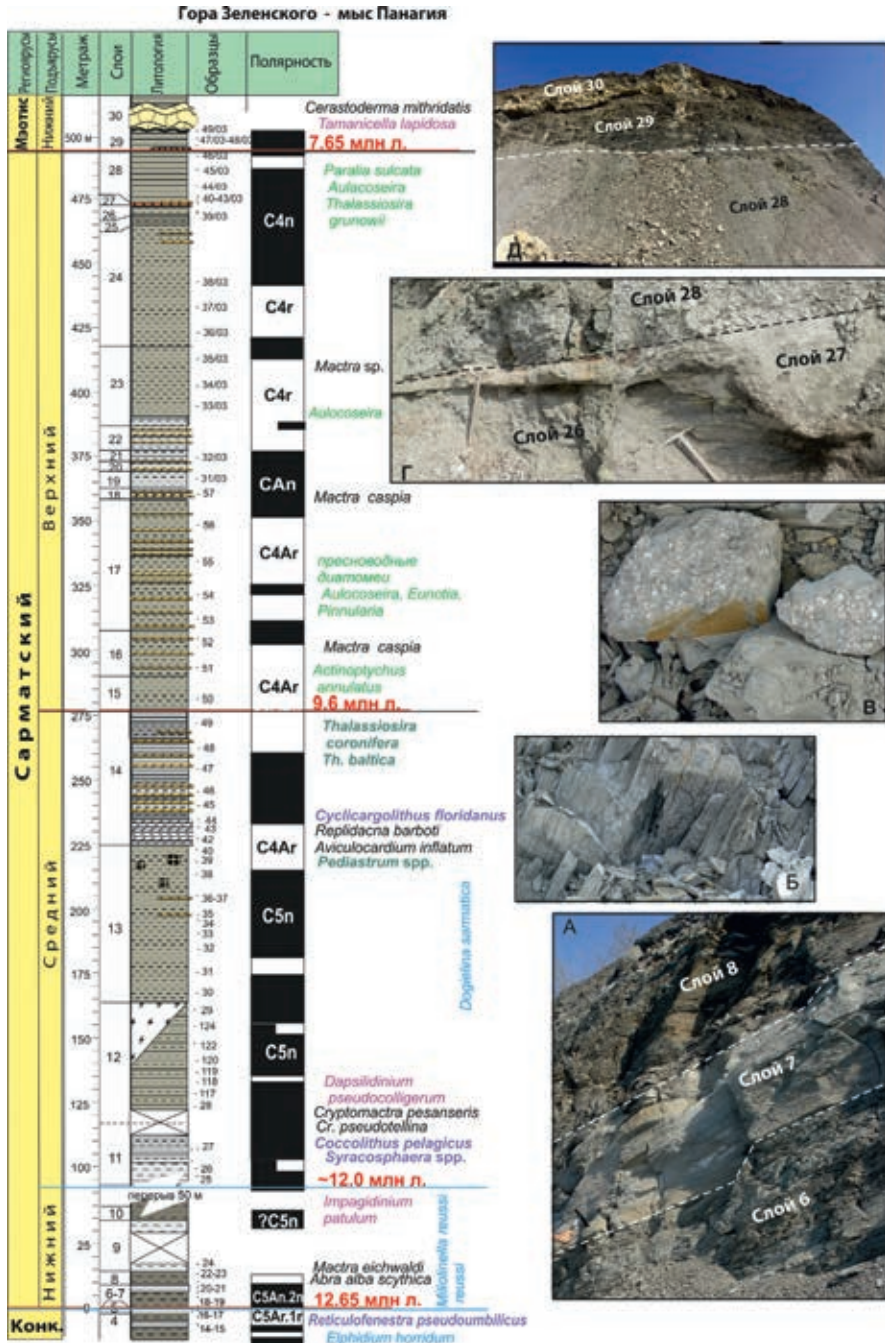


Рис. 47. Схема разреза сарматского регионаруса горы Зеленского – мыса Панагия Таманского полуострова с палеомагнитными данными. Фото: А – низы нижнего сармата, глины слоев 6-8; Б – глины средней части слоя 10, вскрытые при расчистках под портовые сооружения; В – малакофауна в верхах слоя 10; Г – карман в основании слоя 27 верхнего сармата; Д – верхи верхнего сармата (слой 28) и эрозионная граница с нижним мэотисом (слои 29, 30)

17. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабоизвестковистые, с прослоями (от 1-2 см до 0.3 м) тонкозернистых карбонатных пород, в верхней части с обилием вторичных выделений сульфидов железа и гипса. Среди диатомей, доминантами являются *Achnanthes brevipes*, виды родов *Rhopalodia*, *Entomoneis* и *Amphiprora*, что характерно для позднесарматских ассоциаций. 55 м.
 18. Чередование глин (0.6-1 м) с четырьмя прослоями (0.15 – 0.5 м) тонкоплитчатых карбонатных пород. Известняки тонкозернистые, с вторичной доломитизацией. Глины серо-зеленые, листоватые, слабоизвестковистые, с *Maetra* (*Chersonimaetra*) cf. *caspia*. В слоях 18-22 характер диатомовой флоры меняется: в ее составе доминантами становятся планктонные пресноводно-солонатоводные виды рода *Actinocyclus* (*Cestodiscus*), пресноводного рода *Aulacoseira*. Морские *Actinoptychus splendens*, *A. senarius*, *Coscinodiscus asteromphalus* единичны. Бентосные виды обычные для позднего сармата, но по численности уступающие планктонным. 4-5 м.
 19. Глины аналогичные глинам слоя 18. В глинах встречены прослой давленной ракуши с *Maetra* sp. 7-8 м.
 20. Чередование глин (0.2-0.5 м) и известняков (от 1-3 см до 0.2 м), сходное со слоем 18. 4-5 м.
 21. Глины, подобные глинам слоя 19. 7 м.
 22. Чередование глин (0.2-0.3 м, реже до первых метров) и известняков (от 1-3 см до 0.2 м). Встречены *Maetra* (*Chersonimaetra*) *caspia* (с парными створками). 10-12 м.
 23. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабоизвестковистые (CaCO_3 10%), в основании песчано-алевритистые, слабодиатомовые. В глинах – прослой давленной ракуши с *Maetra* sp. 30 м.
В пачках 23-24 диатомей представлены комплексом бентосных пеннатных форм с доминированием *Achnantes brevipes*, *Nitzschia doljensis*, *Amphiprora gigantea*, *Surirella*, *Navicula zichyi* и планктонных *Actinocyclus ehrenbergii* var. *tenella*, *Pliocaenicus* sp., *Podosira*, *Paralia sulcata*.
 24. Глины серо-зеленые, с очень тонкими прослоями-«примазками» алевритовой примеси, слабоизвестковистые, со створками диатомей, в верхней части более светлые с тонкими (1-2 мм) тонкозернистыми, известковыми прослоями и включениями глинистых окатышей. 40-45 м.
 25. Глины темно-серо-зеленые, тонкослоистые, слабоизвестковистые (CaCO_3 10%), со створками диатомей, незначительным содержанием алевритовой примеси, обломками углефицированной древесины. 6-7 м.
 26. Глины светло-серо-зеленые, тонкослоистые, слабодиатомовые, с тонкими прослоями алевритовой примеси, слабо- и неизвестковистые (CaCO 9%). 5 м.
- Выше – с размывом, с карманами до 1.2 м (рис. 47Г), изредка – с галькой (до 5-7 см), кусками древесины:
27. Известняк, сложенный копролитами и обломками водорослевых корочек, слабо сцементированный, невыдержанный по мощности. 0.1-0.2 м, в карманах до 1.5 м.

28. Глины зеленовато-серые, тонкослоистые, с небольшим количеством известковой примеси (4-6%), в верхней части (5-7 м) с прослоями тонкопесчаного и песчано-алевритового материала (до 3-5 см). В основании слоя (обр. 40/03) крупные створки диатомей *Achnanthes brevipes*, *Navicula scopulorum* и др. встречаются преимущественно в обломках. Единично найдены океанические *Thalassiosira grunowii*. Выше – диатомовая флора смешанного состава: сохраняется *Thalassiosira grunowii*, но временами резко возрастает численность пресноводного рода *Aulacoseira*. Преобладают виды бентосных родов *Achnanthes brevipes*, *Surirella*, *Rhopalodia*. 22-24 м.
- С эрозионным контактом, карманами до 1.5 м, заполненными глинистым конгломератом из обломков местных пород и слоистыми алевритистыми глинами с раковинным детритом и ожелезнением:
29. **N₁mt1**. Глины темно-серые (до черных), слабоизвестковистые и бескарбонатные (CaCO₃ 0-8%), тонкослоистые, со створками диатомей, спикулами кремневых губок, в основании песчано-алевритистые, выше – с меньшим содержанием обломочной примеси, с выцветами ярзита. В 3 м от основания слоя найдены отпечатки мшанок *Tamanicella lapidosa*. Встречен горизонт (0.3-0.5 м) рассеянной витрокластике. Диатомовая флора обильная, хорошей сохранности, с высоким содержанием бентосных видов *Nitzschia*, *Surirella*, *Amphora*, *Navicula zichyii* и редкими планктонными формами, за исключением пресноводной *Aulacoseira*.
В выемке-вскрыше под новые портовые сооружения на горе Зеленского в основании этого слоя лежат линзы брекчированного известняка, оолитового с ожелезнением, в кровле покрытого строматолитовой коркой, залегающего со складками оползания и следами вмятия в подстилающие глины. Около 10 м.
30. Горизонт мшанковых биогермов, в основном сложенных корковыми и веероидными колониями *Tamanicella lapidosa* (Вискова, Коромыслова, 2012), бронирующих мыс Панагия (рис. 48). В основании – перемежаемые глины с зеркалами скольжения, окатанными и угловатыми обломками биогермных известняков. В нижней части – биогермы размером до 1-2 м, перемежающиеся с брекчией, содержащей кости позвоночных (встречена окатанная кость таза тюленя *Monachopsis pontica*, известно из среднего – позднего сармата Керчи – заключение В.В. Титова), раковины *Cerastoderma cf. mithridatis*, *?Hauffenia* sp. и *Abra* sp. В карманах между биогермами – глины серые, слоистые, известковистые, с отдельными прослоями (3–5 см), содержащими массовые скопления раковин гастропод *?Hauffenia* sp. и мелкий рассеянный детрит мшанок. В верхней части – биогермы размером до 5 м, сложенные в основном веерными и ветвистыми колониями мшанок, в кровле перекрытых строматолитовой коркой (до 5 см). От 10 до 18 м.

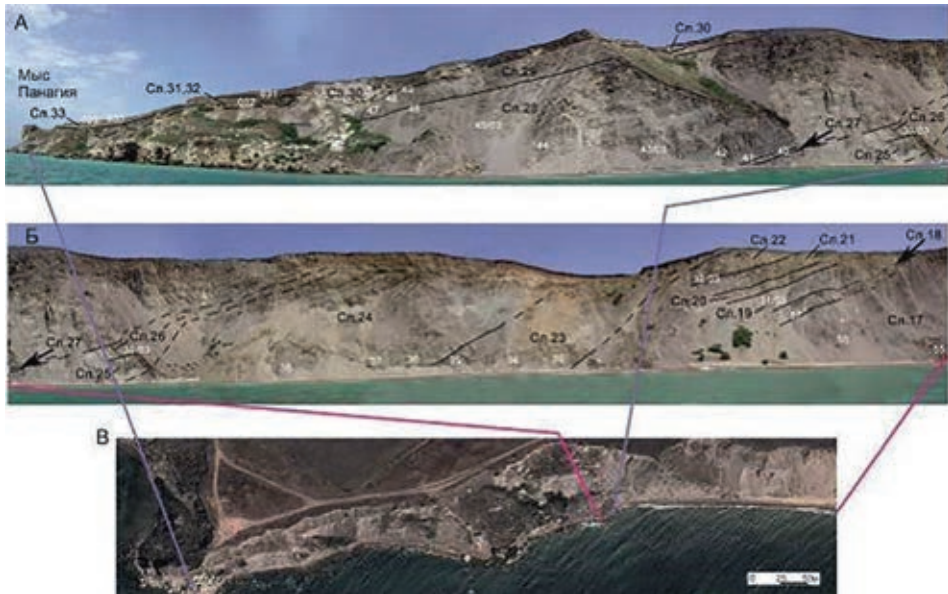


Рис. 48. Разрез к востоку от мыса Панагия: А – фотопанорама берегового обрыва, слева – мыс, бронируемый биогермными известняками основания мэотиса (слои 30-33); Б – восточнее склон сложен верхнесарматскими глинами (слои 28-17); обозначены слои и основные взятые образцы; В – космоснимок побережья из Google

31. Глины темно-серые, бескарбонатные, прослоями алевритистые, часто с выцветами ярозита. 10-12 м.
- С резким переходом и эрозионным несогласием:
32. Глины светло-серые, известковистые, тонкослоистые, заключающие в основном мелкие мшанковые биогермы (0.3-0.8 м), также сложенные *Tamanicella lapidosa*. В глинах встречены многочисленные *Abra tellinoides*, в биогермах – *Mytilaster volhynicus*, *?Hauffenia sp.*, *Hydrobia micra*, полихеты рода *Spirorbis*. Комплекс фораминифер здесь и выше включает дискорбисов, аммоний и боливин, обитавших в относительно глубоководной обстановке и характерных для мэотиса. 1.3 м.
33. Глины серо-зеленые, алевритистые, слюDISTые, слабокарбонатные, массивные, образующие столбчатую отдельность. Около 14 м.
34. Глины серые, слабодиадомовые, более темные и тонкослоистые, чем предыдущие, алевритистые, слюDISTые, с пятнами и прослоями ожелезнения и ярозита. Видимая мощность 10-12 м.
- Продолжение разреза – к северо-западу от мыса Панагия (рис. 49).
35. Задернованный интервал, в нарушенном залегании – вывалы плит окремнелого известняка (мощн. плит 0.3 – 0.4 м) и глыб глин светло-серых, алевритистых с моллюсками нижнего мэотиса – многочисленными *Abra tellinoides*, реже *Polititapes abichi*, *Dosinia maeotica*, *Mytilaster volhynicus*, *Rissoa subinflata*, *Pirenella disjuncta disjunctoides*. Около 20-30 м.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

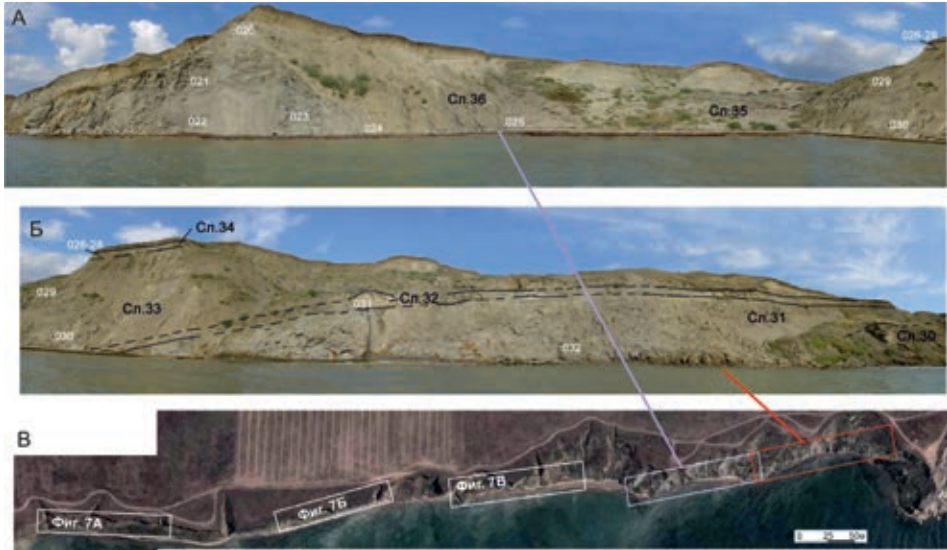


Рис. 49. Разрез к северо-западу от мыса Панагия, обнажение нижнего мэотиса: А, Б – схема берегового обрыва по фотопанораме. Обозначены слои и основные взятые образцы. В – космоснимок побережья из Google. Белыми прямоугольниками показаны участки, соответствующие фотопанораме.

36. Глины серые, голубовато-серые, алевритистые, прослоями ярозитизированные некарбонатные. В верхней части – ракушечный детрит, прослой с *Abra*. Около 25 м.
37. Задернованный интервал (рис. 50), вывалы мшанково-водорослевых биогермов с *Polititapes* sp. и плит зеленоватых мергелей с желто-рыжим ракушняком в основании (0.1 – 0.15 м). 20 м.
38. Глины голубовато-серые, песчаные с прослоями известняка-ракушечника (0.1-0.25 м) и линзами лепешковидных мшанково-серпуловых биогермных известняков (0.3-0.5 м). В глинах и известняках – многочисленные *Polititapes abichi*, *Mytilaster volhynicus*, *Abra*, *Congerina*, *Dosinia*, *Cerastoderma mithridatis*, свидетельствующие о нижнемэотическом возрасте. Около 30 м.
39. Известняки светло-серые, крепкие, сливные, разбитые трещинами, образуют бронирующий пласт, по космоснимку четко прослеживаемый в море к другому крылу складки (слой 23 в разрезе Попов Камень) (Координаты первого появления бронирующего пласта – N 45°08'51.8"; E 36°37'42.4"). 0.7 м
40. Глины серые, с тонкими прослоями (2-10 см) рыжего ракушняка и линзой белого вулканического пепла (3 –10 см). В отмывках (обр. 013) определены ювенильные раковины *Modiolus* cf. *maeoticus*, *Ervilia*. Первый вид свидетельствует еще о нижнем эотическом возрасте осадков. Глины содержат ассоциацию полуморских диатомей, включающую *Thalassiosira maeotica*, *Th baltica*, *Actinocyclus (Cestodiscus) makarovae*, *Dimmerogramma minor* и разнообразный бентос – морской и солоноватоводный с *Achnanthes brevipes*. Видимая мощность около 2 м.

Далее залегание нарушено разломом (рис. 50В), западное крыло приподнятое, амплитуда около 6 м. Выше вновь выходят глины слоя 38, известняки слоя 39, пестрые глины слоя 40.

В верхней части обнажения к востоку до разлома виден врез. Судя по строению западного крыла, этот врез происходит на уровне слоя 42 (рис. 51, 52). Далее, после перерыва в обнаженности, в более пологом залегании вновь выходят слои 38-40.

41. N_1mt_2 . Глины зеленовато-коричневые, песчанистые с фауной моллюсков самых низов верхнего мэотиса: *Congeria panticapaea*, *Abra tellinoides*, *Cerastoderma mithridatis*, *Ervilia* sp., часто двустворчатые экземпляры. Видимая мощность до 3 м.
42. По резкой границе, с глубоким врезом вплоть до слоя 38 в доразломной части – «глыбовый горизонт», сложенный крупными отдельными плитами крепкого серого известняка (до 1 м, толщиной 15 см), сходного с известняком слоя 39, часто с окатанными краями. Часто глыбы подстилаются внизу линзами песка-ракушечника с раковинным детритом и целыми *Congeria amygdaloides*, *C. panticapaea*, *Theodoxus stefanescui*, Hydrobiidae, окатанными *Pirenella disjuncta disjunctoides* – характерный комплекс верхнего мэотиса с переотложенными из нижнего пиренеллами. До 1.5 м.

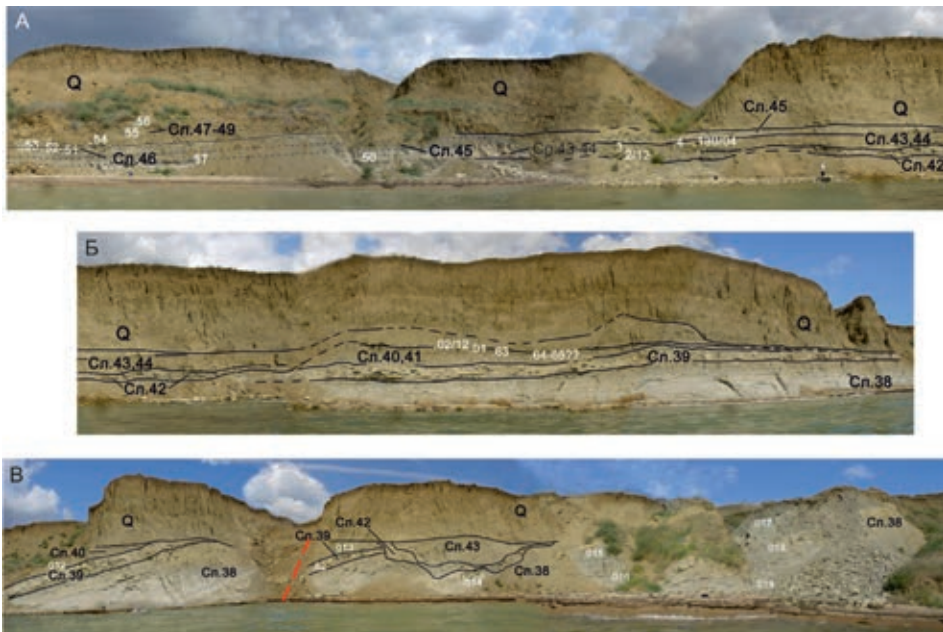


Рис. 50. Фотопанорама разреза к северо-западу от мыса Панагия, обнажаются слои нижнего (38-40) и верхнего мэотиса (слои 41-44). Обозначены слои и основные взятые образцы, красной линией на панораме В показан разлом, справа от него – заполнение вреза (слои 42, 43)

Неоген Восточного Паратетиса:
 региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

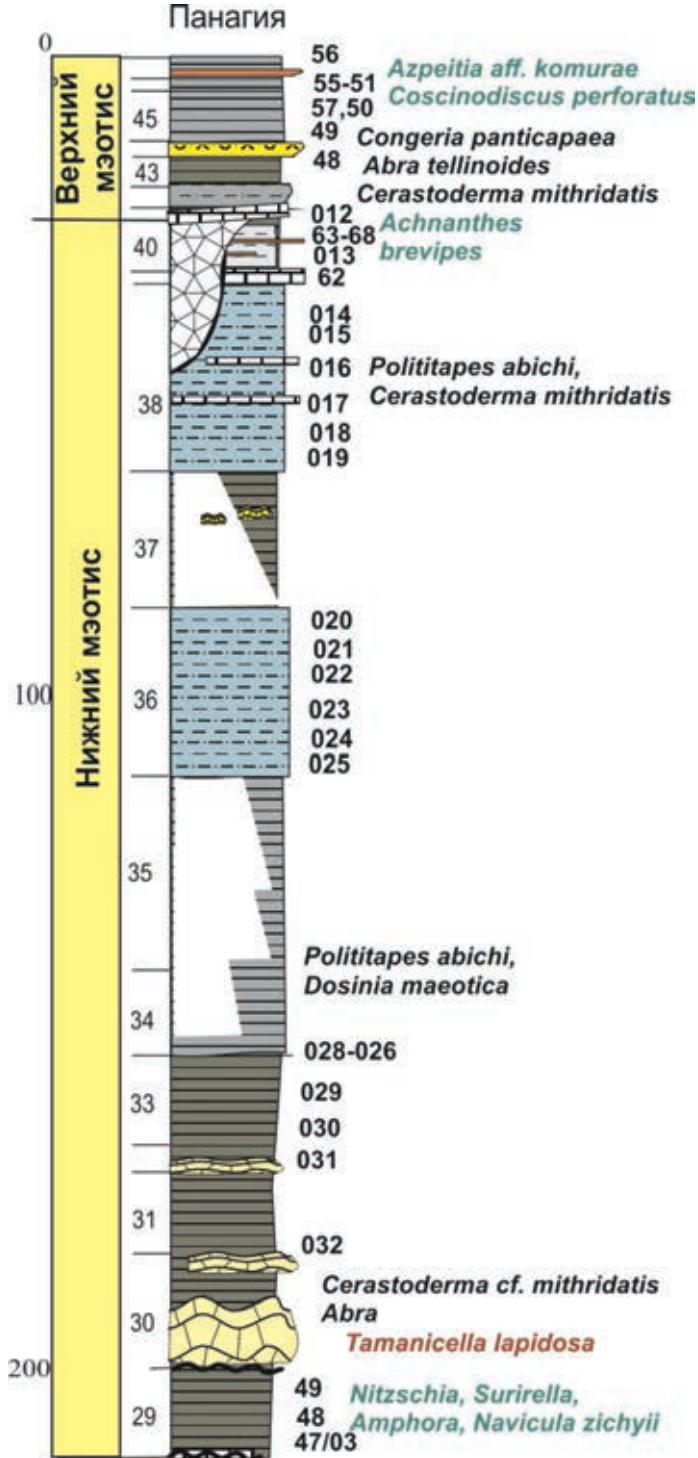


Рис. 51. Схема мэотической части разреза к западу от мыса Панагия (Холодная долина)

43. Переслаивание глин песчаных, зеленовато-коричневых, плотных и песков глинистых, слюдистых, тонкозернистых, волнистослоистых. В кровле – тонкий прослой глины известковистой и ракушняка с *Congeria* (от 0 до 5-8 см). 3 м.
44. Пески желтые тонко- волнисто-слоистые, с раковинным детритом и многочисленными раковинами *Congeria panticapaea* и более редкими *Ervilia pusilla*, *Theodoxus stefanescui* 0.5-1.3 м.
45. Глины светло-серые, плотные, слоистые, прослоями массивные, ярозитизированные, с песчаными прослойками 4-5 м.
46. Глины светло-серые, диатомовые слоистые, переходящие в верхней части в диатомиты. В нижней части слоя содержится ассоциация, включающая виды, резко различающиеся по экологии: *Cymatosira savichenkoi*, *Thalassiosira coronifera* var *astra*, многочисленны *Coscinodiscus jambori* и крупные *Paralia sulcata*. Возможно, это отчасти перемытый маломощный осадок, на который ложится ассоциация с *Azpeitia* aff. *komurae* и *Coscinodiscus perforatus*. 1.0-1.2 м.
47. Глины серовато-бурые, неизвестковистые, в кровле ожелезненные, толстослоистые. 1.0-1.20 м.
48. Песок глинистый, рыжий, в подошве ожелезненный, по простиранию меняет свою мощность и переходит в глины песчаные, очень светлые, почти белые, легкие. От 0.05 до 0.20 м.
49. Глины темно-серые, вязкие плотные, некарбонатные, комковатые. Видимая мощность 0.8-1 м до среза четвертичными суглинками.

Обсуждение и корреляция. Тархан, чокрак. Данные П.М. Осадченко (геол. отчет 1949 г., цит. по Paleontology ..., 2016) о находках птеропод «*Spirialis*» (= *Limacina*) в ядре антиклинали Зеленского позволяют предполагать присутствие здесь нижнего чокрака либо тархана, возможно, в нарушенном залегании. Непосредственно выше ядра, в кровле слоя 1 и в слое 2а, встречены моллюски *Davidaschvilia (Davidaschvilia) intermedia* и фораминиферы с *Discorbis tschokrakensis*, свидетельствующие о позднечокракском возрасте вмещающих пород.

Однородность и монотонность строения глин чокрака, также как последующих осадков карагана и большей части конки (слои 1-3), указывают на накопление этих осадков на достаточном удалении от береговой линии в относительно глубоководных условиях внешнего шельфа. Верхнечокракский комплекс органикостенного фитопланктона (слой 1, низы слоя 2а), представленный в основном видами *Lejeunecysta* spp. и угнетенными *Impagidinium*/*Gonyaulax* и др., свидетельствует о существовании в конце чокрака мезозвтрофного бассейна с нарушенным кислородным и солевым режимом. Практически на границе с караганом (нижняя часть слоя 2б) из состава диноцист исчезают *Lejeunecysta*, вместо которых появляются своеобразные *Hystrichosphaeropsis* sp.

Караган. Находки в слое 2б моллюсков *Davidashvilia (Zhgentiana) gentilis* и *Zhgentia grandis*, характерных для карагана, определяют его возраст. Отложения карагана представлены ритмичным чередованием глинистых и карбонатных пород. Учитывая конденсированный характер осадков,

структурные и текстурные особенности пород, представляется, что смена накопления глинистых и карбонатных прослоев контролировалась изменениями климата, определявшимися циклами Миланковича: при более сухом и холодном климате формировались карбонатные породы, при более влажном – увеличивался терригенный снос и происходило осаждение глин. Наличие раздувов, корок и выпуклой кровли у некоторых прослоев карбонатных пород, а также следов их сингенетического взламывания свидетельствуют о формировании этих осадков путем колонизации донных осадков бентосными микробальными сообществами (данные Ю.В. Ростовцевой в *Paleontology* ..., 2016). Крайняя обедненность состава бентосных сообществ и наличие микробальных отложений свидетельствуют о развитии стрессовых условий, связанных, скорее всего, с неустойчивой соленостью, специфическим химизмом вод и нехваткой кислорода в условиях относительно глубоководья (порядка 100-150 м).

Большая часть карагана и низы конки (верхняя часть слоя 2, слой 3, нижняя часть слоя 4) охарактеризованы немногочисленными ассоциациями из угнетенных *Spiniferites* spp., редких «*Gonyaulax*», *Selenopemphix* и др., обитавшими, по всей видимости, в условиях пониженной аэрации и солености вод. В конце карагана – первой половине конки увеличивается роль пражинофитов (*Cymatiosphaera*, *Tasmanites* и др.).

Палеомагнитная характеристика этого разреза показывает (см. рис. 44), что, как и в других разрезах, низы карагана намагничены нормально, затем следует короткий интервал (6 м) обратной намагниченности пород, а затем идет более мощная толща (16 м) нормальной полярности, которые мы интерпретируем как хроны C5ACn, C5ABr и C5ABn (Palcu et al., 2017). Эти данные свидетельствуют, что, несмотря на небольшую мощность (30-35 м) и отсутствие палеонтологических данных, подтверждающих наличие верхнего подъяруса, караган в этом разрезе представлен полностью.

Конкский регионарус. В основании слоя 3 (обр. 10-14) найдены планктонные фораминиферы рода *Globigerina*, а также раковины морских бентосных видов, среди которых – руководящие виды конкского регионаруса, согласно представлениям В.А. Крашенинникова (1959) и А.К. Богдановича (1965) – *Varidentella reussi sartaganica*, *Nodobaculariella konkensis*, *Articulina vermicularis*, *Nonion tauricus*, *Discorbis kartvelicus*, *D. supinus*. Здесь же отмечается появление наннопланктона. Хотя комплекс небогат и не содержит зональных видов, он, несомненно, свидетельствует о поступлении сюда водной массы из открытых морских бассейнов. Относительная бедность состава этих групп, положение в разрезе и палеомагнитная характеристика указывают на основание конкского регионаруса (картвельские слои). Фитопланктонный комплекс из верхов слоя 3, по данным Н.И. Запорожец (1998), включает свыше 20 видов с доминированием *Spiniferites* (в том числе *S. mirabilis*) *Operculodinium*. Остальные встречаются реже, но представлены видами морских родов.

В слое 4 таксономическое разнообразие комплексов фораминифер и наннопланктона расширяется, появляются *Quinqueloculina gracilis*, *Articulina cubanica*, *Bolivina dilatata*, *Bulimina elongata*, *Uvigerina gracilissima*, *Virgulina schreibersiana*, *Discorbis squamulus*, *Florilus boueanus*, *Nonionella ventragranosa*, что позволяет отнести слой 4, без его верхних

1.2 м (без подслоя 4-7 на рис. 45) к сартаганским слоям конкского регио-яруса. Ассоциация наннопланктона в них также не содержит зональных видов, но включает *Cricolithus jonesi*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera* sp., *Rhabdosphaera pannonica*, *Rhabdosphaera sicca*, *Rhabdosphaera poculii*, *Sphenolithus moriformis*, что позволяет коррелировать ее с нерасчлененным комплексом зон NN6 *Discoaster exilis* – NN7 *Discoaster kugleri* (согласно Martini, 1971). Комплекс диноцист с *Lejeunecysta beninensis*, *Spiniferites*, *Fromea*, *Tectatodinium*, *Batiacasphaera*, *Lingulodinium*, *Cometodinium*, *Sumatradinium*, *Selenopemphix*, *Hystriochosphaeropsis* (по данным Запорожец) предполагает сохранение связей конкского бассейна с открытым морем.

Резкое обогащение в сартаганских слоях состава бентосных фораминифер (особенно в подслоях 4.4-4.6, обр. 89-93, где определено 55 видов, 28 родов) и появление на этом уровне бентосных моллюсков (*Parvivenus konkensis*, *Alveinus nitidus*, *Mytilaster volhynicus* и др.) свидетельствуют об улучшении газового режима, связанном с притоком океанических вод и возможным уменьшением глубин в этой части водоема.

В самой верхней части слоя 4 (подслой 4-7, обр. 94-97) и в слое 5 (обр. 98-101) наблюдается значительное сокращение видового разнообразия как фораминифер, так и наннопланктона. В верхах слоя 4 ярко выделяются тонкие (от 3 до 15 см) прослой почти белых, известковистых глин, в которых наблюдается массовое развитие *Reticulofenestra pseudoumbilicus* в сопровождении обильных *Braarudosphaera bigelowii*. В кровле конки отмечается слой карбонатных глин с ленточной слоистостью (слой 5), обусловленной сезонным развитием наннопланктона в зоне гидрологического фронта, где происходило смещение морских и речных вод. Основу комплекса бентосных фораминифер здесь составляют виды *Elphidium horridum* и *E. macellum*. Присутствие в комплексе руководящих для конки видов фораминифер (*Quinqueloculina guriana*, *Varidentella reussi sartaganica*, *Discorbis supinus*), при отсутствии таких нормально-морских родов, как *Articulina*, *Hauerina*, *Nodobaculariella*, дают возможность относить эти отложения к веселянским слоям (согласно представлениям В.А. Крашенинникова, 1959). Причем переходный этап смены гидрологического режима в неритической части бассейна, судя по наннопланктону, начался раньше, чем произошла смена бентосной фауны (в интервале мощностью 45 см, слой 4, обр. 89-93) (Вернигорова и др., 2006).

Наиболее резкие изменения в составе органикостенного фитопланктона происходят в самой верхней части отложений, отнесенных к конке (верхи слоя 4), примерно в ~ 0,5-1 м ниже пласта с *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. На этом уровне появляется относительно многочисленный олигодоминантный комплекс, состоящий из неритических и лагунно-литоральных таксонов: *Cleistosphaeridium (Systematophora) placacanthum*, *Cleistosphaeridium* sp. A и *Polysphaeridium zoharyi*, бассейн становится более мелководным. Комплекс с *C. placacanthum* прослеживается в вышележащих отложениях нижнего сармата и нижней части среднего сармата s.l. Акме-зона *C. placacanthum* фигурирует в среднемиоценовых зональных шкалах по диноцистам Центрального Паратетиса, однако трактовка ее возраста неоднозначна: некоторые исследователи относят ее к верхнему бадению, тогда как большинство – к нижнему сармату s. str. (Jimenez-Moreno et al., 2006; Bakrač, 2007 и др.).

Яркая литологическая граница, маркируемая этим известковистым пластом слоя 5, знаменует резкую смену условий осадконакопления при переходе к сармату, хотя последний слабый импульс массового развития *Reticulofenestra pseudoumbilicus* еще регистрируется в полуметре над кровлей пласта, в тончайшем (5 мм) слоечке светлых известковистых глин (обр. 103).

Такое детальное расчленение конкских отложений по двум ведущим группам планктонной и бентосной фауны помогает проинтерпретировать и исключительно полные палеомагнитные данные (Palcu et al., 2017). По этим данным граница карагана и картвельских слоев конки близка к границе хронов C5AВп/C5AАг и таким образом датируется 13.4 млн л. (рис. 44). Картвельские слои по мощности и по длительности значительно превосходят верхние – сартаганские и веселянские слои конки. Они включают два палеомагнитных хрона и один субхрон: C5AАг, C5AАп и C5Aг.3г. Их верхняя граница совпадает со сменой полярности последнего и таким образом уверенно датируется 12.9 млн л. Граница с сарматом, как и в других разрезах Центрального и Восточного Паратетиса, проходит внутри отрицательно намагниченного интервала, который интерпретируется как субхрон C5Aг.1г и датируется 12.65 млн л. (Palcu et al., 2015). Таким образом, на верхние сартаганские и веселянские слои конки (слои 4, 5) приходится не более 250 тыс. л. Исследование астрономически обусловленной цикличности этих отложений (Ростовцева и др., 2018) показало, что длительность формирования сартаганских и веселянских слоев в изучаемом разрезе около 200 тыс. л. (см. рис. 80).

Сарматский регионрус. Нижний (волынский) подъярус. Комплексы фораминифер слоев 6-8 содержат виды, характерные для нижнесарматских отложений: *Quinqueloculina reussi reussi*, *Articulina sarmatica*, *Elphidium josephina*. В то же время здесь отмечено присутствие некоторых форм, переходящих из подстилающих конкских осадков: *Quinqueloculina gracilis*, *Varidientella reussi* var. *sartaganica*, *Elphidium horridum*. (обр. 20, 23). Эти комплексы фораминифер относятся к **слоям с *Quinqueloculina reussi reussi***, выделенным А.К. Богдановичем (Bogdanovicz, 1971), по составу сопоставимым с «зонами *Elphidium reginum* – *E. hauerinum*» Центрального Паратетиса.

В палинофациях пласта с *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (слой 5) и большей части нижнего сармата (слои 6-7, нижняя часть слоя 8) содержится значительный процент аморфной и растительной органики, прازیнофитов и перидиноидных гетеротрофных диноцист (*Lejeunecysta*, *Selenopemphix* spp.), которые свидетельствуют об аноксических условиях и о высокой степени трофности вод позднеконкско-раннесарматского бассейна.

В глинах слоя 6 появляются многочисленные раковины *Abra alba scythica*, реже *Musculus* sp., *Maetra* sp., а в слое 9 – *Maetra eichwaldi*, *Obsoletiformes* cf. *lithopodolicum*, *M.* cf. *andrussovi*, *Ervilia dissita*. Экологически обусловленные слои с абрами очень характерны для основания сармата, отражая, вероятно, затрудненный газовый режим при нарушении связи с открытыми водоемами. Весь встреченный выше комплекс с *Maetra eichwaldi* является типичной ассоциацией для глинистых фаций нижнего сармата. Осадконакопление происходило в тиховодных условиях в отдалении от береговой

линии (Ростовцева, 2009а). Массовая встречаемость бентосных фораминифер с доминированием милиолид и моллюсков, в состав которых входят кардииды, митилиды и мактриды, свидетельствуют о периодически наступавшем благоприятном газовом режиме и о солёности бассейна порядка 14–15‰.

К середине раннего сармата (верхняя часть слоя 8; подкомплекс с *Huyschokolpoma regaudiae*) ассоциации органикостенного фитопланктона стали состоять практически из неритических таксонов – *Cleistosphaeridium placacanthum* и *Huyschokolpoma rigaudiae*. Воды бассейна, по всей вероятности, были довольно прохладными, насыщенными кислородом, с солёностью близкой к нормальной. Редкие находки наннопланктона в слоях 7, 8 и 9, сопровождавшиеся большим количеством переотложенных кокколитов, свидетельствуют о размыве более древних отложений, вплоть до мела и палеогена, усилении терригенного сноса и неблагоприятных условиях существования при слабом морском влиянии.

В кровле нижнего – начале среднего сармата (слои 10, 11, обр. 48–49/07 и образцы 2012 г.) регистрируется новый морской импульс: в тонкослоистых ламинированных известковистых глинах появляются открыто-морские виды диноцист – *Impagidinium patulum*, *Achomosphaera ramulifera* и монодоминантная ассоциация наннопланктона рода *Syracosphaera*. Подобные уровни с мелкими *Syracosphaera* spp. известны также в сарматских отложениях Хорватии, Румынии и Венгрии (Čorić, 2005; Chira, Malacu, 2008) и отражают специфику биономических условий полузамкнутого бассейна. Все диноцисты крупные, хорошо развитые, что свидетельствует о высокой степени аэрации вод.

Средний (бессарабский) подъюрс. В слое 11 встречены *Cryptomacra pseudotellina* и *C. pesanseris*. Присутствие криптомактр свидетельствует о среднесарматском возрасте осадков. Комплекс фораминифер слоев 11 – низов слоя 14 характерен для **слоев с *Dogielina sarmatica*** среднего сармата (Bogdanowicz, 1971). В составе комплекса преобладают эндемичные виды милиолид Восточного Паратетиса, но встречены и виды общие для всех сарматских бассейнов Паратетиса, такие как *Porosonion subgranosus*. В том же слое 11 (обр. 9–11/12) в составе наннопланктона происходит постепенное угасание численности мелких *Syracosphaera*, в ассоциации появляются редкие *Pontosphaera* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Rhabdosphaera* sp., свидетельствующие о слабом морском влиянии.

Достаточно четко фиксируется переходный рубеж между ранним и средним сарматом по диноцистам: появлению зернистых *Achomosphaera sagena* type, а чуть позже – многочисленных *Dapsilidinium pseudocolligerum* и других крупноразмерных, в т. ч. открыто-морских, динотаксонов. Отмечаются многочисленные переходные морфотипы, указывающие на интенсивное формообразование в начальный период среднего сармата. Здесь же отмечается повышение содержания тонкой обломочной примеси в осадке, что могло быть связано с действием донных течений и перераспределением поступающего в бассейн терригенного материала.

Чередование фаций с достаточно богатыми комплексами моллюсков и фораминифер и тонкослоистых муаровых глин без следов биотурбации говорит о многократной смене условий, благоприятных для бентосной

фауны и условий дефицита кислорода. Прослой глин и мергелей с богатым комплексом содержат многочисленные раковины фораминифер родов *Articulina* и *Quinqueloculina*.

В отложениях, предшествующих толще с биогермными образованиями (верхи слоя 12 – нижняя часть слоя 13), установлен комплекс из зеленых пресноводных водорослей *Pediastrum* spp., свидетельствующий об опреснении, вероятно, связанном с увеличением влияния речного стока вследствие проградации дельты палеореки.

В верхах криптомактровых слоев среднего сармата (слой 13) выделяется три уровня развития мелких серпулово-микробиальных биогермов, формирование которых происходило при снижении скоростей седиментации и уменьшении накопления глин при начавшейся структурной перестройке бассейна. Образование этих карбонатных построек, учитывая обогащенность слагающего их кальцита легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от $-20,5\%$ до $-36,8\%$), по мнению Ю.В. Ростовцевой (Paleontology..., 2016), было связано с действием метанотрофных бактерий и подводным газовыделением. Активизация тектонических процессов в это время сопровождалась действием струйных выходов метана на отдельных участках дна бассейна, а рассматриваемые постройки можно отнести к древним метановым сипам.

Отложения среднего сармата, включающие пачку с биогермами, белую и полосчатую толщи (верхняя, большая часть слоя 13, слои 14–15), содержат довольно многочисленный комплекс органикостенного фитопланктона, представленный преимущественно различными видами *Spiniferites* spp., большинство из которых составляют мелкие морфотипы, встречаются также и крупные грубые *Spiniferites* паннонского типа. Соленость бассейна, по всей видимости, отличалась от нормально-морской и имела тенденцию к понижению.

Резкое изменение условий седиментации отмечается во второй половине среднего сармата, где начинается накопление толщи ритмичного чередования прослоев глинистых и карбонатных пород (слой 14). Карбонатные породы представлены тонкозернистыми (афанитовыми) и раковинно-детритовыми разностями, иногда с целыми раковинами *Cryptomactra pesansensis*, *Mactra (Sarmatimactra) urupica*, *Replidacna barboti*, *Aviculocardium inflatum*, *Obsoletiformes obsoletum* – характерного среднесарматского комплекса. Прослой раковинно-детритовых известняков приурочены к низам этой толщи и по особенностям литологического строения (незначительной толщине – до 3–5 см, наличию глинистого матрикса, характеру границ и др.) являются темпеститами (штормовыми отложениями). Мелководный источник материала в этих прослоях подтверждается и составом фораминифер – комплекс сложен только раковинами родов *Nonion*, *Elphidium* и *Discorbis*.

Формирование тонкозернистых карбонатных пород происходило при снижении скоростей седиментации и в перерывах осадконакопления, когда начинала преобладать фоновая известковая седиментация и образование микробиальных и подводно-элювиальных отложений с присутствием копрогенного материала, доля которого возрастает снизу вверх по разрезу. В кровле карбонатных прослоев встречаются горизонты «взламывания», сложенные интракластами нижележащих известковых тонкозернистых

пород. Наличие признаков конденсирования и взламывания осадков свидетельствует в пользу относительно небольших глубин осадконакопления (50–100 м). Присутствие прослоя витрокластического пепла указывает на развитие вулканической деятельности в смежных с изучаемым районом регионах, что является отражением активизации тектонических процессов.

В составе бентосной диатомовой флоры высокую численность имеют *Achnantes baldjickii*, *Cocconeis scutellum*, *Achnanthes brevipes*, виды родов *Diploneis*, *Mastogloia*, *Navicula*. Наряду с этими обычными для среднего сармата видами, в виде единичных находок (слой 14, обр. 44) встречено несколько планктонных океанических видов: *Cestodiscus convexus*, *C. kugleri*, *Thalassiosira* aff. *burckliana*, которые могут рассматриваться как указание на продолжавшееся морское влияние. В обр. 48, 49 появляются новые *Thalassiosira*: *Th. coronifera*, *Th. baltica*. В обр. 50–51 следует отметить появление тропического морского вида *Actinoptychus annulatus*. Приток морских вод подтверждается и находками наннопланктона (обр. 42–44): немногочисленных *Calcidiscus leptoporus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Thoracosphaera* sp.

Верхнесарматский (херсонский) подъярус. Непосредственно у границы средне/верхнесарматских отложений (слой 15, обр. 50) встречены перетолженные виды фораминифер и радиолярий из майкопских и тарханских осадков, указывающие на падение уровня моря и на размыв близлежащей суши. О проградации речных русел говорят и находки пресноводного планктонного рода диатомей *Aulocoseira*, створок пресноводных бентосных родов *Eunotia*, *Pinnularia*.

Первые находки позднесарматской фауны – многочисленных *Maetra* (*Chersonimaetra*) cf. *caspia* – встречены в слое 16, в 5–7 м от его кровли, среди них много двусторчатых экземпляров, свидетельствующих о захоронении на месте жизни. Как состав малакофауны, так и ее однородность, формирование банок моллюсков, сложенных одними мактрами, очень характерны для всего позднего сармата как в этом разрезе (в слоях 18, 19, 23 и в осыпи на уровне слоя 28), так и для всего бассейна. Столь сильное обеднение комплексов, вероятно, определялось значительным понижением солености, до 4–9‰ по оценке Л.Б. Ильиной и др. (1976).

В верхнем сармате стало преобладать накопление глинистых осадков при заметном развитии диатомовых водорослей. В основании верхнего сармата выделяются пакки глин (слои 15, 16), свидетельствующие об усилении интенсивности накопления глинистых осадков и начале развития нового режима седиментации (рис. 47), при котором формирование карбонатных осадков было эпизодическим и носило затухающий характер (слои 16, 18, 20, 22, 27). Карбонатные прослои верхнего сармата в основном афанитовые, тонкозернистые, за исключением слоя 27, представленного зернистым известняком, сложенным копролитами миллиметровой размерности.

На рис. 52 и таблице 1 показаны фациальная и палеомагнитная характеристика отложений верхов среднего и верхнего сармата разреза Панагия и их соотношения с глобальной палеомагнитной шкалой и событиями в Паратетисе и Европе, с зонами по млекопитающим (Palcu et al., 2021).

Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

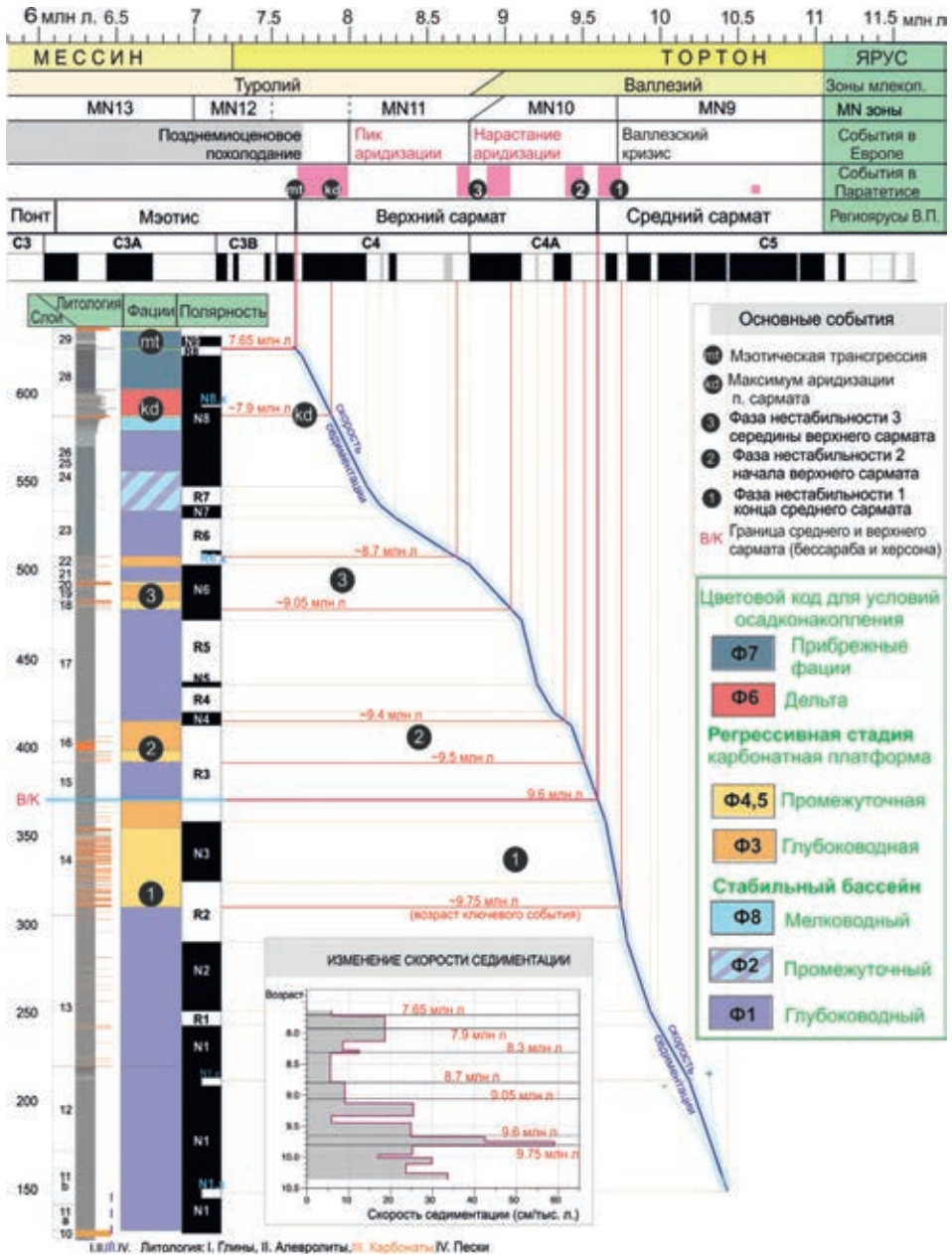


Рис. 52. Геохронология и фации разреза Панагия во время гидрологического кризиса позднего сармата. Сверху показана корреляция с геохронологической шкалой, согласно Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS 2012) и основные климатические события в Европе (из Palcu et al., 2021 с изменениями)

Таблица 1. Фации разреза Панагия позднего сармата (согласно данным С. Лазарева в Palcu et al., 2021)

ФАЦИИ	УСЛОВИЯ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ
Ф1: Серые, темно-серые, известковистые тонкослоистые (1-4 мм) глины. Ф 1 обычно переходит в Ф2 и Ф3 с постепенным контактом.	Зона открытого моря (Offshore). Осадконакопление в результате выпадения взвеси в неподвижной водной толще ниже базиса штормовых волн.
Ф2: Серые, зеленовато-серые, горизонтально-слоистые или с бугорчатой косой слоистостью известковистые глины с тонкими (1-5 мм) прослойками алевроитов. В разрезе, ФА2 плавно переходит в ФА 1 или перекрывается ФА5 с четким эрозионным контактом	Переходная зона между зоной открытого моря и береговым склоном. Осадконакопление выше базиса штормовых волн, подтверждающееся развитием характерной бугорчатой косой слоистости.
Ф3: Серая горизонтально-слоистая, местами с бугорчатой косой слоистостью известковистая глина с тонкими (до 4 мм) прослойками бледно-желтого, белого тонкозернистого известняка и вакстоуна. Карбонатные слои часто имеют конгломератную текстуру. ФА 3 постепенно переходит в ФА 4 или в ФА1.	Дистальная (внешняя) часть карбонатной рампы. Тонкие прослойки и слои карбонатов преимущественно глиняных пачках указывают на осадконакопление в дистальной части карбонатной рампы. Представленная местами бугорчатая косая слоистость свидетельствует о периодическом достижении этой части рампы базиса штормовых волн.
Ф4: Бледно-желтые горизонтально-слоистые вакстоуны и пакстоуны, местами с бугорчатой слоистостью и конволлютной текстурой мощностью 0.05 – 1.9 м, переслаивающиеся с темно-серыми, горизонтально-слоистыми известковистыми глинами мощностью до 1 м. ФА4 постепенно переходит в Ф3 или перекрывается Ф1 с резким контактом.	Средняя часть карбонатной рампы. Отложения выше базиса штормовых волн, что следует из бугорчатой косой слоистости. Преобладание пакстоунов и присутствие ооидных песчаников наряду с мелкозернистыми известняками (вакстоунами) указывают на смесь автохтонных и аллохтонных карбонатов.
Ф5А: Горизонт с хаотично распространенными изолированными мшанковыми биогермами мощностью до 7 м. Ф5Б: Рудстоун с нерегулярной, эрозионной подошвой мощностью до 2 м, состоящий из 2-5 см фрагментов мшанок и пеллоидов с редкими включениями гальки – древесных фрагментов. Кровля Ф5А не обнажается, тогда Ф5Б перекрывается Ф6 с эрозионным контактом.	Проксимальная (внутренняя) часть карбонатной рампы. Отложения мелководья ниже уровня волн хорошей погоды. Образование мшанковых биогермов обычно происходит при повышении уровня моря. Хорошо отсортированный шлейф с эрозионным основанием представляет собой перенос материала вниз по склону из мелководья и потенциально может быть связан с регрессивным трендом. Отсутствие матрикса и хорошая сортировка могут свидетельствовать о волновой переработке.
Ф6: Тонкопереслаивающиеся серые горизонтально-слоистые алевроиты мощностью 0.03 – 0.5 м, коричневые горизонтально-слоистые суглинки мощностью 0.03 – 0.5 м и тонкие (до 5 мм) прослойки тонкозернистого песка. В разрезе ФА6 плавно переходит в Ф7.	Дистальный фронт дельты. Аккумуляция кластического материала из мутьевых потоков, принесенных реками в дистальном фронте дельты, позади внутренней рампы. Вариации гранулометрии зависят от мощности впадающих речных потоков – песчаники из насыщенных кластическим материалом водяных потоков во время половодий и редких крупных наводнений и алевроиты из легких взвесей.

Неоген Восточного Паратетиса: регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

Продолжение таблицы 1

<p>Ф7: Темно-серые массивные горизонтально-слоистые, изредка с волновой рябью глины с тонкими (1-3 мм) прослойками тонкозернистого песка. Местами глины включают тонкие (до 5 см) слои бледно-желтого, белого диатомита и желтые присыпки ярозита. В разрезе, Ф7 постепенно переходит в Ф8.</p>	<p>Прибрежная лагуна. Осадконакопление в переходной зоне между внутренней карбонатной рампой и прибрежной равниной. Глины, обогащенные органическим веществом, указывают на полузакрытый характер лагун, способствующий удержанию и накоплению органического вещества, поступающего с континента. Линзы и прослойки песка в глинах, наряду с волнистой слоистостью, свидетельствуют о периодической сортировке материала волновой деятельностью.</p>
<p>Ф8: Серый массивный мелкозернистый алевритистый песок мощностью 0,5 м со следами корней растений. По простиранию слой песка разбит мелкими (1 м глубиной, 50 см шириной) клиноформами, заполненными горизонтально-слоистым мелкозернистым песком. В разрезе Ф8 переходит в Ф7 с четким, эрозионным контактом.</p>	<p>Прибрежная равнина. Массивные пески со следами корней растений указывают на осадконакопление в субэвральном условиях. Клиноформные образования представляют собой врезы, оставленные мелкими водными потоками. Такие врезы, вероятно, указывают на изменение профиля равновесия водотоков, вызванных падением уровня воды в бассейне.</p>

Органикостенный фитопланктон из отложений верхнего сармата в целом чрезвычайно обеднен и малочислен, представлен пресноводными *Pediastrum* и *Mougeoutia*, редкими экземплярами угнетенных *Spiniferites* sp., «*Gonyalax*» типа и фрагментами переотложенных диноцист. Однако в верхней части верхнего сармата (слой 28) отмечается несколько уровней с неритическо-сублитеральным монодоминантным комплексом из немногочисленных *Selenopetphix* spp., что свидетельствует о кратковременных морских ингрессиях.

Единственная группа, полно представленная в верхнем сармате Панагии, это диатомеи. В составе диатомей прослежены экологические переходы ассоциаций от полуморской в среднем сармате в зоне *Actinostephanus podolicus* – *Achnantes baldjikii* к солонатоводной в интервале зоны *Achnantes brevipes* – *Navicula zichyi* (Paleontology ..., 2016, Fig. 9). Появление здесь специфической группы видов *Actinocyclus* – *Cestodiscus*, особенно в сочетании с увеличением в ассоциации доли представителей рода *Aulacoseira*, может служить признаком усиления пресноводного влияния. В кровле зоны *A. brevipes* – *N. zichyi* мы видим карманы и врезы (в подошве слоя 27, рис. 47Г), что, наряду с пресноводным влиянием, свидетельствует о падении уровня моря и проградации сюда фаций авандельты.

При этом в тех же образцах, где найдены пресноводные формы, встречаются и диатомеи, представленные океаническими формами: в **слоях с *Thalassiosira coronifera* var. *astra*** – на переходе от среднего к верхнему сармату, и **слоях с *Thalassiosira grunowii*** – переходных от сармата к мзотису. Появление в составе местных диатомовых ассоциаций океанических видов родов *Thalassiosira*, *Nitzschia*, *Azpeitia* является индикатором возникновения связей, вероятно кратковременных, бассейна Восточного Паратетиса со Средиземноморьем.

Переход к мзотису. Первые признаки морского влияния появляются в слое 28 (обр. 40, 41/03), непосредственно выше размыва, описанного в основании слоя 27, где в составе диатомей встречен зональный океанический вид *Thalassiosira grunowii* – маркер верхнего миоцена (интервал распро-

странения 8.9-7.9 млн л.). В то же время появление в том же и следующем слое специфической группы видов *Actinocyclus (Cestodiscus)* (обр. 41, 47, 49/03) и увеличение доли представителей рода *Aulacoseira* свидетельствуют о периодическом усилении пресноводного влияния. Одновременное доминирование морской *Paralia sulcata* и пресноводной *Aulacoseira* в слоях 28, 29 в сочетании со значительной долей диатомового обломочного материала может быть индикатором начала морской трансгрессии с неустойчивым гидрологическим режимом и размывом берегов.

В слоях 28 и 29 (обр. 44-48/03) найдены фораминиферы, перемытые из майкопа, тархана, карагана и конки: *Hyperammina* sp., *Lenticulina* sp., *Discorbis urupensis*, *Cibicides* aff. *konkensis*, *Globigerina* aff. *tarchanensis*, *G. bulloides*, *Globorotalia* sp., *Globoturborotalia woodi*, *Paragloborotalia mayeri*, в большом количестве встречены *Bolivina floridana*. Переотложение также свидетельствует об интенсивном размыве берегов. На этом же уровне (слой 28) отмечается опесчанивание отложений, связанное с усилением поступления в бассейн терригенного материала.

Мэотический регионрус. Нижнемэотический подъярус. В слое 29 впервые найдены обломки биогермов, сложенных мшанками *Tamanicella lapidosa*, а в аналогах этого слоя ниже основных биогермов в разрезе Яныш-Такыл у сел. Заветное на Керченском полуострове – морские мэотические моллюски (*Cerastoderma* sp., ?*Hydrobia*). В 4 м ниже кровли слоя обнаружен прослой глин, содержащий рассеянную витрокластику, указывающую на проявление риолитового вулканизма на соседних территориях.

Еще более отчетливые признаки восстановления морских обстановок наблюдаются в слое 30, где в известковых глинах в теле биогерма (обр. 49/03) появляется наннопланктон (многочисленные *Braarudosphaera bigelowii*, спикулы асцидий) и морские моллюски – *Cerastoderma* cf. *mithridatis* и *Abra* sp. – комплекс, характерный для нижнего мэотиса (Гончарова и др., 2010).

В начале мэотиса (слои 32–34, рис. 51) состав органикостенного фитопланктона существенно меняется – ассоциации становятся более многочисленными, в них появляются морские космополиты и неритические таксоны (*Spiniferites* spp., *Polysphaeridium zoharyi*). Для первой половины мэотиса очень характерно широкое распространение таксонов типа *Gelatia/Geonettia* spp., *Cymatiosphaera* spp., *Selenopemphix* spp., *Lejeunecysta* sp. и др., которые свидетельствуют о возросшей солёности вод при невысокой степени их обогащенности кислородом. Обращает на себя внимание заметное содержание перидиноидных гетеротрофных диноцист (*Selenopemphix brevispinosa*, *Selenopemphix* sp., *Lejeunecysta* sp.), которые являются индикаторами повышенной трофности вод. Они широко распространены в высокопродуктивных и богатых питательными веществами прибрежных, мелководных, дельтовых и эстуарных зонах, районах апвеллинга и фронтальной полосе между водными массами различной плотности. В верхнем подкомплексе (слой 34 – нижняя часть слоя 38; обр. 027–017), наряду с *Gelatia/Geonettia* type, в большом количестве появляются празиофиты *Cymatiosphaera* spp., которые ассоциируются с неритической обстановкой и солёностью близкой к нормальной.

В слое 33 (обр. 030) содержится достаточно богатый комплекс бентосных фораминифер (*Quinqueloculina consobrina*, *Q. reussi reussi*, *Discorbis maeotica*,

Ammonia tepida, *A. aff. beccarii*, *Protoelphidium martcobi*, *Bolivina dilatata*, *B. floridana* и др.), который характеризует шельфовую обстановку и соответствует ассоциации слоев с *Ammonia beccarii* (Пинчук, 2006), распространенной по Западному Предкавказью и сопоставимой с комплексами мэотиса Украины. Более представительный комплекс моллюсков с *Polittapes abichi*, *Dosinia maeotica*, *Mytilaster volhynicus*, *Rissoa subinflata*, *Pirenella disjuncta disunctoides* найден в слое 35. Прослой с богатыми комплексами бентоса в конце раннего мэотиса свидетельствуют о более мелководных условиях, чем вначале, благоприятном газовом режиме и солености порядка 15‰.

Верхнемэотический подъярус ложится с резким несогласием и глубоким размывом в этом разрезе – в виде руслового вреза (слои 41, 42, рис. 51), прорезающего нижнемэотические отложения вплоть до слоя 38 (более 30 м). В основании заполнения вреза залегают пески-ракушечники с многочисленными *Congeria panticapaea* и более редкими *Ervillea pusilla*, *Theodoxus stefanescui*, окатанными *Pirenella disjuncta disunctoides* – обычный комплекс верхнего мэотиса с переотложенными пиренеллами. Конгерии, эрвиллии, теодоксусы найдены и выше, в слоях 43, 44. Резкое обеднение комплексов, появление пресноводных теодоксусов свидетельствуют о значительном падении солености. Никаких морских форм на уровне начала верхнего мэотиса среди моллюсков не найдено. В то же время в составе фораминифер (слои 41-42, рис. 50) Ю. Вернигоровой (Вернигорова и др., 2011) обнаружен богатый фораминиферовый комплекс (*Bolivina ex gr. variabilis*, *B. ex gr. moldawica*, *Nonion subgranosus*, *N. aff. matagordanus*, *Elphidium macelum maeotica*, *E. fedorovi*, *Ammonia ex gr. beccarii*, *A. ex gr. compacta*, *Quinqueloculina ex gr. consobrina*, *Quinqueloculina sp. 1*, *Discorbis sp. 1*, *Cassidulina sp. 1*), характеризующийся ярко выраженным доминированием представителей морского рода *Bolivina*, присутствием морских *Discorbis sp. 1* и *Cassidulina sp. 1*. Эвригалинные виды встречаются реже.

Комплексы диноцист раннего и позднего мэотиса заметно отличаются, особенно узнаваем олигодоминантный позднемэотический комплекс с массовым содержанием видов *Batiacasphaera*, *Operculodinium* и *Lingulodinium*.

Выше (слой 44, обр. 130) комплекс фораминифер эвригалинный, обычный для верхнего мэотиса, с доминированием *Ammonia ex gr. beccarii*, *Elphidium macelum maeotica*. Такие различия могут свидетельствовать о резко менявшихся экологических условиях.

По результатам полевых работ 2018 г. во врезе, показанном на рис. 50В, справа от разлома мы наблюдали несколько иную картину. В результате интенсивной эрозии этой части побережья, вызванной строительством порта, оказались вскрыты более глубокие слои заполнения этого вреза с крутыми стенками (около 45°), уходящие ниже уровня моря. Они сложены хаотическим нагромождением глыб глин нижнего мэотиса (блоки до 1.5х5 м), аналогичных глинистой брекчии слоя 26 в разрезе Железный Рог. Выше видны слои второй стадии заполнения, отличающиеся более ясно выраженной слоистостью, соответствующей общим элементам залегания мэотиса, и массовым присутствием глыб крепких известняков, перемытых из слоя 39. На рис. 50В мы видим лишь эту вторую стадию заполнения.

В верхнемэотических отложениях, завершающих разрез горы Зеленского – мыса Панагия (слои 45–48), выделяются слои с органикостенным фитопланктоном *Batiacasphaera* spp. – *Operculodinium israelianum* – *Lingulodinium machaerophorum*, в которых эти таксоны чрезвычайно многочисленны. Их массовость можно объяснить обмелением бассейна и повышением степени насыщенности вод кислородом на фоне их высокой биогенной питательности.

Самая верхняя часть верхнего мэотиса (слои 48–49, обр. 55/04, 56/04) вновь содержит комплекс фораминифер с резким доминированием морского рода *Bolivina*, в подчинении находятся эвригалинные виды. В этих же слоях по наннопланктону и диатомеям фиксируется максимум морской трансгрессии (Radionova, Golovina, 2011). Так, в слоях 46, 47 (обр. 51-56/04) присутствуют многочисленные *Braarudosphaera bigelowii*, наряду с *Lithostromation perdurum*, *Syracosphaera pulchra*, *Thoracosphaera* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera* sp., единичными *Reticulofenestra* sp. и *Perforacalcinella fusiformis*. В глинах слоев 48, 49 наннопланктон отсутствует.

В верхнем мэотисе разреза мыса Панагия полная последовательность слоев с фитопланктоном, выделенная в разрезе Железный рог, не прослеживается в связи с перерывами в осадконакоплении. Здесь отсутствует значительная часть верхнего мэотиса, что наблюдается также в следующем разрезе.

14.2. Мыс Попов Камень

Мыс Попов Камень, также как Панагия, бронирован мшанковыми биогермами нижнего мэотиса и расположен на северо-западном борту той же синклинальной складки (рис. 42). Разрез известен как наиболее хорошо обнаженный из таманских разрезов в мэотической части, но за мысом также полно вскрываются и верхесарматские отложения. Сарматская часть разреза начинается в 700-800 м к северо-западу от мыса, где у следующего слабо выступающего мысика в ядре антиклинальной складки вскрываются отложения среднего – верхнего сармата (рис. 53).

Из этой нижней части разреза были отобраны образцы на фауну, фитопланктон и палеомагнитный анализ в 2012 г. Палеомагнитные характеристики получены О.В. Пилипенко и В.М. Трубиным (2014).

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

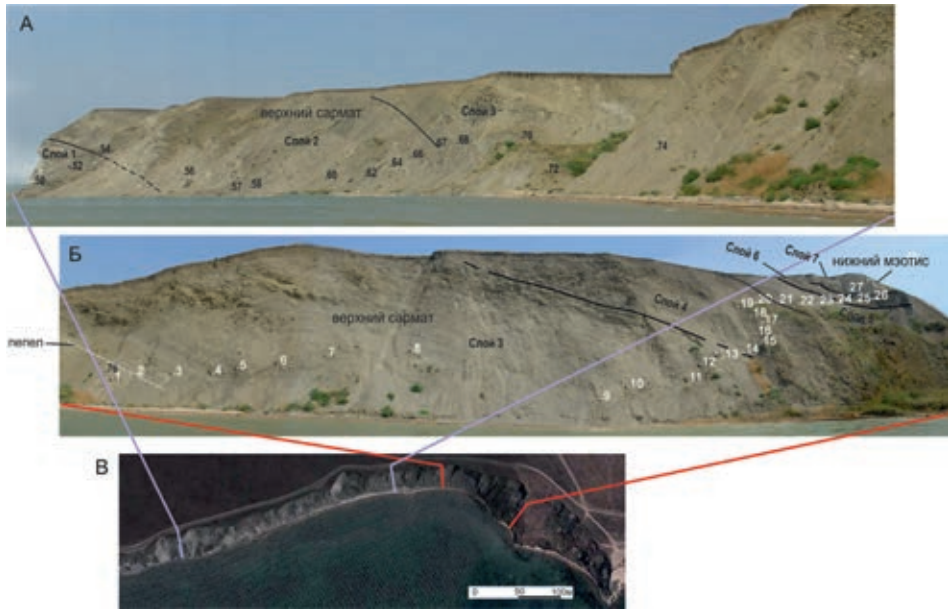


Рис. 53. Разрез верхнего сармата к северо-западу от мыса Попов Камень: А, Б – фотопанорама береговых обрывов. Обозначены слои и основные взятые образцы; В – космоснимок побережья из Google

Описание разреза:

1. $N_1sm2 - sm3$. Ритмичное чередование светлых глин с тонкими прослоями (5-20 см) доломитизированных известняков.

Видимая мощность 20-30 м.

2. N_1sm3 . Преимущественно глинистая толща с редкими ритмичными прослоями крепких известняков. Глины зеленовато-серые, плотные тонкослоистые, иногда содержат отпечатки рыб (обр. 54). В 7.5 м от основания – бронирующий пласт доломитизированного окремненного известняка (0.7 м) с глинистыми прослоями внутри. Имеются мало-мощные пепловые прослои.

В верхней части, в ритмичных глинисто-карбонатных пачках, в 30 и 20 м от кровли толщи, в прослоях крепкого слоистого известняка найдены отпечатки и ядра *Maetra (Chersonimaetra) caspia*, *M. (Ch.) cf. timida* (обр. 60 и 62), часто с парными створками. В кровле пачки выше – *Maetra (Chersonimaetra) cf. caspia* (обр. 67). Эти находки датируют возраст толщи поздним сарматом.

65-70 м.

3. Глины серые и зеленовато-серые, тонкослоистые, слабодиадомовые, местами алевритистые, прослоями массивные, с выцветами ярозита.

70-75 м.

В 20 м от кровли проходит 1-3 см прослой пепла с радиометрическим возрастом 10.58 ± 0.75 млн л. (по Чумаков и др., 1992). При пересчете с учетом поправки на константу спонтанного деления урана возраст этого верхнего пепла 8.5 ± 0.7 млн л. Выше продолжается толща серых пластичных глин с редкими тонкими пропластками светлых алевроли-

тов. Образцы 1-12/12, отобранные начиная с этого уровня с интервалом 2 м на палеомагнитный анализ и фитопланктон, содержат типичную ассоциацию диатомей позднего сармата, включающую *Achnantes brevipes*, *A. longipes*, *Actinocyclus gorbunovii*, *Navicula zichyi*, *Pliocaenicus* sp., *Nitzschia punctata*, и др. Но кроме этих форм, уже с образца 1/12, взятого на 2 м ниже пепла, встречаются морские талассиозиды, в частности *Thalassiosira grunowii* и *Th. coronifera*. В обр. 6 найдена океаническая *Nitzschia fossilis*.

4. Пачка чередования тонкослоистых алевроитов, светло-серых, без карбонатной примеси и темно-серых некарбонатных глин. Толщина слоев алевроитов от 2-4 мм до 4 см. В 10 м от основания – желтый прослой алевролита 0.5 м (обр. 16а). Слоистость линзовидная. Образцы 13-20 представлены чередованием прослоев, в которых солоноватоводные *Actinocyclus* составляют до 30% ассоциации, с прослоями, где доминируют *Achnantes* и *Surirella*. В верхах пачки ассоциация обедняется и содержит много битых створок диатомей, что указывает на обмеление.

11-12 м.

5. Глины темные, массивные, с ярозитом по трещинам. В образцах 21-24/12 преобладают *Hyalodiscus frenguelli*, *Paralia sulcata*, *Aulacoseira*, в обр. 24 много солоноватоводных диатомей. В кровле – микрослоистое переслаивание глин и алевроитов (1м)

9 м.

6. По резкой границе с дресвяником и детритовыми известняками, прослоем загипсованного алевролита – глины темно-серые, вязкие. Алевроитовые прослои в низах слоя (обр. 25) содержат довольно разнообразный комплекс типичных сарматских диатомей. Выше он сменяется комплексом, в котором доминирует *Nitzschia punctata* (обр. 26).

4-5 м.

7. **N₁mt1.** Биогермные мшанковые известняки. В низах слоя из линзы слоистых глин взяты обр. 27 и 27А. Диатомей мало, определены морские виды – *Coscinodiscus asteromphalus* и *Thalassiosira maeotica* – вид-индекс одноименной зоны мэотиса.

Видимая мощность 10-12 м.

Мэотическая часть разреза обнажается в береговом обрыве к юго-востоку от мыса Попов Камень. Она изучалась нами многократно, но наиболее детальный отбор был проведен в 2007 г. Слои и взяты в этот год образцы показаны на фотопанораме и разрезе (рис. 54, 55).

Описание разреза. Снизу вверх обнажаются:

1. **N₁sm3.** Глины темно-серые, тонкослоистые, слабодиатомовые, местами алевроитистые, в верхней части глин – отдельные прослои (до 0.2 м) известняков бурых, копролитовых, содержащих примесь мелкого боя водорослевых корочек, местами с неровными карманообразными нижними границами.

Видимая мощность 5-6 м.

2. Глины темные, алевроитистые.

4-5 м.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

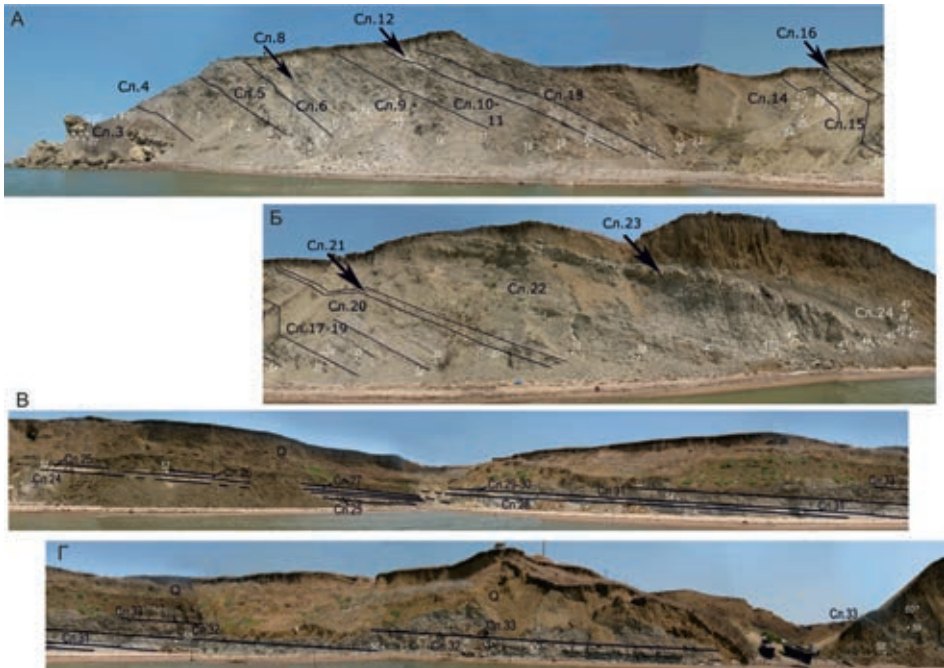


Рис. 54. Фотопанорама разреза мэотиса к юго-востоку от мыса Попов Камень: А, Б, В, Г – береговые обрывы с СЗ на ЮВ. На панораме обозначены слои и основные взятые образцы 2007 г. Слои 1-24 – нижний мэотис, слои 25-33 – верхний мэотис

3. **N₁mt1.** Глыбы мшанковых известняков (до 3.5-4 м), сложенные в основном колониями мшанок рода *Tamanicella*, образуют выступ мыса Попов Камень и залегают в глинах темно-серых, бескарбонатных, тонкоплитчатых. В глинах в верхней части слоя найдены отпечатки и ядра двустворок *Cerastoderma* sp., *Abra* sp., свидетельствующих о мэотическом возрасте пород.

Общая мощность глин и мшанковых биогермов до 15 м.

4. Глины темно-серые, зеленоватые, слабо- и известковистые (до 7%), с незначительным содержанием диатомей, тонкослоистые, песчано-алевритистые (15–20%), с мм линзочками и прослоями-«примазками» терригенного материала. В глинах слоев 4 и 5 найдены остатки органикостенного фитопланктона, состав которого свидетельствует о полуморском бассейне с затрудненным газовым режимом. Диатомей (в обр. 1-6) содержат полуморской литоральный комплекс с крупными *Coscinodiscus*, *Actinoptychus*, *Hyalodiscus*, *Pseudostictodiscus antideluvianum* и морскими *Nitzschia*, *Cocconeis*, *Grammatophora*. 10 м.
5. Глины светло-серые, слабодиатомовые и диатомовые, слабо- и известковистые (до 8%), с незначительным (5–10%) содержанием терригенной алевритовой примеси, тонкослоистые. В составе диатомей (обр. 7, 8) доминируют тихопелагические виды *Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius*, *Podosira* sp., обрастатели *Dimerogramma minor*, *Grammatophora spinosa*, *Achnantes brevipes*, а также присутствуют

- планктонные формы *Coscinodiscus asteromphalus* и др. В обр. 9-11 много битых створок диатомей. 6–8 м.
6. Горизонт известковистых глин светло-серых, голубоватых, с включениями (0.5–2.5 м) мшанковых биогермов. Одновременное присутствие пресноводных зеленых водорослей – *Pediastrum* sp., ед. *Botryococcus* sp. и обедненной ассоциации наннопланктона (обр. 10) может свидетельствовать об условиях гидрологического фронта дельты. 2.5-3 м.
 7. Глины темно-серые, тонкослоистые, с незначительным содержанием диатомей, в нижней части известковистые, в кровле (0.2-0.3 м) – бескарбонатные. В основании глин встречены раковины *Abra tellinoides*, *Mytilaster* sp. С этого уровня и выше до слоя 14 (обр. 10-28) установлены немногочисленные ассоциации фитопланктона, свидетельствующие о полуморских условиях обитания. 1-1.5 м.
 8. Диатомы, белый, тонкослоистый. В составе диатомей (обр. 12в и 13) доминирует ассоциация морских *Thalassiosira*, характерных для мэотиса, часты виды рода *Chaetoceros*. Встречены океанические *Roperia tasselata* и силикофлагелата *Distephanus speculum patulus*. Комплекс наннопланктона, помимо переотложенных видов, содержит *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* *Isolithus semenenko* и *Lacunolithus menneri*. Последний был описан С.А. Люльевой как форма, характерная для нижнего мэотиса. 0.15 м.
 9. Глины светло-серые, слабодиатомовые и диатомовые, слабо- и известковистые (до 8%), тонкослоистые. Диатомовая ассоциация (обр. 14-16) крайне мелководная: доминируют бентосные диатомей, *Diploneis bombus* составляет до 50% ассоциации, *Paralia sulcata* сохраняется в цепочках. Много спикул губок. Остракоды представлены 14 солоноватоводными видами. 6 м.
 10. Глины темно-серые, слабоалевритистые (10%), слабо- и известковистые (до 10%), слабодиатомовые, тонкослоистые. 3.5 м.
 11. Глины темно-серые и черные, с незначительным содержанием алевритовой примеси и диатомей, слабо- и известковистые (до 8%), с чешуей и остатками костей рыб, налетами ярозита, ожелезнением и пиритизацией. В обр. 19-20 увеличивается содержание планктонных диатомей. Из талассиозир доминирует *Th. maeotica*, однако бентосные виды и обрастатели более разнообразны. 0.4-0.5 м.
 12. Диатомиты и диатомовые глины, светло-серые, белесые, слабо- и известковистые (до 5%), тонкослоистые. По составу диатомей близки к обр. 13: доминируют морские талассиозир. Из океанических видов встречены *Bacteriastrum hyalinum* и *Th. burckliana*. 1.8 м.
 13. Глины светло-серые, диатомовые, слабоизвестковистые, тонкослоистые, в верхней части с *Abra tellinoides*. В обр. 24 в составе диатомей вновь преобладает бентос – *Diploneis bombus* и *Biddulphia toomey*, талассиозир отсутствуют, встречаются переотложенные палеогеновые виды. 8 м.
 14. Глины темно-серые, слабоалевритистые, слабоизвестковистые (до 10%), слабодиатомовые, тонкослоистые. В обр. 24-28 в ассоциации диатомей преобладает разнообразный морской бентос. Массово присут-

- ствуют зеленые водоросли. Режим бассейна полуморской с влиянием пресноводного стока. 6 м.
15. Глины серо-зеленые, песчано-алевритистые (15–20%), слабо- и известковистые (до 8%), с незначительным содержанием диатомей. 1.7 м.
16. Диатомиты и диатомовые глины, подобные породам слоя 12. В обр. 32 планктонная ассоциация диатомей представлена солоноватоводными *Actinocyclus*, *Cyclotella*, *Actinoptychus*, полуморский бентос разнообразен. 1 м.
17. Глины светло-серые, алевритистые (15–20%), слабоизвестковистые (10–15%), с тонкой линзовидной слоистостью, подчеркнутой скоплениями раковинного детрита, в основании с прослоем мелкодетритового известняка (1–2 см) с раковинами *Abra*, а выше (обр. 35) – *Polititapes*. 1.5–1.8 м.
18. Глины светло-серые, слабоалевритистые (10%), слабоизвестковистые (около 10%), с раковинами *Abra tellinoides* и мелких гастропод. 2.5–3 м.
19. Горизонт известковистых глин с единичными *Abra tellinoides*, многочисленными раковинками бентосных фораминифер *Discorbis* sp. 1, реже – *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Cassidulina* sp. 1 и включениями мелких (0.1–0.3 м) мшанково-серпуловых биогермов. Мшанки представлены морскими родами *Vincularia*, *Hinksina* и эвригалинным родом *Conopeum* (определения Л.А. Висковой), полихеты – родами *Spirorbis* и *Serpula* (сем. Serpulidae). Биогермы содержат раковины морских эвригалинных моллюсков – *Mytilaster volhynicus*, *Ervilia minuta*, *Polititapes abichi*, обломки раковин *Dosinia (Pectunculus) maeotica*, *Cerastoderma mithridatis* – типичный комплекс нижнего мэотиса. С этого уровня и выше, вплоть до слоя 24 (обр. 46) с небольшими перерывами в составе наннопланктона вновь отмечается появление *Lacunolithus menneri*. В слоях 19–22 (обр. 34–44) диатомеи преимущественно бентосные: *Biddulphia* sp., *Nitzschia marginulata*, *N. punctata*, *Achnantes brevipes* и многие др. Из планктонных видов – только *Actinocyclus gorbunovii*. 0.5–0.7 м.
20. Глины светло-серые, слабоизвестковистые, с незначительным содержанием диатомей и терригенной алевритовой примеси. Бентосные фораминиферы те же. 4.5–5 м.
21. Глины светло-серые, алевритистые (15%), известковые (21%), с незначительным содержанием диатомей, в основании и в кровле с прослоями бурых, детритовых известняков (1–2 см и 20–30 см, соответственно). Верхний раковинно-детритовый рыжеватый (с ожелезнением) известняк состоит преимущественно из раковин *Polititapes abichi* и *Mytilaster volhynicus* (от мелких до крупных) и редких *Ervilia pussila minuta*. 0.7–0.8 м.
22. Глины светло-серые, известковые (31%), насыщенные раковинным детритом, раковинами остракод, фораминифер того же состава, что и в предыдущих слоях, спикулами кремниевых губок, с обломками и целыми створками диатомей, с незначительным количеством алевритовой примеси и отдельными маломощными (до 0.15 м) прослоями детритовых известняков с *Abra* sp. 10–12 м.

23. Известняки светло-серые, мелко- и тонкозернистые, детритово-оолитовые, доломитизированные, плотные, сливного вида, в основании песчаные, наслаиваясь (0.1-0.25 м), образуют бронирующий горизонт. 0.8-1 м.
24. Глины светло-серые, алевритистые, известковые, насыщенные тонким раковинным детритом, с тонкой горизонтальной и линзовидно-штриховатой слоистостью, целыми раковинами *Abra tellinoides*, *Cerastoderma mithridatis*, фораминиферами с преобладанием дискорбисов, спикулами кремниевых губок и незначительным содержанием створок диатомей, сохраняющихся в обломках, что свидетельствует о повышенной гидродинамике. В пределах слоя наблюдается переход от бентосного комплекса, в котором преобладают линейно вытянутые виды, главным образом *Nitzschia* (обр. 46), к комплексу, в котором доминирует *Paralia sulcata* (обр. 48).
В 3 м от кровли – линзы ракушечника ожелезненного, с многочисленными *Pirenella disjuncta disjunctoides*, редкими *Rissoa subinflata* и др. гастроподами, обломками раковин двустворок: *Mytilaster* sp., *Cerastoderma mithridatis*, *?Loripes* sp., *Abra* sp., *Dosinia maeotica*, т. е. комплекс, представляющий довольно полный набор раннемэотической фауны. 12-14 м.
По резкой, слегка волнистой границе с плохо окатанной мелкой галькой известняков (до 2 см) в основании:
25. N₁mt₂. Известняки бурые, в нижней части детритово-оолитовые, с линзовидной слоистостью, содержащие многочисленные раковины двустворчатых моллюсков *Ervilia pusilla minuta*. Реже встречаются раковины *Mytilaster volhynicus*, *Cerastoderma mithridatis*, *Congeria amygdaloides navicula*, *Abra tellinoides*, а также мелкие гастроподы и единичные обломки колоний мшанок эвригалинного рода *Conopeum* (определения Л.А. Висковой). Органические остатки покрыты известковой (водорослевой корочкой). В верхней части известняки доломитизированные, песчаные (0.1-0.25 м), наслаиваясь, образуют бронирующий пласт. 1.2 м.
26. Глины темно-серые, слабо и неизвестковистые (до 8%), с раковинным детритом и терригенной алевритово-песчаной примесью. В слоях 26-31 сохраняется мелководная ассоциация диатомей, однако в ее составе увеличивается разнообразие морских видов рода *Thalassiosira*: вновь появляются *Th. maeotica*, *Th. coronifera*, единично встречаются виды-индексы океанической зоны *Thalassiosira convexa*: *Th. praeconvexa* (обр. 52) и *Th. convexa* (обр. 54). 0.3 м.

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

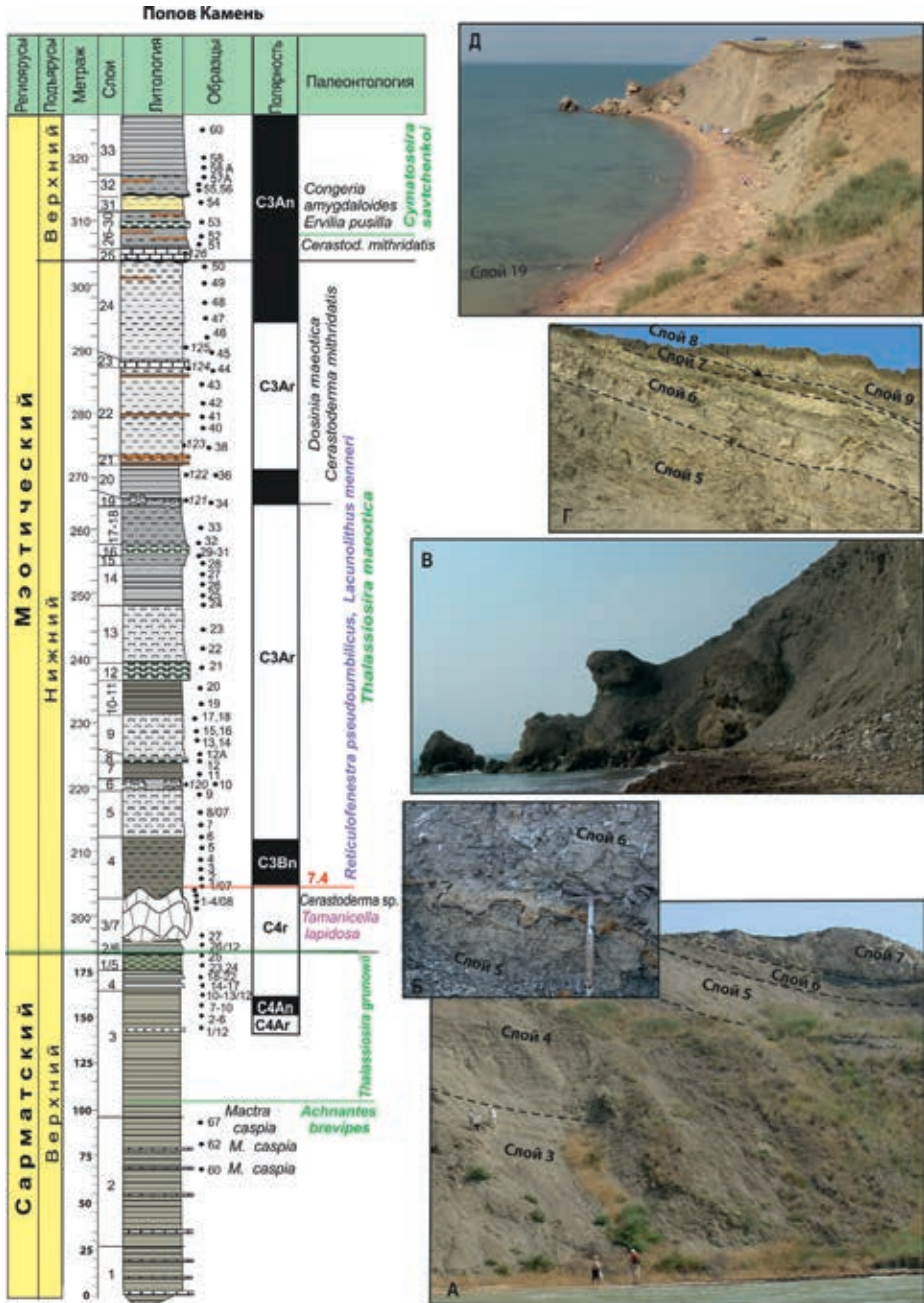


Рис. 55. Схема опорного разреза Попов Камень Таманского полуострова верхов сарматского и мэотического регионарусов. Палеомагнитная характеристика по Трубихин, Пилипенко, 2011; Пилипенко, Трубихин, 2014. Фото: А – верхнесарматская часть разреза, отбор палеомагнитных образцов; Б – ожелезненная граница верхнего сармата и мэотиса с карманами; В – выходы мшанковых известняков, бронирующие мыс Попов Камень; Г – фрагмент разреза нижнего мэотиса, слои 5-9; Д – мыс Попов Камень и нижнемэотическая часть разреза, прослеживается слой 19, уходящий в море

27. Глины светло-серые, известковые (31%), с раковинным детритом и терригенной алевритово-песчаной примесью, с незначительным содержанием диатомей, с раковинами остракод, представленных солоноватоводными видами *Cryptocyprideis bogatschovi*, *Euxinocythere mironovi*, *Pontoleberis laevis*, *Cyprideis torosa*, *Cyprideis pontica* (по данным Н. Дыкань в *Paleontology* ..., 2016). 0.4 м.
28. Глины темно-серые, слабоизвестковистые (11%), с алеврито-песчаной примесью, линзовидными скоплениями раковинного детрита и раковинами моллюсков родов *Congerina*, *Ervilia*, *Theodoxus*, *Abra*, незначительным содержанием диатомей, в средней части с выклинивающимся по простиранию прослоем до 0.2 м детритового известняка. 2.2 м.
29. Глины светло-серые, диатомовые. В составе диатомей происходит обновление морского комплекса: появляется и доминирует *Cymatosira savtchenkoi*, часты *Thalassiosira maeotica*, *Chaetoceras* sp., появляется *Rhaphoneis maeotica*, *Dimmerogramma minor*. 0.2-0.3 м.
30. Глины темно-серые, слабоизвестковистые, с алеврито-песчаной примесью, в нижней части с линзовидным прослоем детритового известняка (до 0.1 м), с раковинами *Congerina amygdaloides*, древесины. 1.1-1.3 м.
31. Глины светло-серые, песчаные, известковые, с резкой, ровной, срезающей нижней границей, в основании со скоплениями мелкой глинистой гальки, выше с косоволнистой и линзовидной слоистостью, насыщенные тонким раковинным детритом, с раковинами *Congerina panticapaea*, гастропод и обилием остракод. Наряду с солоноватоводными видами – *Cyprideis torosa*, *Cryptocyprideis bogatschovi*, *Loxocaspia babadanica* и др. – найден пресноводный вид *Candona neglecta*. Встречены автохтонные единичные экземпляры наннопланктона – *Braarudisphaera bigelowii* и *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (обр. 54). 2 м.
32. По волнистой границе с карманами, галькой до 10 см, раковинами *Congerina amygdaloides* с парными створками – глины по литологическому строению подобные глинам слоя 28, с ожелезнением и пиритизацией. 2.5 м.
33. Глины темно-серые, слабодиатомовые, слабоизвестковистые (до 13%), тонкослоистые, с налетами ярозита. В верхней части предыдущего слоя (обр. 57а) и в нижней части этого (обр. 58) присутствует разнообразная ассоциация наннопланктона с доминированием *Braarudosphaera bigelowii* и единичными *Discoaster* sp., *D. intercalaris*. Несмотря на мелкогабаритность и угнетенный облик кокколитов, состав и обилие ассоциации свидетельствуют о восстановлении связи с открытым морским бассейном.
- Среди диатомей преобладает *Coscinodiscus radiatus*, реже встречаются *Rhaphoneis maeotica*, *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus* sp., *Actinocyclus paradoxus* – характерный комплекс верхов верхнего мэотиса. В обр. 60 диатомеи на 95% представлены моновидовым комплексом *Actinocyclus octonarius*. Видимая мощность 6.5-8.5 м.

Верхние слои лежат горизонтально и перекрыты четвертичными отложениями.

Общая мощность мэотиса составляет около 105-110 м.

Обсуждение и корреляция. Сармат. Карбонатно-терригенное осадко-накопление, выраженное в низах разреза частым чередованием прослоев глин и известняков (слой 1), во второй половине позднего сармата сменилось накоплением мощной толщи монотонных глин (слои 2-6). Присутствие в этих отложениях прослоев витрокластических пеплов указывает на синхронный вулканизм в тектонически активных регионах.

По фитопланктонным данным ясно видно, что переход от почти замкнутого бассейна позднего сармата к полузамкнутому в мэотисе в этих относительно глубоководных фациях происходил постепенно. От пепла слоя 3 до подошвы главного биогерма слоя 7 (=слою 3 юго-восточного разреза) Э.П. Радионовой и Т.М. Козыренко (Radionova et al., 2012; Paleontology ..., 2016) были выделены **слои с *Thalassiosira grunowii*** – переходная толща от сармата к мэотису. В разрезе Панагия к ним отнесены слои 28 и 29, а в Железном Рого – слои 5-8. Так же как в разрезах Железный Рог и Панагия, в этой части разреза по диатомеям фиксируются признаки обмеления и единичного появления океанических видов на фоне чередования слоев с доминированием солоноватоводного планктона и бентоса, с обеднением ассоциации диатомей в средней части и, наконец, появлением ассоциации *Paralia / Aulacoseira* чуть ниже основания биогерма как признака начала трансгрессии.

Поскольку такие особенности строения толщи выдерживаются и в других разрезах и сопровождалась появлением каналов врезов, можно предполагать значительное общее падение уровня моря в терминальном сармате, с проградацией сюда авандельты, вероятно, р. Палео-Донец. Усиление влияния вод речного стока привело к массовому появлению на этом уровне пресноводных диатомей и зеленых водорослей. Таким образом, здесь можно констатировать крайне редкое в других районах отсутствие значительного перерыва в основании мэотиса с постепенным изменением солёности бассейна в связи с установлением удаленной морской связи.

Мэотис. Рост органогенных построек, сложенных мшанками *Tamanicella* и известковыми червями, в основании мэотиса происходил при слабой гидродинамической активности, способствующей осаждению глинистых осадков, заполнявших карманы между биогермами (Ростовцева, Гончарова, 2008; Ростовцева, 2009б). Развитие биогермов, по-видимому, прекращалось при слишком быстром поднятии уровня вод в бассейне или резком увеличении количества осаждающегося обломочного материала. Основание мэотиса характеризуется полуморской ассоциацией диатомей и массовым появлением *Perforacalcinella fusiformis* и *Micrascidites* sp. – спикул морских асцидий, которые могут использоваться в качестве маркера биоморфических условий морского бассейна.

Ассоциации органикостенного фитопланктона начальной фазы мэотиса из глин сразу над основным массивом биогермов (слой с *Polysphaeridium zoharyi* – *Spiniferites ramosus* group, *Operculodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp. – верхи слоя 3 – низы слоя 4; обр. 1–4) состоят из немногочисленных диноцист, в основном лагунных, неритических и космополитов. Отмечен интервал опреснения (обр. 3), связанного с повышенным влиянием речного стока, на что указывает увеличение числа пресноводных

зеленых водорослей *Pediastrum* sp. Состав ассоциации свидетельствует, что бассейн характеризовался повышенной трофностью (мезоэвтрофный), пониженным содержанием кислорода и, скорее всего, сероводородным заражением.

Доминирование морских эвригалинных диатомей характерно для всего нижнего мээотиса. Анализируя численность бентоса и планктона, а также соотношение морских – солоноватоводных – пресноводных и океанических видов, в составе мээотиса было выделено семь ассоциаций, отражающих цикличность колебаний морских и солоноватоводных обстановок (Paleontology ..., 2016).

Ассоциация I, выделяемая в слоях 4-7, содержащих карбонатные биогермы, представлена морским и солоноватоводно-морским бентосом, однако появление в слоях 4 и 5 океанических видов планктона *Coscinodiscus radiatus*, *C. asteromphalus*, *Thalassiosira antiqua* свидетельствует о связях с открытым морским бассейном и трансгрессивном характере ассоциации. Уровень появления *Th. antiqua* в средних широтах датируется 8.5 млн лет. (Barron, 2003).

Отчетливый морской импульс регистрируется здесь и по появлению комплекса наннофлоры, представленного космополитными видами широкого стратиграфического диапазона. Наиболее богатый комплекс встречен в слоях 6 и 7 (обр. 10): *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera* sp., *Perforacalcinella fusiformis*, *Micrascidites* sp. Выше по разрезу (обр. 12) появляются *Braarudosphaera bigelowii*, *Calciosolenia* sp., *Reticulofenestra minutula*, *Rhabdosphaera sicca*, *Rhabdosphaera* sp., *Syracosphaera* sp., отмечается присутствие *Isolithus semenenko*, *Isolithus* sp. и многочисленные морфотипы рода *Lacunolithus*.

Фораминиферы, встреченные в нижней части разреза (слой 4, обр. 2-4), отличаются редкой для милиолид «стекловатостью» тонкой стенки и сравнительно малыми размерами раковин. Наиболее многочисленны виды *Miliolinella* ex gr. *circularis* и *Quinqueloculina* aff. *guriana*. Можно предположить, что формирование фораминиферового сообщества протекало в условиях погруженной зоны внешнего шельфа, на глубокowodность указывают и представители родов *Hauerina* и *Nodobaculariella*.

Диатомовая ассоциация II, выделяемая в слоях 8-15, соответствует максимуму трансгрессии. Наиболее морской состав комплекса приходится на диатомит слоя 8 (обр. 13), в составе которого появляются силикофлагеллаты *Distephanus speculum*, относящиеся к стеногалинным морским организмам, впервые появляется планктонный комплекс с ассоциацией мээотических *Thalassiosira*. Внутри ассоциации II, в слоях 8-11, 12-14 (низ) и 14-15 трижды наблюдаются одинаковые изменения в составе диатомей, которые можно трактовать как отражение мелкой цикличности. В низах цикла преобладает планктон, в том числе появляется несколько открыто-морских видов, затем увеличивается доля солоноватоводного планктона при сокращении морского. Регрессивную часть цикла характеризует мелководный бентос, часто с резким доминированием одного-двух видов диатомей. В это время эпизодически накапливались темно-серые, черные бескарбонатные глины, формировавшиеся в условиях дизоксии и слабой циркуляции придонных

вод (кровля слоя 7, слой 11). Наннопланктон обнаружен лишь в слое 14 (обр. 28), с редкими *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Reticulofenestra* sp. и *Helicosphaera* sp.

В составе органикостенного фитопланктона стали доминировать перидиноидные таксоны (*Selenopemphix brevispinosum*, *S. nephroides*, *Lejeunecysta* spp.), свидетельствующие о повышении питательности вод, и угнетенные *Spiniferites* spp. Судя по таксономическому составу фитопланктона, данный участок бассейна характеризовался мезоэвтрофными гипоксическими условиями, отличавшимися от нормально-морских. Отмечается интервал (обр. 7–9) с заметным количеством пресноводных зеленых водорослей (*Pediastrum* sp., ед. *Botryococcus* sp.), указывающих на некоторое опреснение за счет увеличения речного стока. Данную ассоциацию сменяет ассоциация (слои 6–18; обр. 10–34) с доминированием празиофитов (*Cyatiosphaera* spp.), *Gelatia/Geonettia* type и видов *Spiniferites* (*S. ramosus* group, *S. bentorii* и др.). Условия обитания, по всей видимости, соответствовали внутренней части неритической зоны. Отмечается интервал повышенного влияния речного стока (обр. 14–20).

Состав диатомовой ассоциации III (слои 16–24) соответствует стадии почти изолированного бассейна и может рассматриваться как результат регрессии, т. к. содержит вверх по разрезу все больше бентоса, свидетельствующего о мелководной обстановке. Тем не менее здесь вновь пунктирно отмечается появление многочисленных представителей *Lacunolithus menneri* и его морфотипов, (слои 19–24; обр. 34–37; обр. 41–43; обр. 46–48), наряду с редкими и единичными *Coccolithus pelagicus* и *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, что свидетельствует о несомненном поступлении морских вод, но условиях, неблагоприятных для развития наннопланктона. Единично встречаются пресноводные диатомеи.

Эта фаза характеризуется широким распространением представителей рода-космополита *Spiniferites* (*S. membranaceus*, *S. bentorii cornutus* и др.), благоприятным кислородным режимом и, вероятно, пониженным уровнем бассейна. Установлен эпизод (обр. 38) опреснения, на что указывает возрастание количества пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum* sp.

В слоях 19–22 (обр. 34, 36, 38, 42, 44) установлен комплекс бентосных фораминифер, который характеризуется небольшим видовым разнообразием, стабильным составом видов и большой численностью их раковин (Вернигорова и др., 2011). В нем численно доминируют раковинки вида *Discorbis* sp. 1 (= *Discorbis* aff. *maeoticus*) и *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, в небольшом количестве встречены виды *Cassidulina* sp. 1, *Cornuspira* sp., *Quinqueloculina gracilis*, *Ammonia* aff. *tepida*, *Cibicides* sp. Такой тафоценоз указывает на морские, относительно мелководные условия раннемэотического моря. Находки нижнемэотических моллюсков в слоях 17, 19, 21, 22 и 24 также свидетельствуют о мелководных обстановках с полуморским режимом солености.

Согласно В.М. Трубахину, О.В. Пилипенко (2011) и Э.П. Радионовой с соавторами (Radionova et al., 2012), возраст нижней границы мэотиса датируется около ~7,6 млн лет. Такие датировки границ нижнего мэотиса получили подтверждение и в результате астростратиграфических исследований (см. рис. 85).

С начавшимся обмелением бассейна и активным ростом подводных антиклинальных поднятий в конце нижнего мэотиса связаны изменения литологии: появление прослоев мелко-тонкозернистых известняков сливного типа, которые отвечают дистальным частям русел стоковых течений, проксимальные части которых наблюдаются в разрезах нижнего мэотиса в пределах Тузлинского поднятия и антиклинали Зеленского (Ростовцева, 2009б).

Верхняя граница нижнего мэотиса близка к смене хронов С3Аг/С3Ап (Трубихин, Пилипенко, 2011), возраст которой оценивается в 6.733 млн л. (Gradstein et al., 2020). Такая интерпретация палеомагнитных данных подтверждается результатами палеонтологических исследований (Radionova et al., 2012): находками в верхах нижнего мэотиса диатомей *Nitzschia miocenica* (FO 7.1 Ma) и *Thalassiosira convexa* (FO 6.7 Ma).

В основании **верхнего мэотиса** выделяется слой известняков (слой 25, 1.2 м). Накопление происходило при высокой гидродинамической активности, а затем в обстановке с меньшей подвижностью вод. Это подтверждается литологическим составом отложений, в основании содержащих грубый детритовый материал и оолиты крупно-среднепесчаной размерности, а в кровле представленных сливными мелко-тонкозернистыми известняками. Развитие мультислойной слоистости в нижней части этого слоя указывает на действие волнений.

Вышележащие глины, в нижней части слабоизвестковистые (8-11%), с повышенным количеством обломочной примеси и линзовидными скоплениями раковинного детрита (слои 26, 28, 30). Эти отложения накапливались в зоне действия слабых волнений. В результате массового цветения известкового планктона и диатомовой флоры формировались слои с повышенными количествами известковой (слой 27) или диатомовой (слой 29) составляющих. Накопление песчаных глин с мелкой косоволнистой, линзовидной слоистостью (слой 31) происходило при активном действии донных течений. Они формировались в пределах локальной отмели, расположенной в верхней части растущего антиклинального поднятия.

В составе диноцист наблюдается массовое развитие четырех таксонов – *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites* sp. 1 (cf. *ramosus* var. *ramosus* с очень длинными выростами), *Gelatia/Geonettia* type, *Cymatiosphaera* spp., которые обитали в условиях верхней сублиторали с благоприятным кислородным обменом.

В детритовых известняках слоя 25 содержатся многочисленные *Ervillea pusilla minuta*, реже встречаются *Mytilaster volhynicus*, *Cerastoderma mithridatis*, *Congerina amygdaloides navicula*, *Abra tellinoides*, а также *Caspiohydrobia starobogatovi*, *Theodoxus stefanescui*. Выше моллюски найдены в слоях 28, 30, 31 и 32 и представлены характерными позднемэотическими ассоциациями с *Congerina panticapaea*, *C. amygdaloides* и *Pseudamnicola pseudovariabilis*, *Theodoxus* sp., указывающими на все более значительное опреснение водоема.

Однако такому заключению противоречат данные по фитопланктону, по которым здесь вновь регистрируется слабый приток морских вод, о чем свидетельствуют находки наннопланктона: *Braarudosphaera bigelowii*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Thoracosphaera* sp. (слои 26-31). Диатомовая

ассоциация VI также состоит из морских, преимущественно планктонных космополитных диатомей, которые коррелируются с отложениями Unit I (Radionova, Golovina, 2011).

Глины слоя 32 ложатся с несогласием и признаками эдафогенного размыва и отражают начало установления новых обстановок осадконакопления. Наконец, в кровле обнаженной части разреза залегают глины с заметным содержанием диатомей (слой 33). Эти отложения накапливались в тихоокеанских условиях, сменивших существовавшие здесь ранее подвижные гидродинамические обстановки седиментации.

Здесь регистрируется наиболее мощный морской импульс (слои 32-33, обр. 57а, 58, рис. 55) с появлением обильной и относительно разнообразной (9-12 видов) ассоциации с доминированием *Braarudosphaera bigelowii*, очень мелких (от 1 до 3 мкм) *Acanthoica* sp. и *Syracosphaera* sp., редких *Coccolithus pelagicus*, *Lithostromation perdurum*, *Reticulofenestra minutula*, *Rhabdosphaera* sp., *Syracosphaera pulchra*, *Thoracosphaera* sp., единично отмечены *Discoaster intercalaris* и *Discoaster* sp. Такой состав свидетельствует о возобновлении связи с открыто-морским бассейном и также уверенно коррелируется с подразделением Unit I, выделенным в разрезах Железный Рог, Панагия (Холодная Долина) и Тамань (Radionova, Golovina, 2011). Единичные находки вида *Discoaster intercalaris* дают возможность предполагать, что эта часть слоев с *Braarudosphaera bigelowii* входит в стратиграфический диапазон вида, который охватывает интервал зон CN9A – CN10A (Okada, Bukry, 1980) – от FO *Discoaster quinqueringum* до FO *Ceratolithus acutus*.

Однако и здесь приведенные заключения по фитопланктону контрастируют с данными по бентосу. В слое 32 из моллюсков встречен лишь солоноватоводно-лагунный вид *Congeria amygdaloides* с парными створками (показатель захоронения на месте жизни) и найден комплекс крайне эвригаллиных фораминифер (обр. 56а) – *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Elphidium* aff. *macellum*, *E.* aff. *subumbilicatum*, т. е. виды, обитавшие в пределах мелководного шельфа и свидетельствующие об очень опресненных условиях в позднеэотическом бассейне. Не прослеживается повышение мористости и в составе органикостенного фитопланктона. В слоях 32–33 (обр. 55–60) найдена ассоциация с *Batiacasphaera* spp., которая обитала в условиях верхней сублиторали, в лагунах и лиманах с довольно высокой соленостью и питательностью вод. Он хорошо сопоставляется с аналогичными комплексами из отложений второй половины верхнего эотиса в разрезах Тамань и Железный Рог.

14.3. Мыс Железный Рог

Разрез интересен тем, что, в отличие от других таманских разрезов, он приурочен не к антиклинальным поднятиям, активный рост которых начался во второй половине сармата – мэотисе, а к депрессионной части шельфа. Поэтому мэотис здесь представлен в значительно более глубоководных фациях. Разрез начинается в трех км к востоку от мыса Железный Рог в ядре антиклинали на западном склоне горы Круглая, где обнаженность плохая, склоны оползшие и падения слоев резко меняются. Тем не менее прослеживаются некоторые основные пачки верхнего сармата (слои 1-5). Далее к мысу Железный Рог вдоль берега продолжают выходить оползшие фрагменты разреза, но выше по склону уже можно проследить почти непрерывную последовательность пород (слои 6-21), показанную на фотопанораме разреза и дешифрированном космоснимке (рис. 56). Выше лежащие пачки прослеживаются уже вдоль морского побережья (рис. 57).



Рис. 56. Панорама берегового обрыва (Г) и космоснимок побережья у горы Круглая из Google. Верхнесарматские и нижнемэотические отложения. Обозначены слои и основные взятые образцы

Разрез описывался и отбирались образцы на фауну, микрофауну и фитопланктон нами многократно, но наиболее полный отбор, показанный на разрезах, был проведен в 2008 г. Палеомагнитная его характеристика для верхнемэотических и понтических отложений была получена М.А. Певзнером, А.А. Чиковани (1978), позднее уточнена В.М. Трубихиным (Филиппова, Трубихин, 2009) и повторно изучена Ю. Василев и др. (Vasilev et al., 2011).

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

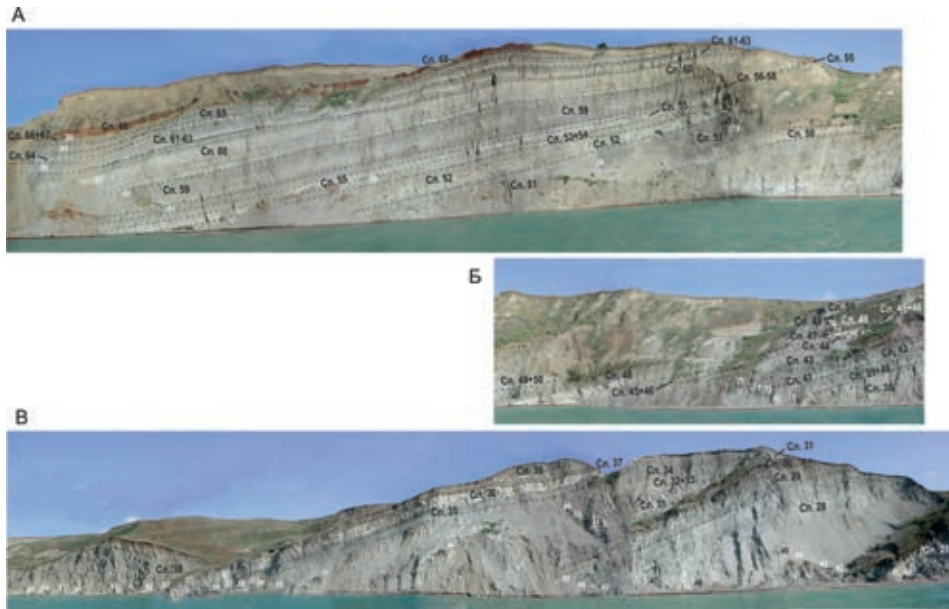


Рис. 57. Фотопанорама берегового обрыва от мыса Железный Рог к горе Круглая. Последовательно снизу вверх вскрываются верхнемэоценовые, понтийские и киммерийские отложения

Описание разреза. В северо-западном крыле антиклинали в береговом обрыве на горе Круглая снизу вверх фрагментарно обнажены (рис. 56, 58):

1. N_1^{sm3} (верхний сармат). Пачка ритмичного чередования серых алевролитистых глин с прослоями (до 0.2 м) карбонатных пород, сложенных тонкозернистыми и копролитовыми известняками, местами доломитизированными. В составе органикостенного фитопланктона – редкие пресноводные зеленые водоросли *Pediastrum* spp. Встречен прослой с *Selenopemphix nephroides*, что свидетельствует о кратковременных и эпизодических морских связях. В прослое плитчатых глин с растительными остатками М.А. Ахметьевым определен лист самшита *Buxus* sp. В верхней части толщи найдена линза с отпечатками *Maetra* (*Sarmatimaetra*) cf. *caspia*, что позволяет датировать толщу поздним сарматом. Присутствует прослой (1 см) вулканического пепла.

Видимая мощность не менее 20 м.

2. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабодиадомовые, слабо- и известковистые, с тонкими (1-2 мм) прослоями-«примазками» алевроитового материала, с выцветами ярозита, ожелезнением, в основании с единичными карбонатными прослоями и стяжениями, отдельными горизонтами (обычно до 0.25 м), содержащими включения глинистых катышей. В нижней части глин среди диатомей преобладают *Achnanthes brevipes*, *Navicula zichyi*.

Видимая мощность 20-25 м.

3. Переслаивание глин темно-серых с пачками (до 1-1.5 м) тонкого (мм) чередования темно-серых глинистых и белесых арагонитовых прослоев.

Видимая мощность 5 м.

4. Глины серые, тонкослоистые, слабоизвестковистые (CaCO_3 12%), с мм прослоями-«примазками» алевроитового, местами тонкопесчаного материала. Отложения в основном закрыты оползнем. Состав диатомей близок слою 2, однако единично встречены открытоморские (океанические) виды – *Nitzschia* aff. *pliocena* (обр. 1/08) и *Thalassiosira decipiens* (обр. 7/08). Около 50 м.
5. Глины светло-серые, слабодиатомовые, слабо- и неизвестковистые, тонкоплитчатые (листоватые), с ожелезнением, высыпками ярозита, выделениями гипса, отдельными карбонатными стяжениями. Среди диатомей преобладают *Achnanthes brevipes*, *Synedra fasciculate*, *Rhopalodia musculus* и спикулы кремниевых губок. Видимая мощность 15-18 м.
6. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые, с прослоями (толщиной до 7–8 см) белого витрокластического вулканического пепла. Состав диатомей меняется: в нижней части слоя (обр. 9) преобладают обломки крупных *Paralia*, *Coscinodiscus*, *Hyalodiscus*, *Surirella*, много спикул кремниевых губок, встречаются переотложенные палеогеновые виды. Выше восстанавливается характерный для верхнего сармата комплекс с солоноватоводными *Actinocyclus*, однако доминантами являются *Paralia sulcata* и *Aulacosira granulata*. 2-3 м.
7. N₁mt1 (нижний мэотис). Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые, с высыпками ярозита. Среди диатомей появляются морские виды – *Lyrella lyra*, *Dimmerogramma minor*, *Thalassiosira* sp. 8-10 м.
8. Глины темно-серые, до черного цвета, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые, с обилием чешуи. На плоскостях напластования – отпечатки мелких кардиид рода *Cerastoderma*, отпечатки креветок и рыб: *Sparus diatomacea*, *Morone vogdti* и др. (по определениям Е.К. Сычевской). В составе органикостенного фитопланктона появляются представители морского рода-космополита *Spiniferites*. 2.5 м.
9. Глины темно-серые, по литологическому строению сходные с глинами слоя 7, содержат обломки диатомей, где преобладают виды морских родов *Paralia*, *Coscinodiscus*, *Surirella*, *Grammatophora marina*. 5-6 м.
10. Диатомит, белый, тонкослоистый, комплекс диатомей преимущественно бентосный: *Surirella*, *Achnantes*, появляются морские *Dimmerogramma minor*, *Lyrella lyra*, *Hyalodiscus* sp., *Actinoptychus* sp., единично *Thalassiosira coronifera*. 0.1 м.
11. Глины, по литологическому строению сходные с глинами слоев 7 и 9. Диатомеи преимущественно солоноватоводно-морские, планктонные – многочисленны *Paralia sulcata*, редкие *Thalassiosira baltica*, *Grammatophora marinae*, *Actinocyclus octonarius* и др. 5 м.
12. Пачка тонкого переслаивания темно-серых глинистых и белесых тонких арагонитовых прослоев (1-2 мм). На плоскостях напластования – мелкие растительные остатки, отпечатки рыб. 1.8-2 м.
13. Глины серые, тонкослоистые, слабо известковистые (CaCO_3 12%). Органикостенный фитопланктон здесь и выше (обр. 18-32/08) представлен в основном неритическими, лагунно-литоральными таксонами и космополитами *Polysphaeridium zoharyi*, *S. brevispinosum*,

- Lejeunecysta* spp., *Operculodinium* sp., *Spiniferites* spp., *Lingulodinium* sp.,
Hystrichokolpota sp. 9 м.
14. Глины светло-серые, тонкослоистые, слабодиаatomовые, содержат богатый комплекс бентосных диатомей, включающий *Achnantes brevipes*, *Surirella maeotica*, *Diploneis bombus*, из планктонных видов только солоноватоводные *Actinocyclus*. 4.5 м.
15. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и известковистые, в кровле сильно ожелезненные. Комплекс диатомей тот же. 6-8 м.
16. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, слабодиаatomовые, известковистые (CaCO₃ 16%). 4.5 м.
17. Диатомит белый, среди диатомей преобладают морские планктонные *Thalassiosira*, *Actinocyclus variabilis* (= *Azpeitia* aff. *vetustissima*?), *Actinoptychus splendens*, *Chaetoceros* spp. 1-3 см.
18. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, известковистые, с незначительным содержанием диатомей. 5 м.
19. Глины светло-серые, тонкослоистые, диатомовые. 3.5 м.
20. Глины, сходные с глинами слоя 18, известковистые (CaCO₃ 22%), слабоалевритистые, со следами биотурбации, в верхней части со створками диатомей, среди которых преобладают морские планктонные *Thalassiosira*, *Azpeitia* aff. *vetustissima* ?, *Chaetoceros* spp. 4.5 м.
21. Глины диатомовые, сходные с глинами слоя 19, известковистые (CaCO₃ 19%). В прошлом они разрабатывались у бровки уступа. 1.5 м.
22. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, известковистые, сходные с глинами слоя 18, со следами биотурбации, с раковинами *Abra tellinoides*. 10-15 м.
23. Глины светло-серые, тонкослоистые, диатомовые, слабоизвестковистые (CaCO₃ 7%), по литологическому строению сходные с глинами слоя 19. 4.5-5 м.
24. Глины серо-зеленые, тонкослоистые, известковистые, сходные с глинами слоя 18. В нижней части встречаются многочисленные *Abra tellinoides*, выше – *Paphia* sp., *Pirenella disjuncta disjunctoides*, морские и солоноватоводно-морские виды диатомей. Впервые появляется *Cymatosira savtchenkoii* – маркер местной диатомовой зоны. Многочислен планктон рода *Thalassiosira*, среди которых появляются виды-реперы зоны *Nitzschia miocenica* океанической тропической шкалы (Burckle, 1972): *Th. praeconvexa*, *Th. miocenica*, единично – вид-индекс (уровень появления 7.3 млн л.) и *Th. aff. convexa aspinosa*. Около 20 м.
25. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и известковистые, слабоалевритистые, с *Abra*, *Sphenia*, незначительным содержанием диатомей того же состава и спикул кремниевых губок. 5-6 м.
- В этот слой врезаны (рис. 58):
26. N₁mt₂ (верхний мэотис). Брекчия глинистая, с обломками глин и глинистых диатомитов размером в основном 3-10 см (с отдельными оторженцами до 0.8-1.5 м), хаотично расположенными, с алеврито-глинистым заполнителем, содержащим тонкий раковинный детрит, линзовидные прослой ракушечника с нижнемэотической фауной: *Abra tellinoides*, мелкими гастроподами *Hydrobia ventrosa*, *Caspiohydrobia starobogatovi* и обломками *Polittapes abichi*, *Sphenia* sp. 8-12 м.

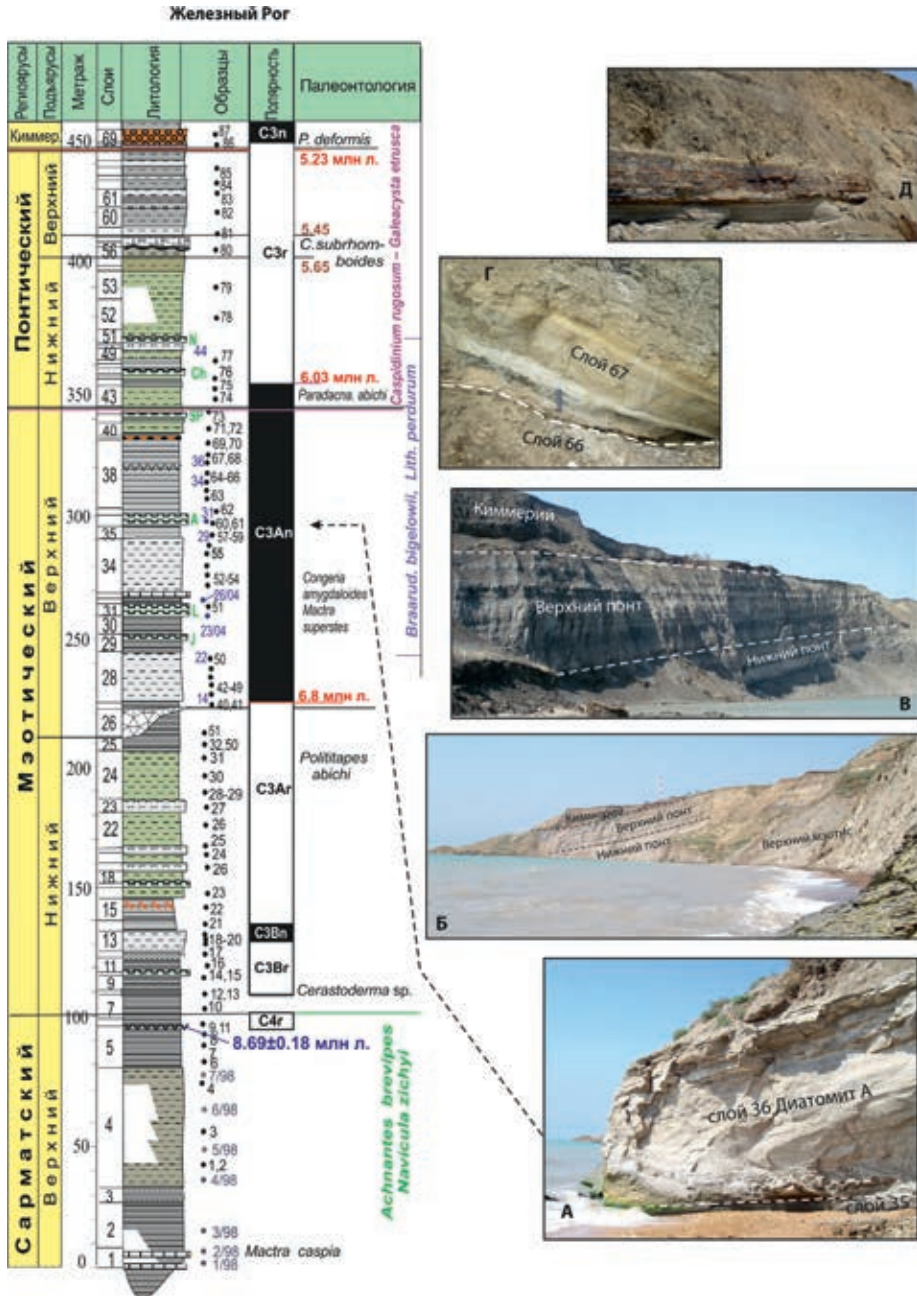


Рис. 58. Схема опорного разреза верхов сарматского, мэотического и понтического региоярсов Железный Рог Таманского полуострова с палеомагнитной характеристикой, согласно данным В.М. Трубихина (Филиппова, Трубин, 2009) и Ю. Василев и др. (Vasilev et al., 2011). Фото: А – наиболее мощный диатомит А в середине верхнего мэотиса; Б – разрез киммерийских – верхнемэотических к востоку от мыса Железный Рог; В – тот же разрез со стороны мыса Железный Рог; Г – перерыв и угловое несогласие в основании азовских слоев киммерия; Д – прослой железной оолитовой руды в камышбурунских слоях среднего киммерия

27. Чередование прослоев глин (5-20 см) с градиационной слоистостью, подчеркнутой в нижней части присутствием глинистой мелкой гальки и алевроитовой примесью, в верхней – более однородным составом пород. Из диатомей встречаются *Cymatosira savchenkoe* и морские формы – *Thalassiosira decipiens*, *Th. excentrica*, *Paralia sulcata*, *Coscinodiscus radiatus*, *Azpeitia* aff. *apiculate*. 3 м.
28. Глины светло-серые, слабодиатомовые, слабоизвестковистые (CaCO₃ 10%) и известковистые, тонкослоистые, с прослоями-«примазками» алевроитовой примеси. В составе органикостенного фитопланктона преобладают виды пресноводных родов: *Pediastrum* spp., *Botryococcus braunii*. Состав диатомей меняется снизу вверх в пользу все более пресноводных видов. Наиболее многочисленны представители рода *Actinocyclus*, среди которых есть как солоноватоводно-морские, так и пресноводные. Численность солоноватоводной *Ellerbekia arenaria* var. *teres* вверх по разрезу возрастает до 80% среди планктонных видов. Здесь его сопровождают пресноводные *Cyclotella iris*, *C. distinguenda*, *C. radiosa*, *C. corticosa*. Многочисленный бентос представлен *Nitzschia punctata*, *Psammotidion* sp., пресноводными *Epitemia* и *Tryblionella*. 20 м.
- 29а. Глины темные, слабодиатомовые, коричневатые с выцветами ярозита. 6-7 м.
- 29б. (Диатомит J, согласно номенклатуре Radionova, Golovina, 2011). Диатомовые глины и диатомиты. Доминируют бентосные диатомеи *Cymatosira savchenkoe*, *Rhaphoneis maeotica*, часты *Endyctia oceanica* и *Thalassiosira gravida*. Наннопланктон представлен обильными *Braarudosphaera bigelowii* и мельчайшими формами родов *Syracosphaera* и *Acanthoica* с сопутствующими *Coccolithus pelagicus*, *Lithostromation perdurum*, *Rhabdosphaera* sp. 0.3-0.4 м.
30. Глины темно-серые, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые. Диатомеи немногочисленны, преобладают открыто-морские виды, представленные крупными клетками *Coscinodiscus perforatus*, *Hyalodiscus* sp. 7 м.
31. (Диатомит L). Диатомовые глины и глинистые диатомиты, белесые, легкие, тонкослоистые. Ассоциация диатомей содержит в основном морские виды: доминантом является океанический вид *Azpeitia* aff. *komurae*, встречаются *Coscinodiscus perforatus*, *Podosira lozicii*, *Actinoptychus undulates*. Показателем притока вод морского генезиса являются и силикофлагеллаты – *Distephanus speculum*, *Naviculopsis lata*. Из характерных мезотических видов единично встречаются *Rhaphoneis maeotica*, *Cymatosira savchenkoe*, *Actinocyclus octonarius*. Обильный комплекс наннопланктона включает массовые *Braarudosphaera bigelowii* и *Syracosphaera* sp. и более редкие *Coccolithus pelagicus*, *Lithostromation perdurum*, *Reticulofenestra* spp., *Rhabdosphaera* sp. Отсутствие зональных видов и очень мелкие размеры кокколитов свидетельствуют о том, что связь с полносоленым морским бассейном была затруднена или опосредована. 5 м.
32. Глины темно-серые, однородные, неизвестковистые. 1.5 м.
33. Детритовый известняк, невыдержанный по мощности, с карманообразной нижней границей, глинистой галькой (1-2 см). В карманах – линзы

- ракушечника с массой *Congerina amygdaloides*, более редкими *Maetra* cf. *superstes*, гастроподами – *Caspiohydrobia* sp., *Pseudamnicola* sp., обломками ?*Helix*. 0.2-0.6 м.
34. Глины светло-серые, слабодиадомовые, известковистые (CaCO_3 21%), тонкослоистые, с прослоями-«примазками» алевритовой примеси, в основании с линзой (до 0.8-1 м), сложенной обломками глин (до 0.1-0.3 м). В верхней части – с преобладанием среди диатомей *Coscinodiscus radiates*. 20-23 м.
35. Глины темно-серые, однородные, тонкослоистые, слабо- и неизвестковистые. 5 м.
36. (Диатомит А). Диатомит глинистый, местами карбонатизированный, образующий бронирующий маркирующий горизонт, отмеченный еще Н.И. Андрусовым (1961, с. 644). Комплекс диатомей почти моновидовой: *Actinocyclus octonarius* составляет до 95%, реже встречаются типичные мэотические солоноватоводно-морские виды *Chaetoceras danicus*, *Coscinodiscus perforatus*, *Rhaphoneis maotica*, *Cymatosira savchenkoe*, *Thalassiosira baltica*, *Nitzshia punctata*. Наннопланктон представлен моновидовой ассоциацией *Braarudosphaera bigelowii*, очень редко встречаются *Lithostromation perdurum* и *Reticulofenestra* spp.. В кровле пачки встречены отпечатки крупных рыб. 4.5 м.
37. Глины серые, тонкослоистые с той же диатомовой ассоциацией. 2.5 м.
38. Глины светло-серые, тонкослоистые, слабодиадомовые и диатомовые, слабо известковистые (CaCO_3 12%), тонкослоистые, с обилием диатомей, где наряду с *Actinocyclus octonarius* появляются морские *Azpeitia* aff. *komurae*, *Coscinodiscus perforatus*, *Paralia sulcata*, *Rhaphoneis maotica*, *Thalassiosira praeconvexa* и *Th. convexa* var. *aspinosa*. Последний является зональным видом тропической шкалы (Burckle, 1972). Основание **зоны *Thalassiosira convexa*** проводится по первому появлению зонального вида (FO-6.1 млн л.), а вид *Th. praeconvexa* появляется несколько раньше и имеет короткий интервал существования (6.3-5.8 млн л) (Barron, 1992; Barron, Badlauf, 1995). Здесь же впервые отмечаются немногочисленные солоноватоводно-пресноводные виды: *Cyclotella praekutztingiana*, *C. proshkinae*, *Stephanodiscus speciosus*. Наннопланктон представлен в основном *Braarudosphaera bigelowii*. В середине слоя имеется прослой витрокластического пепла (1-2 см). 30 м.
39. По неровной границе выше залегает брекчированная глина с глинистой галькой (1-2 см), участками ожелезненная, с раковинами *Congerina amygdaloides navicula*, *C. panticapaea*, мелкими гладкими гастроподами *Turricaspia* cf. *turritissima* и *Caspiohydrobia starobogatovi*, *Pseudamnicola* cf. *striata*. 0.15-0.20 м.
40. Глины серые, горизонтальнослоистые, по напластованию алевритистые. В нижней части продолжают встречаться *C. amygdaloides*, мелкие гастроподы. 5,5 м.
41. (Диатомит SP). Два прослоя желтовато-серого диатомита (до 0.2-0.3 м), разделенных ленточным чередованием глин и диатомитов (0.5-0.6 м) с *Actinocyclus octonarius*. Диатомиты также тонко-горизонтальнослоис-

- тые за счет чередования слоев, в различной степени обогащенных глинистым материалом. Ассоциация видов близка к описанной для слоя 36, но пресноводные диатомеи не встречены. 0.6-0.7 м.
42. Глины серо-зеленые, известковистые, с незначительным содержанием створок диатомей. 2 м.
43. **N₁pt1** (нижний понт). Глины серые, известковые (содержание CaCO₃ с учетом раковинного материала достигает 33%), песчано-алевритистые (10–15%). В основании слоя встречены отпечатки мелких давленных гастропод, в средней части – деформированные раковины небольших кардиид, близких к *Cerastoderma*, впервые появляются виды остракод *Amnicythere plana* и *A. palimpsesta*. В составе органикостенного фитопланктона появляются элементы понтического солоноватоводного комплекса с *Caspidinium rugosum* – *Galeacysta etrusca*. В 2.5 м ниже кровли встречены первые *Paradacna abichi*, *Pseudocatlillus* sp. и рыбные остатки. В верхней части – обилие раковин остракод *Caspiocypris candida*, *Pontoniella acuminata*, *P. loczyi*, *Cyprideis torosa*, *Bacunculina* aff. *dorsoarcuata*. В составе диатомей в основании появляются редкие экземпляры *Actinocyclus octonarius*. В вышележащих глинах вновь отмечаются пресноводные диатомеи *Stephanodiscus hantzschii* и *S. digitatus*. 8 м.
44. Глины темно-серые, известковистые, алевритистые, тонкослоистые, до черных из-за вторичных поверхностных выделений («налета»), содержащих ярозит (9%), родохрозит (12%) и другие сульфидные и карбонатные минералы. 2 м.
45. Глины серо-зеленые, из-за ожелезнения пятнисто-бурые, известковые (содержание CaCO₃ с учетом раковинного материала достигает 41%), песчано-алевритистые, с раковинами моллюсков *Paradacna abichi* и др. и довольно разнообразным комплексом солоноватоводных остракод. 0.2-0.3 м.
46. (Диаомит **Ch**). Диаомит, кремово-белый, тонкослоистый, маркирующий. В базальной части присутствуют только пресноводные диатомеи, в составе которых *Stephanodiscus multifarus*, *S. digitatus*, *Cyclotella praekutziana*, *C. proshkinae*. Верхняя часть диаомита – микрослоистое чередование слоев с пресноводными таксонами и слоев с *Actinocyclus octonarius*. 0.6 м.
47. Глины темно-серые тонкогоризонтальнослоистые, с *Paradacna abichi*, *Dreissena rostriformis* и крупными раковинами остракод. 1.5 м.
48. Глины темно-серые, известковистые, тонкослоистые, до черных из-за вторичных поверхностных выделений, состоящих из ярозита (30%), родохрозита (8%) и других сульфидных и карбонатных минералов, с чешуей и мелкими обломками костей рыб. В составе органикостенного фитопланктона установлена моноассоциация пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum boryanum*. 2 м.
49. Глины серо-зеленые, известковые и известковистые, в нижней части (2.5 м) алевритистые, в средней части (1-1.2 м) – песчано-алевритистые со спикулами кремниевых губок, в кровле (0.7-0.8 м) – темно-

- серые, алевролитистые. Масса понтических моллюсков: *Paradacna abichi*, *Valenciennius annulatus*, *Dreissena rostriformis*. 4.5 м.
50. (Диатомит N). Глины светло-серые, диатомовые, прослоями карбонатные, песчано-алевритистые. В составе диатомей, помимо доминирующего *Actinocyclus octonarius*, разнообразны талассиозиды, в том числе *Thalassiosira convexa* (единично) и *Th. praeconvexa*, *Th. baltica*, *Th. praeoestrupii* (появление – 5.9 млн л.) или *Th. oestrupii?* (появление – 5.5 млн л.). 1.2 м.
51. Глины серые, известковистые (24%), алевролитистые, содержат наннопланктон – редкие *Braarudosphaera bigelowii*. В верхней части найдены моллюски: *Paradacna abichi*, *Congeria* sp., *Valenciennius* sp. 4-5 м.
52. Глины серо-зеленые, слабоизвестковые и известковистые, алевролитистые, слабодиатомовые, содержащие только *Actinocyclus octonarius*. Встречены *Paradacna abichi*, *Pseudocatillus* sp., *Valenciennius* sp. Около 10-12 м.
53. Глины темно-серые, синеватые или сизые, известковистые, алевролитистые, с обильным содержанием сульфидов железа (марказита и пирита?), в кровле (0.1 м) темно-серые с сидеритизацией. Из диатомей – редкие *Actinocyclus octonarius*; раковины моллюсков *Paradacna abichi*, *Valenciennius* sp., *Turricaspia* sp. 10-12 м.
54. Глины зеленовато-серые, алевролитистые, известковистые, с хаотично расположенным раковинным детритом и отдельными включениями целых раковин двустворок, с повышенным содержанием каолинита (51%) 1.5 м.
55. Глины зеленовато-серые, песчано-алевритовые, известковистые, с неровной нижней границей и горизонтом (в 1.5-2 м от основания слоя) карбонатных желвакообразных стяжений. Наблюдаются послойное ожелезнение и линзовидные скопления раковинного детрита и целых раковин двустворок. 3-3.5 м.
56. **N_{1pt2}** (слой с *Congeria subrhomboidea*). Глины зеленовато-серые, неоднородные, брекчированные, с хаотично расположенными оторженцами глин от 0.05 до 0.7 м, со следами пластичных деформаций, неравномерным ожелезнением. В.А. Присяжнюком здесь найдены наземные гастроподы *Helicopsis* sp. 3-3.5 м.
57. Глины с обилием обломков и целых раковин моллюсков, с неровной нижней границей, плохо выраженной линзовидной слоистостью, включениями мелкой гальки (фосфатов, песчаников и др.). 0.2-0.5 м.
58. Известняки детритовые, светло-серые, почти белые, состоящие в основном из обломков раковин двустворок, с неровной (эрозивной) нижней границей, с неравномерным ожелезнением. Наряду с битой ракушей встречаются разноориентированные целые раковины *Congeria subrhomboidea*, *Dreissena rostriformis*, *Plagiodacna carinata*, *Phyllocardium planum*, *Pseudocatillus subdentatus*, *P. pseudocatillus* и др. 0.2-0.3 м.
59. (Босфорские слои). Глины серые, алевролитистые, известковые, залегающие по неровной нижней границе, в основании ожелезненные, в нижней части с линзами и прослоями раковинного детрита, углефициро-

- ванными обломками древесины. По всему слою масса фауны: доминирует *Paradacna abichi*, встречаются прослой с *Dreissena rostriformis*, *Caladacna steindachneri*, *Valenciennius* sp. 2.5-3 м.
60. Глины темно-серые, алевролитистые, известковистые (CaCO_3 22%), тонкослоистые, с раковинами тех же моллюсков, с бурыми горизонтами ожелезнения. 9 м.
61. Переслаивание глин темно-серых, алевролитистых, известковистых и глин светло-серых известковых, содержащих *Paradacna abichi*, *Dreissena* sp., *Congerina* sp. и др. Присутствуют редкие диатомеи *Actinocyclus otonarius*. Пачки темных алевролитистых глин (0.8 и 1 м) развиты на интервалах 1.2 и 3 м от основания слоя. 8 м.
62. Глины темно-серые, алевролитистые, известковистые (CaCO_3 17%), тонкослоистые, с раковинами моллюсков *Paradacna abichi*, *Dreissena* sp., со следами ожелезнения. 3 м.
63. Переслаивание прослоев (до 0.2 м) глин темно-серых, алевролитистых, известковистых и глин светло-серых известковых, содержащих *Paradacna abichi* и др. 1.5 м.
64. Глины темно-серые, алевролитистые, известковистые, тонкослоистые, с раковинами моллюсков *Paradacna abichi* и др., со следами ожелезнения. 3.5 м.
65. Переслаивание прослоев (до 0.2 м) глин темно-серых, алевролитистых, известковистых и глин светло-серых, известковых, содержащих раковины моллюсков *Paradacna abichi* и др. 1.8 м.
66. Глины темно-серые, алевролитистые, известковистые (CaCO_3 21%), тонкослоистые, с ожелезнением, с раковинами моллюсков *Paradacna abichi* и др., в кровле с тонкопесчанистой примесью зерен кварца, полевых шпатов, гидрослюды и др. 4.5 м.
67. **N₂km1** (азовские слои киммерия). Глины сидеритизированные, плотные, образующие бронирующий прослой, с неровной нижней границей, в верхней части слоя – глины табачные, с ожелезнением. Найдены *Paradacna deformis*, дрейссены. 0.2 м.
68. Глины пестроцветные – табачные, зеленые с щетками гипса, пятнами ожелезнения и темные с массой *Paradacna abichi*, *P. deformis*, и редкими *Dreissena rostriformis*, *Pontalmyra* sp., *P. cf. sulcatina* и солоноватоводными остракодами. 0.6 м.
69. **N₂km2** (камышбурунские слои). Железные руды, бурые, оолитовые с раковинами *Arcicardium acardo*, *Pteradacna edentula*, *Dreissena rostriformis*, *Viviparus*. 4 м.
70. Глины темно-серые, известковистые, ожелезненные.

Видимая мощность 5 м.

Обсуждение и корреляция. Верхний сармат. Несмотря на плохую обнаженность в сарматской части, здесь просматриваются те же литологические особенности строения этой части разреза, которые уже были описаны для лучше экспонированных разрезов: ритмическое чередование глин и карбонатных пород, мощная глинистая толща с редкими перемещенными сюда из мелководья позднесарматскими мактрами, появление пеплов в кровле глин (рис. 58, слой 5).

Органикостенный фитопланктон (слои 1-7; обр. 3-9/98 и 1-12/08) в основном представлен пресноводными зелеными водорослями, прازیнофитами, акритархами (*Pediastrum* spp., *Mougeotia* sp., орнаментированная *Spirogyra* sp., *Pterospermella* sp., *Micrhystridium* spp.), что было обусловлено распреснением и аноксией вод позднесарматского бассейна. На основе находок немногочисленной монодоминантной ассоциации с *Selenopemphix nephroides* (слой 1, обр. 2/98) – вида, известного из Атлантики, можно предположить существование кратковременных эпизодов морских инвазий уже в первой половине позднего сармата. Позже – в конце сармата – они фиксируются по находкам морских видов диатомей рода *Actinoptychus* (обр. 4/08) и *Thalassiosira decipiens* (обр. 7), спикул асцидий – *Perfocalcinella fusiformis* и *Micrascidites* sp. (в слое 5, обр. 8). При этом основной фон составляет обычный позднесарматский комплекс диатомей с *Achnantes brevipes*, *A. longipes*, солоноватоводными *Actinocyclus krasskei*, *A. gorbunovii*, *Rhapalodia*, *Surirella*. В верхней части характерным компонентом становится *Navicula zichyi*, доминирование которой в верхах верхнего сармата отмечалось многими исследователями (Темнишкова-Топалова и др., 1981; Ольштынская, 1996).

По прослою пепла в слое 6, по изотопному составу аргона была получена датировка абсолютного возраста – 8.69 ± 0.18 Ma (Vasilev et al., 2011). Такие значения позволяют оценить отрицательную поляризованность, полученную в этой части разреза, как принадлежащую хрону C4r.

Нижний мэотис. В слое 7 среди диатомей увеличивается роль морских видов, появляются *Lyrella lyra*, *Dimmerogramma minor*, *Thalassiosira* sp., сохраняется значительная роль *Paralia sulcata*. Та же тенденция продолжается и выше, в слоях 8-11, где продолжают существовать те же морские виды, единично появляются океанические формы *Thalassiosira coronifera*, *Th. baltica*. Поэтому все эти слои, начиная со слоя 7, мы относим к нижнему мэотису, хотя маркер нижнего мэотиса – *Thalassiosira maeotica* – здесь еще отсутствует. В обедненном комплексе органикостенного фитопланктона в тех же слоях (обр. 13-15), при сохраняющемся доминировании зеленых водорослей, акритарх и прازیнофитов, появляются представители морских таксонов-космополитов (*Spiniferites* spp.).

В начале мэотиса происходило преимущественно темно-серых, слабоизвестковистых и бескарбонатных глин с незначительным содержанием обломочной примеси и диатомовых водорослей (слои 7-11, 15) (Ростовцева, 2009б). Однообразное строение и заметная мощность этих отложений свидетельствуют о формировании рассматриваемых толщ в тихоководных, относительно глубоководных условиях внешнего шельфа со слабой циркуляцией вод. На это указывает осаждение ламинированных диатомовых осадков, отсутствие мшанковых известняков, широко развитых на антиклиналях (разрезы Панагия, Попов Камень и Тамань), а также слабая охарактеризованность глин бентосной фауной и наличие скоплений чешуи и костей рыб. Илестые, слабо аэрируемые грунты способны были временами заселять лишь моллюски *Abra tellinoides* и немногие фораминиферы – *Saccamina* aff. *ovalis*, *Discorbis* aff. *perlucidus*, *Spirillina* sp. – ассоциация, характерная для наиболее глубоководных и погруженных участков бассейна.

Во второй половине нижнего мээотиса условия седиментации изменились, что отразилось в нарастании в глинах количества примесей: диатомовой, известковой, в меньшей степени обломочной (слои 16-24). Отложения накапливались при высокой биопродуктивности диатомей, на фоне поступления небольшого количества обломочного алевритового материала и нормальной циркуляции вод. Об улучшении циркуляции вод свидетельствуют следы биотурбации, наличие раковин моллюсков и заметная известковистость осадков. В самом конце раннего мээотиса накапливались слабоалевритистые, слабоизвестковистые и бескарбонатные глины с незначительным содержанием диатомей и спикул кремниевых губок (слой 25).

В слоях 17-20 преобладают морские планктонные диатомей местной зоны *Thalassiosira maeotica*: вид-индекс, *Th. delicatissima*, *Th. baltica*, *Th. coronifera coronifera*, *Th. coronifera* var. *astra*, *Th. antiqua*, *Th. tenera*, *Actinocyclus variabilis* (= *Azpeitia* aff. *vetustissima* ?), *Actinocyclus splendens*, *Chaetoceros* spp. Лишь в слоях 23-24 начинает встречаться наннопланктон – *Braarudosphaera bigelowii* (обр. 27-32).

В слоях 24-27 содержится наиболее мористая ассоциация диатомей. Появляется *Cymatosira savtchenkoi* – вид-индекс местной зоны, которая ранее относилась Т.Ф. Козыренко, Э.П. Радионовой (2002) уже к верхнему мээотису. В составе рода *Thalassiosira* встречены виды-маркеры основания зоны *Nitzschia miocenica* океанической тропической шкалы (Burckle, 1972): *Th. praeconvexa*, *Th. miocenica*, единично – *Th. aff. convexa aspinosa*. Следует отметить, что в составе брекчии (слой 26) не замечено изменений в составе диатомей. Выше, в слое 27 (обр. 40, 41), состав нижележащего комплекса в основном сохраняется, хотя в нем появляются солоноватоводные *Actinocyclus*.

Верхний мээотис. В основании верхнего мээотиса выделяется слой глинистой брекчии (слой 26, 2-10 м). Одинаковый состав обломков глин и глинистого матрикса брекчии с вмещающими отложениями, свидетельствует о подводно-оползневом происхождении рассматриваемых осадков. Слои брекчии врезаны в подстилающий слой 25. Заполнение вреза полностью тождественно описанному выше на западном крыле разреза Панагия, слой 42, 43 (Холодная Долина). Нижние слои заполнения также сложены хаотическим нагромождением глыб (до 1.5 м). В кровле видны врезы второй генерации, где, также как в разрезе Панагия, встречаются плиты маркирующего слоя крепких известняков (слоя 39 Панагии и 23 Попова Камня). Отложения, непосредственно перекрывающие глинистую брекчию (слой 27), представлены ритмичным чередованием прослоев глин с градиционной отсортированностью и отвечают шлейфовым фланговым образованиям, формирующимся при подводных обвалах (Ростовцева, 2009б).

Вышележащий слой 28 – двадцатиметровая толща диатомовых глин – содержит только солоноватоводных и пресноводных диатомей. Наиболее частым видом в составе нижней части толщи является *Coscinodiscus jambori*, описанный М. Хайош (Hajós, 1986) как реперный вид паннона. Встречается *Ellerbekia arenaria* var. *teres*, также описанная из паннонских отложений Венгрии (как *Melosira teres* – Hajós, 1986). Он появляется в нижней части толщи, его численность постепенно возрастает, а в верхней части он до-

минирует, составляя до 80% планктонных видов. Здесь его сопровождают пресноводные *Cyclotella iris*, *C. distinguenda*, *C. radiosa*, *C. corticosa*. Многочисленный бентос сохраняется неизменным по всей толще и представлен *Nitzschia granulata*, *Psammodictyon* sp., пресноводными видами родов *Epiteimia* и *Tryblionella*. Эта толща «рассекает» отложения зоны *Cymatosira savchenkoi* (Paleontology ..., 2016, fig. 16).

В составе ассоциаций органикостенного фитопланктона здесь часто встречаются пресноводные зеленые водоросли (*Pediastrum*, *Botryococcus braunii*), что, наряду с мелкоразмерностью и истонченностью морских таксонов, также указывает на распреснение вод и усиление влияния речного стока.

Отложения вышележащей части верхнего мэотиса отличаются циклическим строением, выраженным чередованием темно-серых глин (слои 30, 32, 35) и диатомосодержащих отложений мощностью иногда до полутора метров. Появление обильной ассоциации наннопланктона с доминированием *Braarudosphaera bigelowii* и мелких форм кокколитов в слое 29 знаменует начало нового этапа внедрения морских вод. В диатомите J (слой 29a) вновь доминируют бентосные диатомеи зоны *Cymatosira savchenkoi*, *Rhaphoneis maeotica*, часты *Endyctia oceanica* и *Thalassiosira gravis*. Выше, в карбонатных темных глинах, диатомеи немногочисленны, преобладают открыто морские виды, представленные крупными клетками *Coscinodiscus perforatus*, *Hyaloidiscus scoticus*.

В интервале слоев 29-35 присутствует наиболее богатый и разнообразный комплекс наннопланктона, включающий *Braarudosphaera bigelowii* и мельчайшие формы родов *Syracosphaera* и *Acanthoica* с сопутствующими *Coccolithus pelagicus*, *Lithostromation perdurum*, *Rhabdosphaera* sp. (обр. 51-59). Наиболее обильно наннопланктон представлен в слое 31 (маркирующий пласт L) и в слоях 32 и 34. Этот интервал соответствует начальной фазе морской трансгрессии и характеризуется наибольшей мористостью.

Ассоциация диатомей в диатомите L (слой 31) содержит преимущественно морские виды, доминантом является океанический вид *Azpeitia* aff. *komurae*. Показателем солёности, близкой к нормальной, являются силикофлагеллаты – *Distephanus speculum*, *Naviculopsis lata* – довольно немногочисленные. Из характерных мэотических видов единично встречаются *Rhaphoneis maeotica*, *Cymatosira savchenkoi*, бентосные формы представлены единичными *Diploneis bomboides*.

Характер ассоциаций органикостенного фитопланктона резко меняется здесь на олигодоминантный (слои 30-37, нижняя часть слоя 38). Комплексы становятся чрезвычайно многочисленными и представлены в основном несложными неритическими и лагунно-литоральными видами (*Batiacasphaera* spp., *Chytroisphaeridia* sp., *Lingulodinium machaerophorum*, *Operculodinium israelianum*). Это обстоятельство свидетельствует о солёности вод отклоняющейся от нормальной, их повышенной трофности (эвтрофные), возможно, гипоксии.

Комплекс бентосных фораминифер, по данным Ю.В. Вернигоровой (в Paleontology ..., 2016), остается единообразным с верхней части слоя 26 и до слоя 35 (обр. 16-25/04 и 27-33/04). Он состоит из небольшого количества

крайне мелких, угнетенных, почти всегда хорошей сохранности раковин родов *Bolivina*, *Ammonia*, *Nonion*, *Elphidium*, которые трудно определимы до вида из-за выраженных морфологических изменений. Численно чаще всего доминируют представители рода *Bolivina*, иногда – *Nonion*. Ассоциация сходна с комплексами из верхнеэоценовых отложений разреза Панагия (слои 48–49), в которых по наннопланктону и диатомеям также фиксируется морская трансгрессия. В верхней части слоя 28 (обр. 26/04) обнаружено большое количество крупных раковин *Ammonia* ex gr. *beccarii* и небольшая примесь мелких *Bolivina*. Морфологические аномалии и размерность ракушек дают возможность судить, что в тот период условия в придонном слое воды были крайне некомфортными для жизни фораминифер.

Ассоциация остракод верхнего эоценовского мезотиса немногочисленна, количество видов по данным И.А. Николаевой, Н. Дыкань, С. Демидова (Paleontology ..., 2016) не превышает 20. Она представлена солоноватоводной фауной понто-каспийского типа, состоящей из представителей двух надсемейств Cypridoidea континентального происхождения и Cytheroidea морского происхождения, приспособившихся к солоноватоводным условиям. В составе фауны встречаются и пресноводные формы, но совершенно отсутствуют представители нормально-морских групп. Доминирующее положение занимают ципридоидеи семейства Disopontocypridacea и цитероидеи семейства Leptocytheridae, получившие особенно широкое распространение в пределах всего Паратетиса в понтическое время.

Не нарушенные склоновыми процессами осадки полностью лишены остатков малакофауны. В оползневых блоках (слой 33) присутствуют линзы ракушечника с *Congeria amygdaloides navicula*, солоноватоводно-пресноводными гастроподами *Caspiohydrobia*, *Pseudamnicola*, обломками наземных гастропод, перенесенными сюда из мелководья. Находки в том же слое морской формы *Maetra superstes* свидетельствуют об эпизодически продолжавшемся влиянии вод Средиземноморья (постоянно мактры в эоценовском бассейне не жили).

Слои 36–38 представлены переслаиванием тонкослоистых глин с пластинами диатомитов. Тонколаминированные диатомиты характеризуются массовым расцветом как диатомей, так и известковых наннофоссилий и представлены монодоминантными комплексами с *Actinocyclus octonarius* и *Braarudosphaera bigelowii*. В составе диатомей слоя 36 – диатомита А, отмеченного Н.И. Андрусовым (1903) – *Actinocyclus octonarius* составляет до 95% общего состава. Однако фоном диатомовой ассоциации являются типичные эоценовские солоноватоводно-морские виды – *Chaetoceras danicus*, *Coscinodiscus perforatus*, *Rhaphoneis maeotica*, *Cymatosira savchenkoe*, *Thalassiosira baltica*, *Nitzschia punctata*. Бентосные виды представлены *Surirella fastuosa*, *Biddulphia toomey*, *Navicula zichii*, *Diploneis demplitensis*, *Grammatophora* sp. Такой же состав ассоциации сохраняется в ламинированных диатомовых глинах, залегающих выше диатомита А.

В составе ассоциации диатомей слоя 38 доминантами, наряду с *Actinocyclus octonarius*, являются морские виды *Azpeitia* aff. *komurae*, *Coscinodiscus perforatus* и *Paralia sulcata*. Единично встречаются *Thalassiosira praeconvexa* и *Th. convexa* var. *aspinosa*, что служит подтверж-

дением усиления морского влияния. Вид *Th. convexa* var. *aspinosa* является зональным видом одноименной зоны тропической шкалы (Burckle, 1972).

Рассматриваемые отложения, общей мощностью около 45-50 м, накапливались при низких скоростях осаждения известкового и обломочного материала в тиховойдной и слабоподвижной гидродинамической обстановке вне зоны воздействия обычных волн.

Слои 37-42 содержат немногочисленные *Braarudosphaera bigelowii* и редкие *Lithostromation perdurum*, *Reticulofenestra* sp. Однако отсутствие зональных видов и очень мелкие размеры кокколитов свидетельствуют о том, что связь с полносолёным морским бассейном была затрудненной. В слое 41 в диатомите **SP** вновь доминирует *Actinocyclus octonarius*. Сопровождающая ассоциация видов близка описанной для диатомита **A**, пресноводные диатомеи не встречены. Появление на этом уровне маркирующих пластов ламинированных диатомитов с карбонатными прослоями было обусловлено вспышками развития монодоминантных комплексов фитопланктона, что указывает на экстремально эвтрофный тип водной массы в момент формирования осадков.

Граница мэотис/понт. Сложности установления границы мэотиса и понта в полных непрерывных разрезах и условность ее проведения отмечал еще Н.И. Андрусов (1903, 1906). Он предлагал проводить ее по моллюскам в кровле слоев с *Congerina*, по появлению специфичных понтических кардииид. Однако в данном случае это решение не снимает сложностей: в разрезе Железный Рог слои с *Congerina* и глины с *Paradacna* разделены интервалом 15 м диатомитов и глин. Конгерии (*Congerina amygdaloides navicula*, *C. panticapaea*) и мелкие гастроподы: *Turricaspia* cf. *turritissima*, *Caspihydrobia starobogatovi*, *Pseudammicola* cf. *striata* (по заключению Л.Б. Ильиной), характерные для верхнего мэотиса, встречены в слое 39. А лишь в слое 43 появляются первые кардиииды плохой сохранности, но они скорее принадлежат к роду *Cerastoderma*, ранее не находимому в понте. Солонатоводные кардиииды, специфичные для понта (*Paradacna abichi*, *?Pseudocatillus*), появляются лишь в верхней части слоя 43 (3 м ниже маркирующего диатомита **Ch**, слой 46), где значимая литологическая граница отсутствует. Поэтому для более точного проведения границы необходимо привлекать другие группы.

Также в середине слоя 43 в составе остракод отмечено первое появление в разрезе солонатоводных видов *Amnicythere plana* и *A. palimpsesta*. Последний распространен в верхах паннона Паннонского бассейна Венгрии, в понте Керчи, понте и апшероне Азербайджана, акчагыле и апшероне Восточного Предкавказья, Нижнего Поволжья и Западной Туркмении (Агаларова, 1967; Stancheva, 1990; Бондарь, 2007; Коваленко, 2007). Вид *Amnicythere plana* встречается в Крымско-Кавказской области с сармата до квартера и приурочен к опресненным фациям, известен в плиоцене Западной Туркмении и в мессинии Средиземноморской области.

По органикостенному фитопланктону существенные изменения в составе, связанные с изменением типа палеобассейна с полуморского на солонатоводный происходят в слое 43. Здесь в подошве этого слоя (обр. 38/04) впервые появляются виды *Caspidinium rugosum* и *Galeacysta etrusca*, вероятно, паннонского происхождения. Эта смена происходит в 6-7 м выше

сдвоенного диатомита **SP** (слой 41), несколько м ниже появления в разрезе парадакн. Исходя из этих данных, граница мэотиса и понта проводится нами по подошве слоя 43.

Нижний понт. Выше по разрезу продолжается эпизодическое развитие осадков с заметным количеством диатомей (слои 46, 50, 52), которые отсутствуют в кровле нижнего понта. К этой части разреза также приурочено развитие темно-серых слабоизвестковистых и бескарбонатных глин, составляющих «горизонты стагнации» (слои 44, 48), указанные еще Н.И. Андрусовым. Заметные содержания сульфидных минералов, а также различных соединений марганца и железа, сформировались при устойчивой или периодически возникающей застойности придонных вод. Появление заметных количеств обломочной примеси, обильное развитие остракод и последующее возникновение стратификации вод были связаны с изменениями гидрологии бассейна, притоком вод иного генезиса.

Слои 43-51 соответствуют финальной фазе морской инвазии (Unit 3 в Radionova, Golovina, 2011) и характеризуются присутствием немногочисленных *Braarudosphaera bigelowii* (большей частью представлены фрагментами) и *Actinocyclus octonarius* в составе диатомей. В базальной части диатомита **Ch** (слой 46) присутствуют только пресноводные диатомей, в составе которых – *Stephanodiscus multifarus*, *S. digitatus*, *Cyclotella praekutziana*, *C. proshkinae*. Верхняя часть диатомита **Ch** представлена чередованием пресноводных таксонов и монокомплекса с *Actinocyclus octonarius* с преобладанием последнего. В темных глинах над диатомитом **Ch** (слой 48) установлена фаза опреснения с моноассоциацией из многочисленных пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum boryanum*.

Последнему импульсу морской инвазии соответствует карбонатный диатомит **N**, содержащий, помимо *Actinocyclus octonarius*, несколько видов океанических талассиозир: *Thalassiosira praeconvexa*, *Th. convexa* (единично), *Th. baltica*, *Th. oestrupii*. Выше залегают карбонатные глины мощностью 3.5 м, в которых присутствуют редкие *Braarudosphaera bigelowii* и *Lithostromation perdurum*.

Морские элементы найдены и в составе раннепонтических ассоциаций органикостенного фитопланктона (космополиты, неритические и лагунно-литоральные). Это известные в мэотисе таксоны – *Gelatia/Geonettia*-type, *Operculodinium israelianum*, *Spiniferites* spp., *Batiacasphaera* sp. и др.

В верхней части нижнего понта и выше преобладают глины известковые и известковистые, содержащие многочисленные раковины солоноватоводных моллюсков и насыщенные песчано-алевритовой обломочной примесью. В глинах, залегающих в кровле нижнего понта, отмечаются, кроме обломочной примеси, еще и аномально высокое количество каолинита (слой 54, около 50%), свойственного в таких концентрациях континентальным, а не морским отложениям.

Верхний понт, слой с *Congerina subrhomboidea*. Вслед за Ю.В. Ростовцевой, А.И. Рыбкиной (2014) мы начинаем эти слои (которые они называют портаферскими) с первого несогласия в основании брекчированных глин слоя 56. Последний содержит горизонт мелких карбонатных желвачков («журавчиков»), которые И.С. Чумаков (устное сообщение) считал образо-

ванием палеопочв, что подтверждается находками наземных гастропод рода *Helicopsis*. Именно в основании этого слоя мы фиксируем несогласие и перерыв в осадконакоплении (либо размыв подстилающих пород), который Ю.В. Ростовцевой и А.И. Рыбкиной (2014) по данным астрономически обусловленной цикличности осадконакопления был оценен в 160 тыс. л. и сопоставлен с пиком мессинских событий в Средиземноморье (см. рис. 91).

Следы несогласия и размыва видны в подошве и вышележащих слоев 57 – глинистой брекчии, и детритовых известняков слоя 58. Формирование этих слоев также происходило в условиях глубокой регрессии. Известняки, сложенные раковинным детритом с целыми разноориентированными раковинами *Congeria subrhomboidea*, *Dreissena rostriformis*, *Plagiodacna carinata*, *Phyllocardium planum*, *Pseudocatillus subdentatus*, *P. pseudocatillus* и др. (всего более 17 эндемичных позднепонтических видов) образовались в результате плоскостного смыва и многократного перебива осадков (Ростовцева в *Paleontology ...*, 2016), которые накапливались при заполнении водой сильно обмелевшего водоема. Массовое присутствие в них зеленых пресноводных водорослей *Pediastrum* spp. свидетельствует о существенном распреснении этой части водоема, связанном с возрастанием влияния речного стока и проградации дельты.

Босфорские слои. В основании выделяется слой песчано-алевритистых глин (слой 59), в нижней части с обильным содержанием раковинного материала и ожелезнением, отражающем трангрессивное залегание босфорских слоев. Вышележащие слои представлены циклически построенными отложениями, формирование которых происходило в обстановке открытого мелководья, о чем свидетельствуют линзовидные скопления раковинного материала и наличие обломочной примеси. В то же время глинистый состав осадков говорит о слабоподвижных гидродинамических условиях, что подтверждается тонкостенностью раковин моллюсков и преобладанием зерен алевритовой размерности. Циклическое строение осадков, представленных переслаиванием пачек известковых светло- и темно-серых тонкослоистых глин, определялось колебаниями климата: светло-серые глины накапливались при уменьшении увлажненности и в более холодные периоды. При увеличении влажности и в более теплых условиях отлагались темно-серые глины (Ростовцева, 2012). Климатическая обусловленность циклов отражалось на изотопном составе раковин моллюсков: в арагоните раковины *Dreissena rostriformis* из светло-серых глин $\delta^{18}\text{O} = -0,7\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C} = 0,8\text{‰}$. Раковина того же вида из темно-серых глин имеет значения $\delta^{18}\text{O} = -1,1\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C} = 2,0\text{‰}$. Более легкий изотопный состав кислорода в последней определялся влиянием потепления, а не опреснения, так как при падении солёности отмечалось бы повышение величины $\delta^{13}\text{C}$.

Состав комплекса органикостенного фитопланктона после опреснения в слоях с *Congeria subrhomboidea* кардинально меняется: практически исчезают все присутствовавшие ранее морские элементы, характерны чрезвычайно многочисленные и разнообразные ассоциации из солоноватоводных таксонов (*Caspidinium rugosum*, *Galeacysta etrusca*, *Spiniferites cruciformis* и др.). Среди них в это время отмечается активное видообразование и множество переходных морфотипов. Позднепонтический комплекс органикостенного фитопланктона хорошо сопоставляется с комплексом диноцист

из верхнемессинских биофацций «Лаго-маре» в Средиземноморской области (Италия) (Corradini et al., 1988; Bertini et al., 1998; Popescu et al., 2009) на основе общих таксонов – *Galeacysta etrusca*, *Caspidinium rugosum* и др. Наблюдаемое в кровле босфорских слоев опесчанивание отложений свидетельствует о начавшемся обмелении бассейна.

Киммерий. Азовские слои киммерия ложатся на отложения верхнего понта с перерывом и небольшим угловым несогласием (рис. 58Г). В основании киммерия выделяются глины, сидеритизированные в нижней части (слой 67), присутствие которых указывает на существование условий седиментации, способствующих возникновению восстановительных обстановок в поверхностном слое осадков (застойности) и характеризующихся низкими скоростями осадконакопления.

В бурых и пестрых глинах слоев 67, 68 найдены *Paradacna deformis*, *P. abichi* и редкие *Dreissena rostriformis*, *Pontalmyra* cf. *sulcatina*. Появление первого вида свидетельствует о раннекиммерийском (азовском) возрасте этих двух слоев. Ассоциации органикостенного фитопланктона становятся менее разнообразными и не столь многочисленными, но понтическое ядро в них сохраняется.

Наличие в залегающих выше камышбурунских железистых отложениях (слой 69) толстостенных раковин моллюсков и оолитов свидетельствует о развитии в этой части бассейна мелководных обстановок с высокой гидродинамической активностью. Повышенные концентрации железа в осадках указывают на установление условий интенсивного сноса с суши продуктов выветривания. В лимонитах слоя 69 встречаются карманы с ожелезненными ядрами и раковинами *Arcicardium acardo*, *Pteradacna edentula*, *Dreissena rostriformis*, *Viviparus*. Эти формы характерны для камышбурунских слоев среднего киммерия.

14.4. Станица Тамань

Ядро антиклинальной складки расположено в 3-3,5 км к западу от станицы Тамань и сложено отложениями среднего сармата. Восточное крыло антиклинали включает фрагментарно обнаженные отложения верхнего сармата, мэотиса и нижнего понта, где при пологих залеганиях еще недавно удавалось составить почти непрерывный разрез (Paleontology ..., 2016). Ныне мэотическая часть разреза обнажена значительно хуже. Лучше вскрыты осадки верхнего понта и киммерия, обнажающиеся в более высоких береговых обрывах Керченского пролива, вплоть до западной окраины станицы Тамань. Приведем лишь эту лучше обнаженную часть разреза, так как из таманских разрезов только здесь достаточно полно представлен переход от понтических отложений к азовским слоям киммерия и затем к камышбурунским слоям среднего киммерия (рис. 59). При этом сохраним нумерацию слоев описания 2016 г.:

29. Глины темно-серые, синеватые (сизые), слабо- и известковистые, тонкослоистые, однородные с *Paradacna abichi*. Единично встречены стратиграфически важные виды диатомей *Thalassiosira convexa* и *Th. tetraoestrupii*. 1.5-1.8 м.

С горизонтом перебива в основании, мергелистой галькой до 15 см (вероятно, сложенной породами среднего сармата):

30. **N₁p₂** (слои с *Congeria subrhomboidea*). Известняк бурый, полидетритовый, с крупной линзовидной слоистостью, обломками раковин *Congeria (Rhombocongeria) subrhomboidea* и целыми раковинами *Dreissena*, *Pseudocatillus*, *Plagiadacna*, *Caladacna* и *Pontalmyra*. 0.15 м.
31. Глины темно-серые, неоднородные, брекчированные, с линзовидными прослоями ракушняков, местами с нарушениями пластичных деформаций, в верхней части с отторженцами глин и линзовидными скоплениями раковинного материала неправильной формы, ожелезненные. Встречены редкие пресноводные диатомеи рода *Cyclotella*. Появились первые представители диноцист *Spiniferites cruciformis*, *Achomosphaera andalousiensis*, *Pontiadinium* cf. *pecsvaradensis*, характерные для позднего понта и азова. В интервале слоев 31-33 в составе органикостенного фитопланктона стали доминировать пресноводные зеленые водоросли рода *Pediastrum*, что свидетельствует об эпизоде сильного опреснения. 1.8-2 м.

По неровной карманообразной границе, с мергелистой галькой в основании:

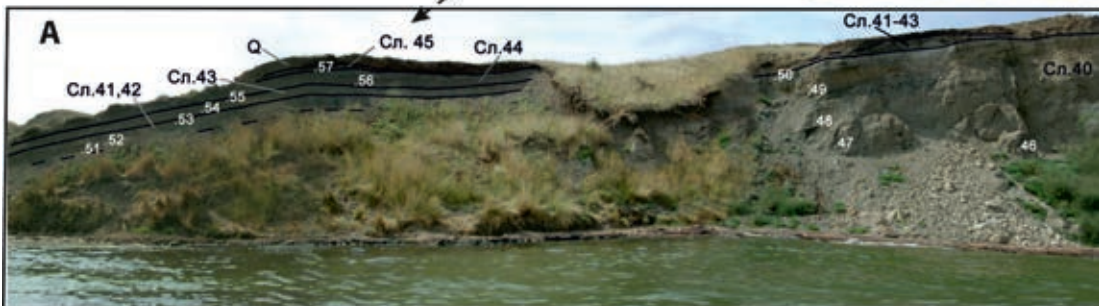
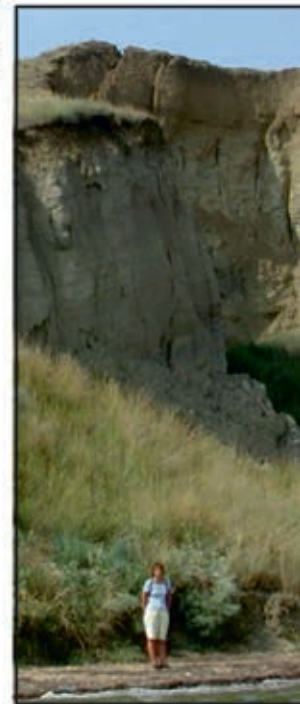
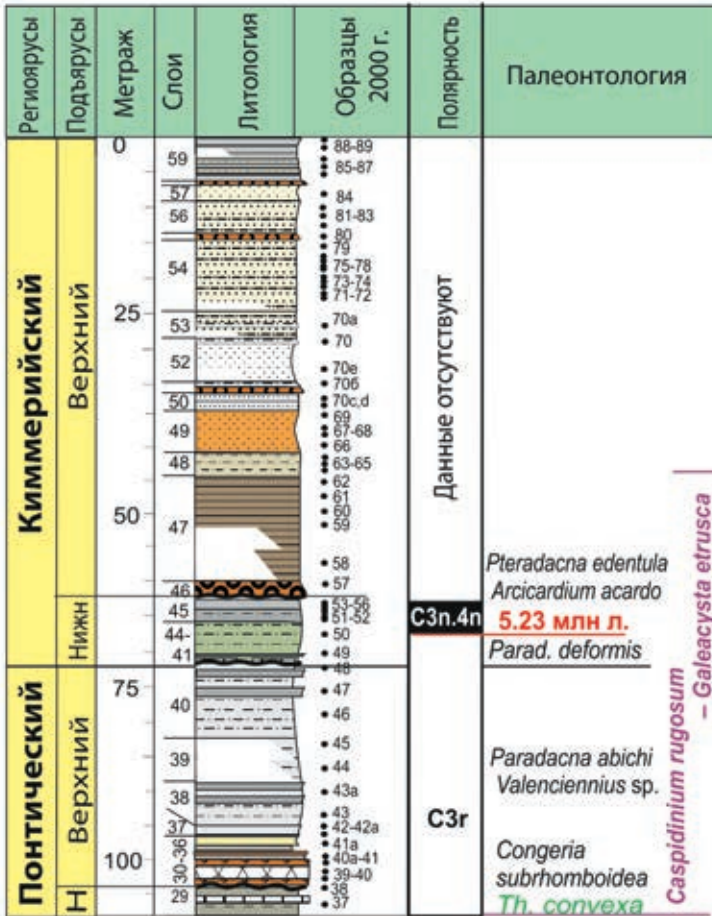
32. Известняки полидетритовые, желтые, сложенные в основном обломками и раковинами двустворок *Congeria subrhomboidea*, *Dreissena*, *Pseudocatillus*, *Phyllocardium*, *Pontalmyra*, *Valenciennius* и др. Содержат солоноватоводные виды остракод 0.1 м.
33. Глины серо-бурые, алевритистые, сидеритизированные, насыщенные раковинным детритом и раковинами *Paradacna abichi*, *Valenciennius* sp., с включениями мелких галек глин. 0.45 м.

С карманообразной нижней границей:

34. Известняк полидетритовый, желтый, пиритизированный, невыдержанный по мощности, с раковинным детритом и целыми *Congeria* sp. и др. до 8 см.
35. Глина темно-серая, известковистая, тонкослоистая. 0.1 м.
36. Песчаная глина, светло-серая, известковая, с многочисленными тонкими (до 1 см) линзовидными прослоями ракуши. 0.5 м.
37. Чередование известковых алевритовых и алевритистых глин (1-3 см) с прослоями, насыщенными раковинным материалом (*Paradacna abichi*, обломки дрейссенид). По всему слою отмечаются горизонты ожелезнения. 1.8 м.
38. **N₁p₂** (босфорские слои). Переслаивание светло-серых известковых и темно-серых известковистых пачек алевритистых глин, сложенных тонким ритмичным чередованием прослоев (1-5 см) более глинистых и насыщенных ракушей. Темно-серые пачки алевритистых глин (0.2-0.3 м) развиты на интервалах 4.0 и 5.7 м от основания слоя. Моллюски включают *Paradacna abichi*, *Dreissena rostriformis*, *Valenciennius* sp., *Dreissenomya aperta* и др. 6 м.
39. Закрытый оползнем интервал разреза. Около 7 м.
40. Аналогичный слою 38 по литологии. Кроме *Paradacna abichi*, найдены *Caladacna steindachneri*, *Pontalmyra georgiana*. В верхней части слоя выделяются две темно-серые пачки алевритистых глин (1.6 и 1.0 м), первая – в 5.0 м от кровли, вторая – в 0.9 м. 12 м.

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

Тамань



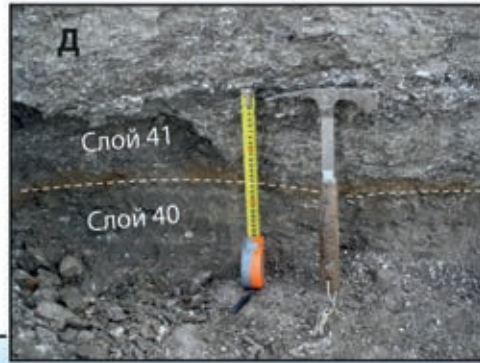


Рис. 59. Схема разреза верхнепонтического подъяруса и киммерийского яруса у станции Тамань с палеомагнитными данными В.М. Трубихина. Фото: А – фотопанорама верхнепонтической и нижнекиммерийской части разреза с указанием описанных слоев и основных взятых образцов 2000 г.; Б, В – уступ склона, где вскрываются слои 27-38 нижнего и верхнего понта и слои с *Congerina subrhomboidea*; Г – обрыв, где вскрываются босфорские слои понта, на которые с угловым несогласием ложатся азовские слои киммерия; Д – расчистка участка границы понта и киммерия, с ожелезнением по ней.

По неровной нижней границе, с линзовидным прослоем, насыщенным ракушкой (3-5 см):

41. N_2km1 (азовские слои). В основании глины бурые, ожелезненные, выше глины серые, алевролитистые, известковые, с детритом и раковинами толстостенных *Dreissena rostriformis anisoconcha* и разнообразными кардидами – *Paradacna abichi*, *P. stratonis*, *Pontalmyra occidentalis*, *Arcicardium subacardo* и др. Два последних вида специфичны для азовских слоев, а *Paradacna stratonis* впервые появляется с начала киммерия. По наннопланктону здесь (слои 41-42) установлена монодоминантная ассоциация *Isolithus semenenko*. 0.25 м.
42. Глины алевролитистые серые и светло-серые, известковые, с многочисленными линзовидными прослоями раковинного материала, состоящего из детрита и многочисленных толстостенных раковин *Dreissena rostriformis*, *Paradacna abichi*, *P. cf. deformis*. Видимая мощность 3.5 м.
43. Глины зеленовато-серые, неслоистые с крупными *Dreissena rostriformis*, реже *Paradacna abichi*, *P. deformis* (характерный эндемик азовских слоев), обломками *Pontalmyra*. Остракоды представлены теми же солоноватоводными видами, а в кровле слоя появляются единичные *Pontocythere* sp. морского происхождения. Видимая мощность 1.5 м.
44. Глины темно-серые, песчано-алевритовые, тонкоплитчатые, неясно-слоистые, с крупными *Dreissena*, реже *Paradacna abichi*, *Pontalmyra* sp., в кровле с сидеритизацией. В верхней части слоя в ассоциациях фитопланктона увеличивается количество зеленых водорослей – *Pediastrum*, *Botryococcus*, указывающих на опреснение. 2 м.
45. Глины темно-серые, слабо- и неизвестковистые, тонкоплитчатые, в верхней части (0.4 м) жирные, бескарбонатные, с ожелезнением, горизонтами обильных ярозитовых выцветов. В составе спорово-пыльцевых спектров из верхней части слоя и слоев 46-48 резко увеличивается роль растений умеренного климата – *Betula*, *Ericaceae*, *Sphagnum*, *Picea*, что указывает на повышенную увлажненность (заболачивание) и похолодание. 2.4 м.

С резким переходом по волнистой границе с карманами и ожелезнением:

46. N_2km2 (камышбурунские слои). Железная руда – бурая, бобово-оолитовая, гидрогетитовая, с крупными раковинами *Pteradacna edentula*, *Arcicardium acardo*, *A. kubanicum*, *Tauricardium cf. squamullosum* и др. Видимая мощность 0.5-0.7 м.

Вышележащие слои частично задернованы, в отдельных выходах прослеживаются:

47. Глины темно-серые, коричневатые, неслоистые, некарбонатные с ожелезнением и ярозитом. В верхней части слоя глины более песчаные с рыжим сидеритизированным прослоем (5 см). В слоях 47, 48 встреча-

ется малочисленный и таксономически обедненный органикостенный фитопланктон понтического типа – *Caspidinium rugosum*, *Galeacysta etrusca*, *Virgodinium* spp., *Spiniferites bentorii* cf. *oblongus*, единичные представители «*Komewuia* group» и *Achomosphaera andalousiense*.

Видимая мощность 12-15 м.

48. Глины буровато-серые, песчанистые. Видимая мощность 3 м.
49. Песчаник слабо сцементированный глинистый, мелко- и среднезернистый, желтовато-серый, с охристыми пятнами ожелезнения и вторичной загипсованностью, в нижней части с горизонтальной слоистостью, в верхней – комковатой структуры. В слоях 49-57 редко отмечаются единичные экземпляры органикостенного фитопланктона *Cleistosphaeridium* sp., спорово-пыльцевые спектры также бедны, представлены преимущественно *Pinus* и травянисто-кустарничковыми ксерофитами *Chenopodiaceae*, *Artemisia*. Видимая мощность 7 м.
50. Глины песчанистые серые и бурые, чередующиеся с песками белыми, серыми и желтыми. Видимая мощность 2 м.
51. Песчаник железистый рыжий (2-й железорудный пласт). 0.25-0.3 м. Над ним – тонкий прослой серых глин. Выше несколько м задерновано, затем идут:
52. Пески пестрые и белые сыпучие. В подошве – желтые и серые пески с прослоями ярозитизированных глинистых бурых песков. В кровле – сидеритизированный прослой (1 см), над ним – прослой серых и бурых комковатых карбонатных глин (5-10 см). Видимая мощность 6-8 м.
53. Глины песчанистые, желтовато-серые, переходят в пески и слабосцементированные песчаники с прослоями серых и голубовато-серых глин. Видимая мощность 4 м.
54. Глины песчаные, переходящие в глинистые пески с многочисленными прослоями песков белых, серых, бурых, желтоватых, с ожелезнением и пропластками железистого песчаника. Видимая мощность 12-14 м.
55. Песчаник железистый, рыжий (3-й железорудный пласт). 0.35 м.
56. Глины песчанистые с прослоями белого и желтовато-серого песка и рыжих ожелезненных слоев. Видимая мощность 4-5 м.
57. Пески желтые с прослоями более плотных ожелезненных песчаников и песчаных глин. Видимая мощность 1.5-2 м.
58. Песчаник железистый, рыжий (4-й железорудный пласт). 0.25 м.
59. Глины серые и буро-рыжие, ожелезненные с прослойками буро-рыжих глинистых песчаников. Видимая мощность 7-8 м.

Обсуждение и корреляция. Отложения нижней части верхнего понта (слои с *Congerina subrhomboides*), также как в разрезе Железный Рог, резко выделяются залеганием по эрозионной нижней границе, подчеркнутой интенсивным ожелезнением и своеобразным литологическим строением. В этой части разреза присутствуют прослой раковинно-детритовых известняков (слои 30, 32, 34) со следами многократного переотложения осадочного материала, содержащие гальку (до 3-5 см), обломки и целые раковины моллюсков. Эти отложения соответствуют горизонтам конденсации, образующимся при высокой гидродинамической активности. Присутствуют глины

с брекчиевой структурой (слой 31), отвечающие подводно-коллювиальным отложениям, формирующимся при быстром изменении уровня вод и наличии неровностей дна бассейна. Переслаивание в разрезе горизонтов конденсации и подводно-коллювиальных отложений свидетельствует об «аномальных» условиях седиментации, отражающих крупное регрессивное событие.

При этом большинство моллюсков богатой ассоциацией слоев с *Congeria subrhomboidea* верхнего понта (в слоях 30 и 32) впервые появляется в бассейне с этого уровня, и их приход, вероятно, был связан с вновь открывшейся связью с Паннонским бассейном. По диноцистам вся понтическая и нижнекиммерийская часть разреза (до слоя 48) отнесена Н.Ю. Филипповой (в *Paleontology ...*, 2016) к **слоям с *Caspidinium rugosum* – *Galeacysta etrusca***. Однако указывалось, что начало верхнего понта – слои с *Congeria subrhomboidea* (слои 31-34) – характеризуются многочисленными пресноводными зелеными водорослями *Pediastrum* spp. (три вида, достигающие 40% от количества всего фитопланктона) и исчезновением морских таксонов, что трактовалось как результат значительного распреснения бассейна. Однако, учитывая систематическое разнообразие моллюсков и остракод в этих слоях, вероятно, правильнее говорить о проградации сюда дельты и о возросшем притоке речных вод, а не об опреснении всего водоема.

Отложения **босфорских слоев** верхнего понта, как и в разрезе Железный Рог, отличаются однообразным строением и представлены в основном переслаиванием светло-серых, известковых и темно-серых, известковистых алевролитистых глин (слои 38-40). Последние имеют ритмичное строение, которое выражено в тонком (1-3 см) чередовании глин с прослоями, содержащими массу тонкостенных раковин моллюсков. Степень насыщения осадков тонкозернистой примесью кальция контролировалось колебаниями климата: сменой более теплых и холодных периодов. Прослой глин с повышенным содержанием песчаной и алевролитовой примеси, выделяемые в основании этих отложений (слои 36, 37), свидетельствуют о более интенсивном сносе обломочной примеси в начале босфорского времени.

Азовские слои киммерия в основании содержат прослой, обогащенный раковинно-детритовым материалом, с неровной нижней границей, что является указанием на регрессию и перерыв в осадконакоплении. В соседнем разрезе против косы Тузла на этом уровне наблюдается размыв с выпадением босфорских слоев, а в разрезе Железный Рог – размыв и угловое несогласие (рис. 58Г). В нижней части отложения сложены преимущественно известковыми, алевролитистыми глинами, формировавшимися в условиях мелководья, с богатой ассоциацией моллюсков (*Dreissena rostriformis anisoconcha*, *Paradacna abichi*, *P. stratonis*, *Pontalmyra occidentalis*, *Arcicardium subacardo*, *Paradacna deformis*) (слои 41-43). Три последних вида являются специфичными для этих слоев, а *Paradacna stratonis* впервые появляется с основания азовских слоев.

На этом же уровне, в азовских слоях киммерия (слои 41, 42), отмечается появление наннопланктона – специфического монотипового комплекса с *Isolithus semenko*. Автор этого вида – С.А. Люльева – предлагала использовать его появление в качестве вида-индекса понта. Однако впоследствии

было уставлено его значительно более широкое стратиграфическое и географическое распространение: в киммерии, в паннонских отложениях Венгрии (Cziczter et al., 2008), Хорватии (Čorić, 2005; Galović, 2010) и Румынии (Chira, Malacu, 2008).

В верхней части азовских слоев установлено развитие горизонта сидеритизированных глин (слой 44), а в кровле выделяются темно-серые, бескарбонатные глины с выцветами ярозита (слой 45), свидетельствующие о развитии обстановок дефицита кислорода.

Камышбурунские слои, представленные песчанистыми глинами с прослоями железистых оолитовых руд, заключающих крупные толстостенные раковины моллюсков (*Pteradacna edentula*, *Arcicardium acardo* и др.), формировались в прибрежно-мелководных условиях при интенсивном поступлении с суши продуктов выветривания, в том числе и соединений железа. Усиленное действие процессов выветривания определялось, вероятно, развитием в это время теплого и влажного климата.

Отложения верхней части верхнего киммерия, вероятно, имели континентальный генезис и палеонтологических остатков не содержат.

Общее заключение по разрезам Таманского полуострова

Однородность и монотонность строения, конденсированный характер осадков среднего миоцена – глин с ритмичными прослоями карбонатных пород, – выдержанные в течение чокрака, карагана и большей части конки, указывают на накопление этих осадков на достаточном удалении от береговой линии в относительно глубоководных условиях внешнего шельфа. Смена накопления глинистых и карбонатных прослоев контролировалась изменениями климата, определявшимися циклами Миланковича: при более сухом и холодном климате формировались карбонатные породы, при более влажном – увеличивался терригенный снос и происходило осаждение глин (Paleontology ..., 2016).

Палеомагнитная характеристика разреза горы Зеленского показывает, что, как и в других разрезах, низы карагана намагничены нормально, затем следует короткий интервал (6 м) обратной намагниченности пород, а затем идет более мощная толща (16 м) нормальной полярности, которые мы интерпретируем как хроны C5ACn, C5ABg и C5ABn (Palcu et al., 2017). Эти данные свидетельствуют о том, что, несмотря на небольшую мощность (30–35 м), караган в этом разрезе представлен полностью.

Конкский регионрус имеет трехчленное строение. Нижние (квартельские) слои, в более мелководных разрезах представлены толщей с *Varnea*, в разрезе горы Зеленского охарактеризованы планктонными фораминиферами рода *Globigerina*, а также руководящими бентосными видами конкского регионруса – *Varidentella reussi sartaganica*, *Nodobaculariella konkensis*, *Articulina vermicularis*, *Nonion tauricus*, *Discorbis kartvelicus*, *D. supinus* (Вернигорова и др., 2006, данные Вернигоровой в Paleontology ..., 2016). Здесь же отмечается появление наннопланктона. Хотя комплекс небогат и не содержит зональных видов, он свидетельствует о поступлении сюда водной массы из открытых морских бассейнов.

В сартаганских слоях таксономическое разнообразие комплексов фораминифер и наннопланктона расширяется. По присутствию в ассоциации наннофоссилий видов *Rhabdosphaera poculi* и *Rh. pannonica* ее можно сопоставить с комплексом зоны NN7 *Discoaster kugleri* и коррелировать с отложениями верхнего бадения (косовия). Резкое обогащение в сартаганских слоях состава бентосных фораминифер (55 видов, 28 родов) и появление в них моллюсков свидетельствуют об улучшении газового режима, связанном с притоком океанических вод.

В веселянских слоях наблюдается значительное сокращение видового разнообразия как фораминифер, так и наннопланктона. В верхах конки ярко выделяется маркирующий пласт белых, тонколаминированных мергелей с *Reticulofenestra pseudoumbilicus* в сопровождении обильных *Braarudosphaera bigelowii*, обусловленный сезонным цветением наннопланктона в зоне гидрологического фронта в зоне смешения морских и речных вод.

По палеомагнитным данным (Palcu et al., 2017) граница карагана и картвельских слоев конки очень близка к границе хронов C5AВп/C5AАг и таким образом датируется 13.4 млн л. Картвельские слои включают два палеомагнитных хрона и один субхрон: C5AАг, C5AАп и C5Аг.3г. Их верхняя граница совпадает со сменой полярности последнего и датируется 12.9 млн л. Граница с сарматом, как и в других разрезах Центрального и Восточного Паратетиса, проходит внутри отрицательно намагниченного интервала, который интерпретируется как субхрон C5Аг.1г и имеет возраст 12.65 млн л. Таким образом, на сартаганские и веселянские слои конки приходится не более 250 тыс. л. (200 тыс. л. по данным астростратиграфии).

Сармат. Осадконакопление в начале сармата происходило в тиховодных условиях в отдалении от береговой линии. Массовая встречаемость бентосных фораминифер с доминированием милиолид и моллюсков, в состав которых входят кардииды, митилиды и мактриды, свидетельствуют о перидическом наступавшем благоприятном газовом режиме и о солености бассейна порядка 14-15‰.

В кровле нижнего сармата регистрируется новый морской импульс: в тонкослоистых ламинированных известковистых глинах появляются открыто-морские виды диноцист – *Impagidinium patulum*, *A. ramulifera* и монодоминантная ассоциация наннопланктона рода *Syracosphaera*. Подобные уровни известны также в сарматских отложениях Хорватии, Румынии и Венгрии (Šorić, 2005; Chira, Malacu, 2008) и отражают специфику биомических условий этого полузамкнутого бассейна.

Граница между нижним и средним сарматом фиксируется достаточно четко по появлению *Cryptomacra pesanseris* в составе моллюсков и комплекса фораминифер слоев с *Dogielina sarmatica*, в котором преобладали эндемичные виды милиолид. Хотя эндемичный характер бентосной фауны среднего сармата сохранялся, временами в него продолжала поступать вода из открытых водоемов, что фиксируется по находкам океанических видов диатомей (*Thalassiosira coronifera*, *Th. baltica*, *Actinoptychus annulatus*) и обедненного наннопланктона, представленного редкими *Coccolithus pelagicus*, немногочисленными *Calcidiscus leptoporus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Thoracosphaera* sp. (в слоях 11 и 14 разреза Панагия).

Непосредственно у границы средне/верхнесарматских отложений встречены переотложенные виды фораминифер и радиолярий из майкопских и тарханских осадков, указывающие на начало регрессивного этапа, падение уровня моря и размыв близлежащей суши. На проградацию речных русел указывают находки пресноводного планктонного рода диатомей *Aulacoseira*, створок пресноводных бентосных родов *Eunotia*, *Pinnularia*.

Для всего позднего сармата, как и в других частях Восточного Паратетиса, было очень характерным формирование банок малакофауны, сложенных мактрами, чаще всего – *Maetra* (*Chersonimaetra*) *caspia*. Эти банки раковинного материала накапливались как на месте жизни моллюсков, о чем говорит их захоронение с парными створками, так и перемещались течениями. Столь сильное обеднение комплексов определялось значительным понижением солёности, до 4-9‰, что сказалось также на составе фораминифер и фитопланктоне. Наиболее разнообразный состав смогли сохранить здесь диатомей.

В верхней части верхнего сармата в разрезе Панагия прослеживаются карманы и врезы, следы корней, свидетельствующие о значительном падении уровня моря вплоть до осушения. Появление на этом уровне пресноводного фитопланктона говорит о проградации сюда фаций авандельты. При этом на том же уровне развития регрессивных фаций Э.П. Радионовой (Paleontology ..., 2016) выделены слои с *Thalassiosira grunowii* с океаническими формами диатомей (рис. 60). Одновременное доминирование в этих слоях морской *Paralia sulcata* и пресноводной *Aulacoseira* может быть индикатором начала морской трансгрессии с крайне неустойчивым гидрологическим режимом. Появление выше позднесарматской зоны *Achnantes brevipes* зональных и стратиграфически важных океанических видов *Thalassiosira burckliana* (LO-7.9 Ma), *Th. grunowii* (LO 7.8 Ma), а выше – *Th. antiqua* (FO-7.7 Ma) позволяет оценить возраст границы сармата / мэотиса не древнее 7.6-7.7 млн л. Такой возраст подтверждается и палеомагнитными данными В.М. Трубикина, О.В. Пилипенко (2011) и Д. Палку (Palcu et al., 2021), а также астростратиграфическими выводами (Rybikina et al., 2015).

Мэотис. Начало трансгрессии, которую можно назвать мэотической, улавливается чуть раньше уровня мощных биогермов (Palcu et al., 2021), поэтому мы опустили эту границу на один слой (на 4-5 м) по сравнению с предшествующей работой (Paleontology ..., 2016). Еще более отчетливые признаки восстановления морских обстановок наблюдаются на уровне главных биогермов, где появляется наннопланктон (*Braarudosphaera bigelowii*, спикулы асцидий) и морские моллюски и фораминиферы, характерные для мэотиса. Выше исчезновение биогермов, бентосной фауны, глинистые бескарбонатные фации, состав органического фитопланктона свидетельствуют об увеличении глубин и условиях дефицита кислорода. Присутствие океанических видов диатомей и наннопланктона говорит о связи с открытыми бассейнами.

Во второй половине раннего мэотиса доля терригенного и карбонатного материала постепенно увеличивалась, бентосная фауна становилась все разнообразнее. Прослой с богатыми комплексами бентоса в конце раннего мэотиса свидетельствуют о более мелководных условиях, чем вначале, благоприятном газовом режиме и солёности порядка 15‰.

Неоцен Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

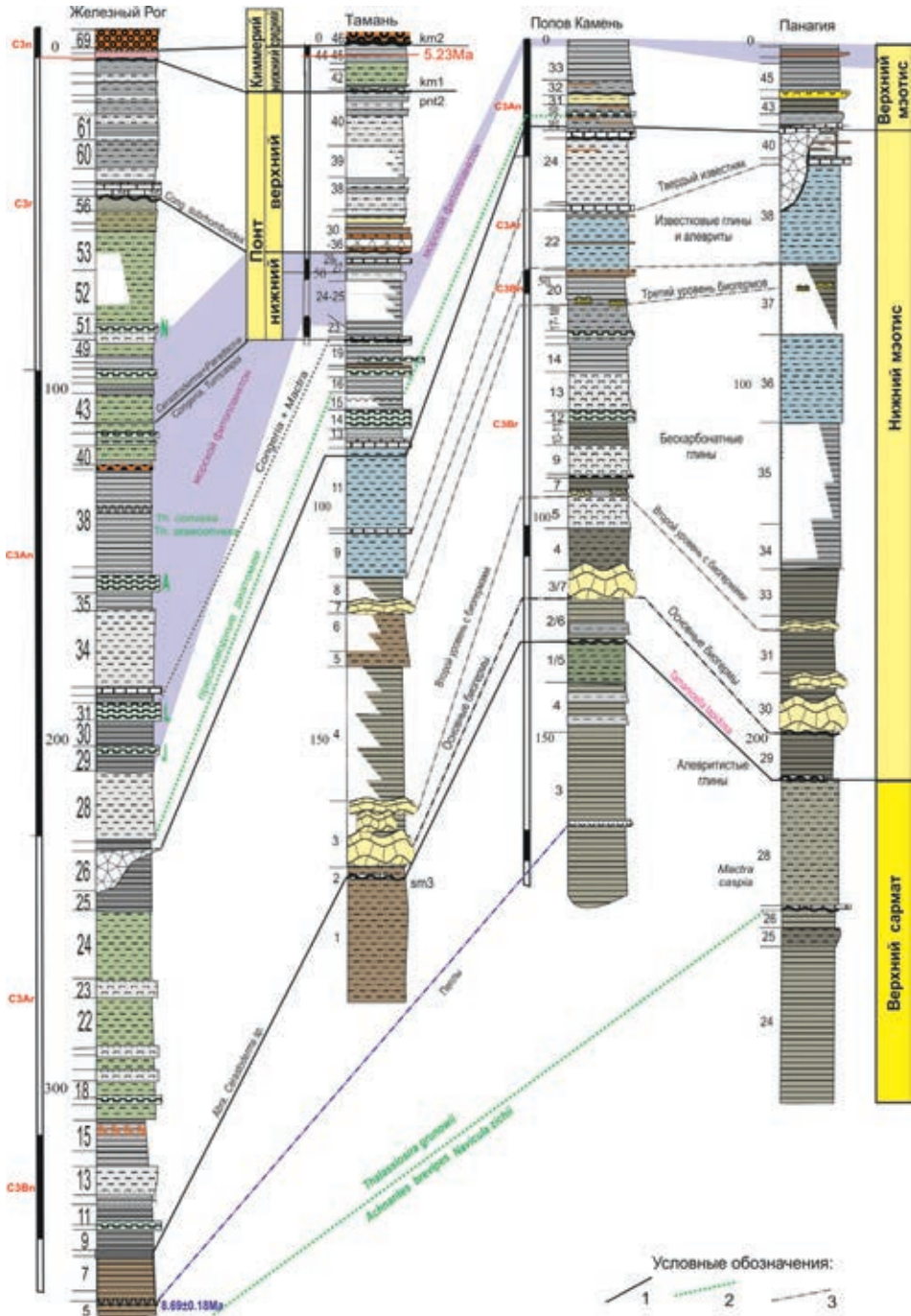


Рис. 60. Схема сопоставления и детальной корреляции мэотической и понтийской частей таманских разрезов
Условные обозначения: 1 – основные событийные и стратиграфические границы; 2 – биостратиграфические границы; 3 – литологические реперы.

Верхнемэотический подъярус ложится с резким несогласием и глубоким размывом в разрезе Панагия – в виде руслового вреза, прорезающего нижнемэотические отложения более чем на 30 м. Синхронный врез прослеживается и в более глубоководном разрезе Железный Рог (рис. 60). Резкое обеднение комплексов, появление пресноводных теодоксусов свидетельствуют о значительном падении солености. В то же время в составе бентосных фораминифер Ю.В. Вернигоровой (Вернигорова и др., 2011; Paleontology ..., 2016) обнаружен довольно богатый комплекс, характеризующийся ярко выраженным доминированием представителей морского рода *Bolivina*, присутствием морских *Discorbis* и *Cassidulina*. Такие различия могут свидетельствовать о резко менявшихся экологических условиях и влиянии вод речного стока.

Верхняя часть верхнего мэотиса вновь содержит комплекс фораминифер с резким доминированием морского рода *Bolivina*. В этих же слоях по наннопланктону и диатомеям фиксируется максимум морской трансгрессии (Radionova, Golovina, 2011). В разрезе Железный Рог в глинах слоя 38 найдены важные для стратиграфии океанические виды *Thalassiosira praeconvexa* с коротким интервалом существования (6.3-5.8 млн л.), а выше – зональный вид *Th. convexa* (FO-6.1 млн л.).

Понт. В начале понта биогеографические данные свидетельствуют о приходе новой солоноватоводной фауны и органикостенного фитопланктона паннонско-эгейского происхождения. Эти изменения биоты в непрерывном хорошо обнаженном разрезе Железный Рог происходят без заметных изменений в ходе осадконакопления, внутри глинистой толщи. Выше в нижнем понте (в диатомите слоя 50) вновь встречены те же и новые виды океанических диатомей – *Thalassiosira convexa*, *Th. praeconvexa*, *Th. baltica*, *Th. praeoestrupii* (FO – 5.9 Ma) (или *Th. oestrupii?*, FO – 5.5 млн л.) – на фоне резко доминирующего *Actinocyclus octonarius*.

В середине понта (**слои с *Congeria subrhomboidea***) фиксируется резкое падение уровня воды в бассейне, по палеомагнитным и астростратиграфическим данным (Ростовцева, Рыбкина, 2014) синхронное пику мессинского кризиса (5.45-5.65 Ma). Перерыв в осадконакоплении при этом оценивается в 160 тыс. лет (см. рис. 91).

В босфорское время уровень восстановился, но бассейн оставался замкнутым солоноватоводным и мелководным с четко выраженным циклическим осадконакоплением, обусловленным климатическими циклами Миланковича (Ростовцева, Рыбкина, 2014; Paleontology ..., 2016). Граница с киммерием по палеомагнитным и астростратиграфическим данным датируется 5.2-5.3 млн лет.

Киммерий. Азовские слои киммерия во всех изученных разрезах ложатся с перерывом, размывом, а в разрезе Железный Рог с небольшим угловым несогласием. При этом высокое сходство быстро эволюционировавшей солоноватоводной фауны, также как палеомагнитные данные, говорят об очень небольшом перерыве. Седиментологические данные свидетельствуют о быстро менявшихся условиях осадконакопления.

Камышбурунские слои также ложатся на подстилающие с размывом, представлены песчанистыми глинами с прослоями железистых оолитовых

руд и формировались в прибрежно-мелководных условиях при обильном поступлении с суши соединений железа. Отложения верхнего киммерия палеонтологических остатков не содержат и, вероятно, имели континентальный генезис.

Полученные материалы по комплексному палеонтологическому изучению дают возможность считать разрезы Таманского полуострова опорными не только для мээтиса, понта и киммерия, как было предложено ранее (Невеская и др., 2005), но и придать им статус фациостратотипов, добавив в их состав конкский и сарматский регионаруссы.

15. Урочище Уйратам, северный Мангышлак, Западный Казахстан

На Мангышлаке миоценовые отложения распространены повсеместно, за исключением складчатой структуры Горного Мангышлака, где они встречаются только в отдельных останцах (Хонджариан и др., 1986). Разрез урочища Уйратам, описанный Н.И. Андрусовым, является стратотипическим для караганского регионаруса. Нижнемиоценовые отложения кашкаратинской свиты майкопской серии сохранились от размыва лишь в наиболее прогнутых структурах Южномангышлакского прогиба (Столяров, Ивлева, 2006), а трансгрессивно перекрывающие палеоген среднемиоценовые отложения представлены иногда чокракскими, но чаще караганскими, конкскими и сарматскими осадками (рис. 61).

Описание разреза. Н.И. Андрусов (1917а) в работе, где он впервые предлагает использовать караганский горизонт в качестве регионального подразделения, кратко описывает разрез Уйратам на северном побережье п-ова Мангышлак (Тюб-Караган в его работе), который позднее было предложено считать стратотипом караганского регионаруса (Стратотипы..., 1975). На топографических картах такое название отсутствует, но по привязке Андрусова – «там, где северный береговой обрыв на крайней восточной его оконечности поворачивает на юг... против горы Унгаза» – местоположение и описание этого разреза достаточно точно соответствуют разрезу балки Султан-Апа, описанному И.А. Гончаровой в 1975 году. Так как описание Андрусова очень схематично, без мощностей и распределения фауны, то мы приводим здесь полевое описание Гончаровой.

В русле балки обнажены:

1. **P₃¹⁰¹¹**. Глины зеленовато-желтые алевролитистые.

Видимая мощность 2.5 м.

По неровной границе с карманами, базальным конгломератом в основании –

2. **N₁^{2kg1}** (нижний караган). Чередование гравелитов желто-рыжих, с раковинным детритом и раковинами моллюсков с прослоями косослоистых песчаников. Среди моллюсков преобладают караганские *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* (= *Spaniodontella*), *Mohrensternia grandis*, *M. barboti*, реже встречаются перемытые чокракские виды *Ervilia pusilla*, *E. megalodon*, *Macoma sokolovi*, *Anadara bosporana*, иногда перемытые из олигоцена *Dentalium*, пресноводные униониды, гастроподы от 3 до 4.5 м.

Последующий разрез лучше обнажен в обрыве в 2.5 км к югу от балки:

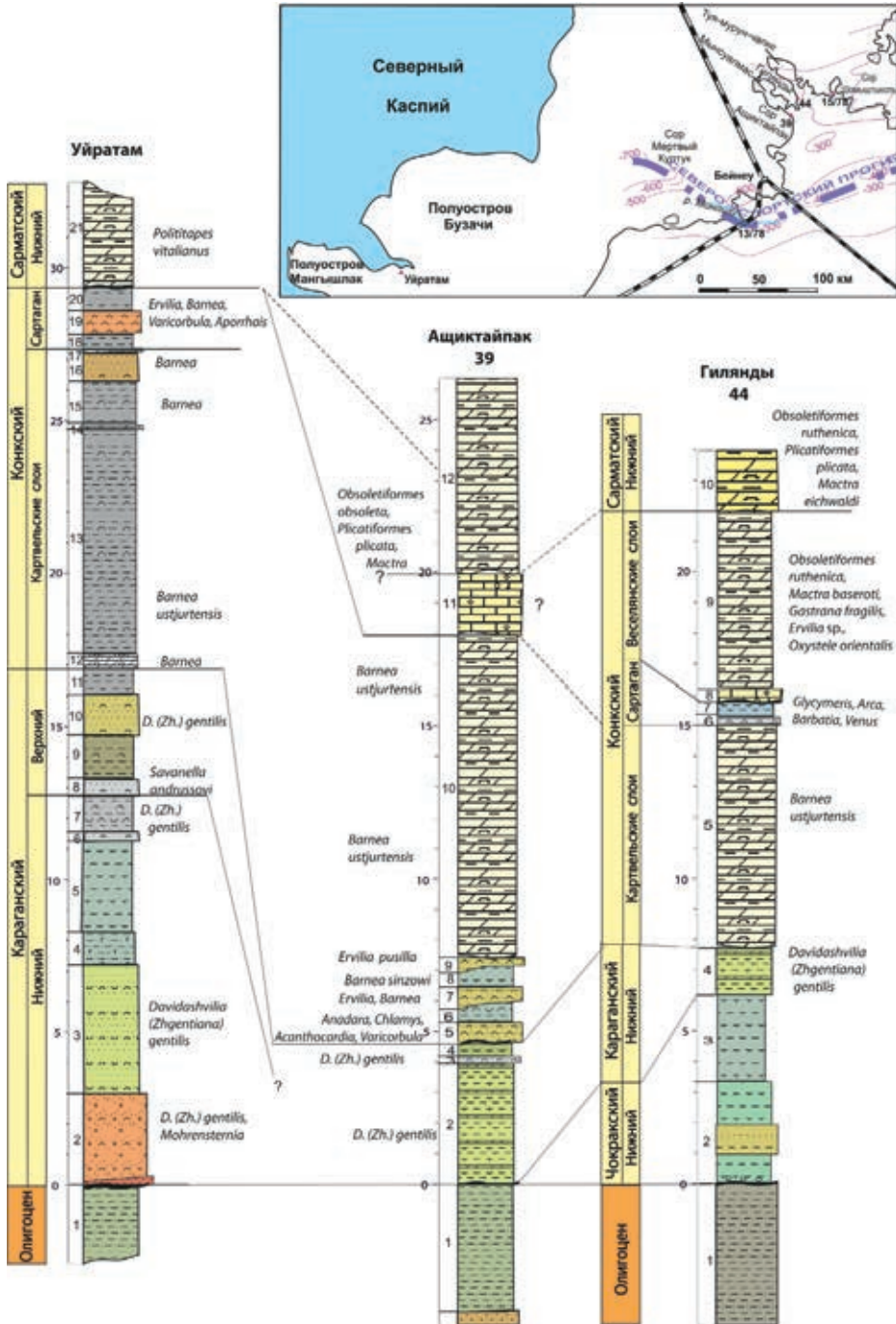


Рис. 61. Схема расположения и сопоставления разрезов миоцена северного Мангышлака, урочища Уйратам (лектостратотипа караганского региоюруса) и Северного Устюрта, урочища Ащиктайпак и оврага Гилянды. Изолинии на схеме расположения разрезов показывают глубину залегания эоцена

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

3. Пески зеленовато-желтые, плотные с редкими прослоями раковинного детрита. В основании слоя – редкие раковины *Davidaschvilia gentilis* 4 м.
4. Алевролит зеленовато-серый, загипсованный с ржавыми железистыми прослоями 1.4 м.
5. Глины мергелистые зеленовато-серые 3.4 м.
6. Пески светло-серые с мелким раковинным детритом 0.3 м.
7. Глины темно-серые, алевролитистые, плотные с линзами раковин *D. (Zh.) gentilis*, часто с парными створками 1.3 м.
8. N_1^2kn2 (верхний караган). Пески светло-серые с раковинным детритом и раковинами *D. (Zh.) gentilis*, *Savanella andrussovi*. 0.7 м.
9. Глины коричневатого-серые, с мергелистым прослоем в кровле с обломками и целыми раковинами *D. (Zh.) gentilis*, ориентированными выпуклостью вверх. 1.7 м.
10. Пески желтовато-серые, с раковинным детритом, в кровле – прослой с раковинами *D. (Zh.) gentilis*. 1.7 м.
11. Глины темно-серые, пластичные, жирные, с ожелезненными прослоями. 0.7 м.
12. N_1^2kn1 . Мергели светло-серые, плотные, с отпечатками и ядрами *Barnea*. 0.3 м.
13. Глины темно-серые, алевролитистые, с массой мелких *Barnea ustjurtensis ustjurtensis*. 6.8 м.
14. Мергели светло-серые, легкие, опоковидные. 0.2 м.
15. Глины темно-серые, алевролитистые, с массой *Barnea*. 1.7 м.
16. Пески коричневатого-желтые. 0.7 м.
17. Мергели плотные, с отпечатками и ядрами *Barnea*. 0.2 м.
18. Глины темно-серые с *Barnea*. 0.5 м.
19. N_1^2kn2-3 . Пески рыжеватого-желтые, с раковинами разнообразных морских моллюсков, но очень хрупких, рассыпающихся. В подошве слоя – ракушняк (0.1 м) с *Barnea ustjurtensis*, *Varicorbula gibba*, *Ervilia trigonula*, *Parvicardium ruthenicum*, *Aporrhais* sp. 0.7 м.
20. Глины темно-серые с *Barnea*. 1.0 м.
21. N_1^2sm1 . Известняки плотные, светло-серые, комковатые с отпечатками и ядрами мелких моллюсков. На склоне собраны *Polittitapes vitalianus*.
Около 25 м.

Обсуждение и корреляция. В описанном разрезе характерном для разрезов Мангышлака является полный размыв чокракских отложений с перетолжением нижнечокракской фауны в базальных гравелитах карагана. Несмотря на крайне мелководные фации, разрез карагана довольно полный, двучленный, верхний караган отличается появлением своеобразного рода *Savanella*. Переход от карагана s.s. к барнеевым слоям конкского регионарусса резкий, с характерным для многих мелководных разрезов изменением фаций – появлением мергелей. Гончаровой здесь не было отмечено появление эрвильи или более богатой, полигалинной фауны. Однако в описании Н.И. Андрусова (1917а) последняя указана: в кровле слоев со «спаниодонтеллами», в описании слоя 2 он упоминает присутствие «*Murex subclavatus* Bast. и *Nassa dujardeni* Desh.» (= *Nassarius*) (цит. по Андрусов, 1961, с. 546).

Конкские отложения двучленные, с барнеевыми слоями (10.5 м) и маломощным прослоем с более богатой, более мористой фауной (0.7 м), возможно, переотложенной в основании сарматских отложений, что часто наблюдается в мелководных западноказахстанских разрезах.

16. Северный Устюрт, Западный Казахстан

Геологическое строение Северного Устюрта интенсивно изучалось вплоть до конца 80-х годов прошлого века: ПГО Аэрогеология проводило геологическую съемку от Каспийского моря до Арала с большим объемом картировочного бурения, велись геофизические работы (именно здесь с 30-х годов отрабатывались методы сейсмопрофилирования), проводились тематические стратиграфо-палеонтологические исследования, в том числе Палеонтологическим институтом РАН. После распада СССР все эти исследования были полностью свернуты. Полученные результаты в значительной степени остались неопубликованными, а геологические отчеты были переданы казахской стороне и теперь труднодоступны.

Структурно эта территория от складчатых сооружений Мангышлака до Арала рассматривается как крупная Северо-Устюртская впадина эпигерцинской Туранской плиты. Осевая часть Северо-Устюртского прогиба протягивается от залива Комсомолец через соры Сам и Матайкум к северо-западному Приаралью (рис. 62). Центральная его часть состоит из ряда небольших локальных прогибов, которым в рельефе соответствуют замкнутые понижения: впадины Каратюлей, Сам, Асмантай-Матай, Косбулак, где солончаковые такыры разделены эоловыми песками. Плато Устюрт сверху бронируется плитой известняков среднего сармата, которая не является гипсометрически выдержанной поверхностью: на отдельных участках поверхность плато опускается до абсолютных высот 50-70 м, на других поднимается до 210 м. Изменения высот связаны с орогеническими движениями, продолжающимися и в наши дни.

С севера, востока и юго-запада прогиб обрамлен поднятиями: Северо-Устюртским плато (вдоль северных чинков), Центральным (протягивающимся к мысу Актумсык на Аральском море) и Южно-Устюртским сводами. У северо-западных чинков Северо-Устюртский прогиб осложнен полосой широко вытянутых дислокаций, обнаруженных сейсморазведкой еще в конце 40-х гг. Почти со всех сторон плато обрывается крутыми склонами (чинками) и окаймлено узкими солончаковыми бессточными впадинами – предчинковыми желобами выдувания.

Неоген Восточного Паратетиса: региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

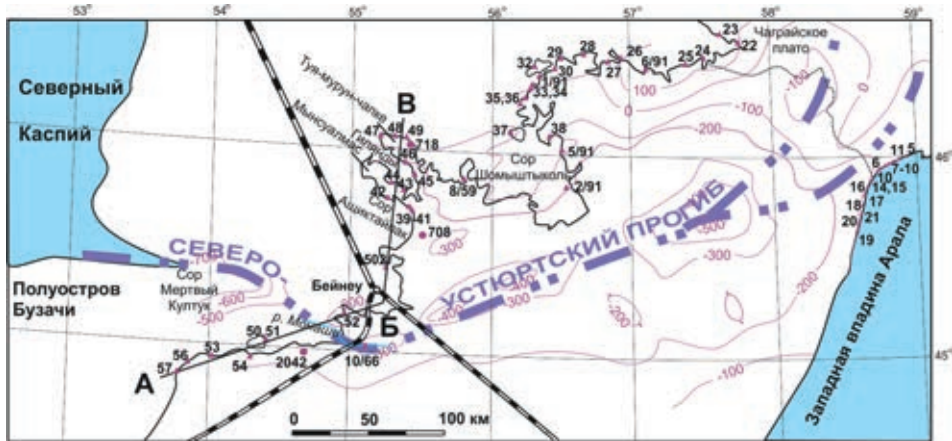


Рис. 62. Основные структурные элементы Северного Устьурта, контур чинка и расположение основных обнажений и скважин. Изолиниями показана глубина залегания кровли чеганской свиты верхнего эоцена

По данным бурения депозиты палеогеновых и неогеновых бассейнов образуют ряд мульд, вытянутых вдоль оси Северо-Устьуртского прогиба, где мощность кайнозоя может достигать более км. Если в течение эоцена прогиб еще оставался довольно глубоководным, то к концу эоцена и в олигоцене в нем накапливались шельфовые осадки с моллюсками, а в нижнем – среднем миоцене эта часть бассейна стала мелководьем с неустойчивым осадконакоплением.

На территории Северного Устьурта среднемиоценовые отложения залегают на относительно мелководных аналогах майкопских отложений часто со значительным стратиграфическим несогласием. Нижнемиоценовые и тарханские отложения развиты лишь в самых восточных разрезах. В чокракское время преобладали красноцветные континентальные осадки, и лишь осевая зона прогиба покрывалась морем (Попов, Пронин, 2021). Позднее прогиб был залит водами Караганского, Конкского Сарматского и Раннепонтического морей (Атлас ..., 1961, 1967; Popov et al., 2004b). Все эти осадки более или менее полно охарактеризованы моллюсками. Они обнажаются в северных чинках плато и в останцах, вскрыты многочисленными скважинами. Осадки нижнего (новороссийского) подъяруса понта известны лишь в Северо-Устьуртском прогибе (Хондқариан и др., 1986).

Нами вся серия неоген-олигоценых разрезов Северного Устьурта (более 50, рис. 61) была описана во время полевого сезона 1981 г., прослежены изменения фаций (рис. 63) и собраны моллюски как в разрезах чинка, так и обрывах западного побережья Аральского моря, изучено несколько скважин, пробуренных ПГО Аэрогеология. Кроме того, исследованы моллюски и разрезы скважин, переданные в Палеонтологический институт в предшествующие годы, коллекции Р.Л. Мерклина, О.В. Амित्रова.

16.1. Урочище Ащиктайпак

Очень интересный разрез и фауна были описаны Р.Л. Мерклиным при полевых работах 1959 г. в западном чинке урочища Ащиктайпак. Здесь им была найдена богатая полигалинная фауна моллюсков в пограничных слоях карагана s.s. и барнеевых (картвельских) слоев конкского региояруса (рис. 61). С.В. Поповым и А.А. Ворониной этот разрез был повторно обследован в 1985 г. Относительно полигалинную фауну в эрвилиевых слоях в основании картвела также удалось найти, но не столь богатую, как была собрана Мерклиным.

Описание разрезов.

1. P_3^1ol1 . На песках бурых слоистых с марганцовистыми прослоями лежат глины зеленовато-серые, неясно слоистые. Видимая мощность 5 м.

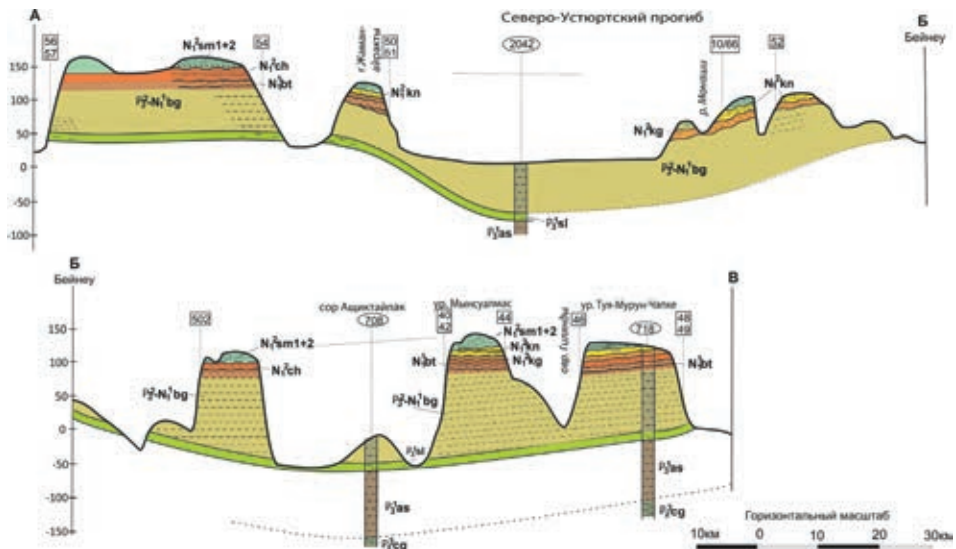


Рис. 63. Геологический профиль вдоль чинка Северного Устурта в районе пос. Бейнеу по линиям АБ и БВ (см. рис. 62). Индексами обозначены отложения: P_2^3cg – чеганской свиты; P_3^1as – ащеайрыкской свиты; P_3^1sl – соленовского горизонта; $P_3^2-N_1^1bg$ – байгубекской свиты; N_1^1bt – бештубинской свиты; N_1^2ch – чокрака; N_1^2kg – карагана; N_1^2kn – конки; N_1^2sm – сармата.

С несогласием и конгломератом, содержащим мергелистую, реже кварцевую гальку:

2. N_1^2kg1 (нижний караган). Переслаивание мергелей желтовато-серых и глин зеленовато-серых, с увеличением доли мергелей вверх по разрезу. Прослоями – много караганских *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis*. 4 м.
3. Глинистый ракушечник, серый, с массой крупных и мелких *D. (Zh.) gentilis*. 0.1 м.
4. Глины зеленовато-серые, тонкослоистые. 0.15 м.
5. N_1^2kn1 (картвельские слои). Глинистый детритовый ракушечник, светло-бурый, с массой *Ervilia trigonula*, *Barnea ujraticana* (часто с парными створками, в прижизненном положении), *Davidaschvilia (Zh.) gentilis*

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

- (окатанные, отличаются по цвету) и разнообразной морской и пресноводной фауной (см. ниже). 0.7 м.
6. Глины зеленовато-серые, плотные, с редкими отпечатками фоладид. 0.8 м.
 7. Детритовый ракушечник, желтовато-бурый, слоистый, с массой раздавленных раковин *Ervilia* и *Barnea*. От 0.4 до 0.7 м.
 8. Глины зеленовато-серые, плотные, с прослоем серого мергеля в основании, в глинах редкие отпечатки *Barnea sinzowi* 0.6 м.
 9. Детритовый песчаник светло-бурый, косослоистый, состоящий из обломков раковин *Ervilia pusilla*, редкие целые раковины ориентированы выпуклостью вверх. От 0.1 до 0.4 м.
 10. Пачка переслаивания белых мергелей, мергелей и ракушечников тонкоплитчатых с более глинистыми прослоями, с массой *Barnea ustjurtensis ustjurtensis*. 11 м.
 11. $N_1^{2?}kn2-3-sm1$. Пачка оолитовых карбонатных пород с плоской, хорошо окатанной галькой. 2 м.
 12. $N_1^{2?}sm1$. Известняки-ракушечники плитчатые оолитовые с моллюсками нижнего сармата. Видимая мощность около 7 м.

Приведенное описание хорошо дополняет разрез восточного борта оврага Гилянды в 20 км восточнее.

16.2. Овраг Гилянды

Разрез Гилянды является уникальным по полноте верхней части конкского регионаруса. Он включает ракушняки с богатой сартаганской фауной, перекрывающие картвельские слои с *Barnea*. Выше с размывом залегают ракушняки с более бедным – веселянским комплексом фауны, а на них – крепкие известняки сармата, бронирующие плато. А.А. Ворониной и Поповым этот разрез был обследован в 1985 г. (рис. 61).

1. $P_3^{1}oll$. Глины серые алевроитистые, с прослоями песков и алевроитов. 7-8 м.
По резкой границе, с галечником в основании:
2. $N_1^{2?}ch1$. Глины чистые, мылкие, зеленые, с алевроито-песчаным прослоем посередине. 3.5 м.
3. Глины коричневатые-серые, комковатые, известковистые, плотные, с оолитами. 3 м.
4. $N_1^{2?}kg1$ (нижний караган). Чередование светлых мергелей (0,4 м) с *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* и светло-серых чистых тонкослоистых глин. 1.6 м.
5. $N_1^{2?}kn1$ (картвельские слои). Известняки светлые плитчатые (0.3 м), чередующиеся с прослоями глин светло-серых листоватых и рыхлых желтых песчаников с оолитами и раковинами *Barnea*. 7-8 м.
6. $N_1^{2?}kn2$ (сартаганские слои). Известняки-ракушечники рыхлые или прослоями сцементированные с разнообразной морской фауной *Glycymeris*, *Arca*, *Barbatia*, *Venus* и др. 0.3 м.

7. Глины голубовато-серые карбонатные, по простиранию переходящие в мергели. 0.4 м.

По неровной границе с карманами:

8. N_1^2kn3 (веселянские слои). Известняки-ракушечники прослоями плотно сцементированные, дающие карниз, местами рыхлые с *Acanthocardia andrussovi*, *Obsoletiformes obsoletum*, *Loripes dentatus*, *Varicorbula gibba*, *Chlamys diaphana*, *Anomia ephippium* и др. 0.5 м.
9. Известняково-глинистая рыхлая пачка с крепкими плитчатыми прослоями известняков-ракушечников (0.2-0.3 м) и раковинами *Obsoletiformes ruthenica*, *Maetra baserotii*, *Gastrana fragilis*, *Ervilia* sp., *Oxystele orientalis*, *Gibbula buchi*. 5-6 м.
10. N_1^2sm1 (нижний сармат). Известняки плотные массивные толсто плитчатые, бронирующие плато. Видимая мощность около 7 м.

Обсуждение и корреляция. Оба описанных выше разреза являются уникальными. Первый – по богатству малакофауны, собранной в основании картвельских слоев. В нем глины с *Barnea sinzowi*, *Ervilia pusilla*, *Barnea ustjurtensis* (кارتвельские слои – сл. 6-10) подстилаются детритовым ракушечником (0.7 м) с несомненной конкской фауной (слой 5): *Glycymeris* sp. (обломки), *Anadara turonica*, *Anomia ephippium*, *Aequipecten malvinae*, *Modiolus* sp., *Loripes dentatus*, *Acanthocardia hispidum*, *Clausinella basteroti*, *Gastrana fragilis*, *Callista* cf. *italica*, *?Dosinia* sp., *Varicorbula gibba*, *Ervilia trigonula*, *Barnea ujraticumica*, *Tellinidae*, *Dentalium* sp. Такой состав фауны однозначно свидетельствует о морских полигалинных условиях, кратковременно существовавших в самом начале отложения картвельских слоев и заставляет отнести последние к конкскому региоярсу.

Второй разрез интересен присутствием пестроцветных, вероятно, нижнечокракских глин в основании миоценовых отложений и очень полно представленными сартаганскими (слои 6 и ?7) и веселянскими слоями (слои 8, 9) в составе конкского региояруса, к тому же полно охарактеризованными моллюсками. Вероятно, они отлагались не повсеместно и/или были в основном размыты раннесарматской трансгрессией.

17. Дакийский бассейн, Румыния

Дакийский бассейн, расположенный в предгорьях Карпат на территории Румынии, в нижнем и начале среднего миоцена был частью Предкарпатского бассейна (Outer Carpathian Basin). Наиболее интенсивно прогибавшейся структурой Дакийского бассейна был прогиб Фокшани, непосредственно прилегающий к поднятиям юго-восточных Карпат (рис. 64). Интенсивный терригенный снос с последних обеспечил большие мощности верхнемиоцен-плиоценовых отложений в этой депрессии и непрерывность осадконакопления.



Рис. 64. Географическое положение Дакийского бассейна и изученных разрезов в бассейне р. Бузеу

Для этих отложений в последние годы получена очень полная седиментологическая и палеомагнитная характеристика (Vasiliev et al., 2004; Stoica et al., 2007; ter Borgh et al., 2014; Palcu et al., 2015; Jipa, 2018; Lazarev et al., 2020 и др.). По этим данным и результатам предыдущих исследователей Дакийский бассейн оставался аноксическим вплоть до раннего миоцена, и в нем, как во всем Предкарпатье, накапливались менилитовые фации, сходные с майкопскими, но более метаморфизованные. В раннем бурдигале в результате тектонических воздыманий связь с открытыми водоемами стала нестабильной, и в периоды изоляции в Предкарпатском прогибе формировались эвапориты – галит и гипс (Sărata Formation – Frunzescu, Anastasiu, 1995).

В среднем миоцене (в раннем бадении) морские условия вновь получили широкое развитие в Центральной Европе, включая Предкарпатский бассейн. Соединение между ним и Восточным Паратетисом через пролив Карасу привело к прекращению аноксии в Восточном Паратетисе в тархане – чокраке.

В начале сerratалия (в середине бадения) в Центральной Европе из-за эвстатических событий произошло замыкание бассейна с образованием эвапоритов в Предкарпатском бассейне (соли Велички). Морские условия восстановились в позднем бадении (косовский подъярус).

В сарматское время в результате воздымания Карпат и активизации сноса терригенного материала северная (польско-украинская) часть Предкарпатского бассейна заполнилась осадками и осушилась, а Дакийский бассейн продолжал прогибаться и заполняться бассейновыми фациями с пресноводной либо эндемичной фауной, свидетельствующей о биогеографических связях с Восточным Паратетисом. По биотическим и палеомагнитным данным, Дакийский бассейн вошел в состав Восточного Паратетиса в начале среднего сармата. Изменение палеогеографических связей между Центральным и Восточным Паратетисом происходило постепенно: 11.6 млн л. назад началась изоляция Трансильванского бассейна, связанного с Предкарпатским, от Паннонско-Венской системы водоемов, а 11.3 млн л. назад была утрачена связь между Трансильванским и Дакийским бассейнами (Ter Borgh et al., 2013). В течение среднего и позднего сармата последний, вместе с Эвксинским бассейном, переживал период изоляции, который продолжался вплоть до позднего тортона (мэотиса), когда Эвксинский водоем вновь получил эпизодические связи со Средиземноморьем через пролив в Эгейском регионе.

Постоянное присутствие пресноводной фауны в позднемiocен-раннеплиоценовых отложениях, большое количество специфических дакийских эндемиков говорят об относительно слабой связи с Эвксинским бассейном, появляющейся лишь в трансгрессивные периоды его истории. Во второй половине плиоцена в бассейне стали преобладать озерные и дельтовые фации, которые полностью заполнили его.

17.1. Река Рушавэцу

В разрезах Рушавецкой синклинали сохранилась редкая, довольно полная литологическая последовательность осадков среднего – верхнего миоцена. Ключевой участок расположен на реке Рушавэцу (45°15'57,81"N / 26°25'31,91"E), ниже по течению от холма Грэдина Корбилор (Сад Воронов). Отложения представлены песками и глинами среднего сармата (бессараба), которые слабо обнажены. Выше следуют преимущественно континентальные фации верхнего сармата (херсона), озерные и полуморские отложения мэотического возраста и полуморские, а выше солонатоводные глины нижнего понта (рис. 65).

Описание разреза.

1. $N_1^3 sm3$. Большая часть верхнего сармата (0–41 м) представлена последовательностью континентальных отложений, в которых преобладают зеленые, желтые и темные красновато-коричневые палеопочвы. Они иногда чередуются со светлыми глинами в нижней части, пурпурно-зелеными песками и микроконгломератами в средней и палево-коричневыми песками в верхней части. 41 м.
2. $N_1^3 mt1$ (нижний мэотис). Темно-серые глины с конгериями, которые ложатся непосредственно на палеопочвы. Выше их сменяют слои с пресноводной фауной (*Unio*, *Viviparus*), а затем появляются морские эвригалльные моллюски (*Littorina banatica*, *L. polițioanei*, *Pseudammicola* sp., *Hydrobia vitrella* (Pană et al., 1969) (41–46 м). В последней пачке

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

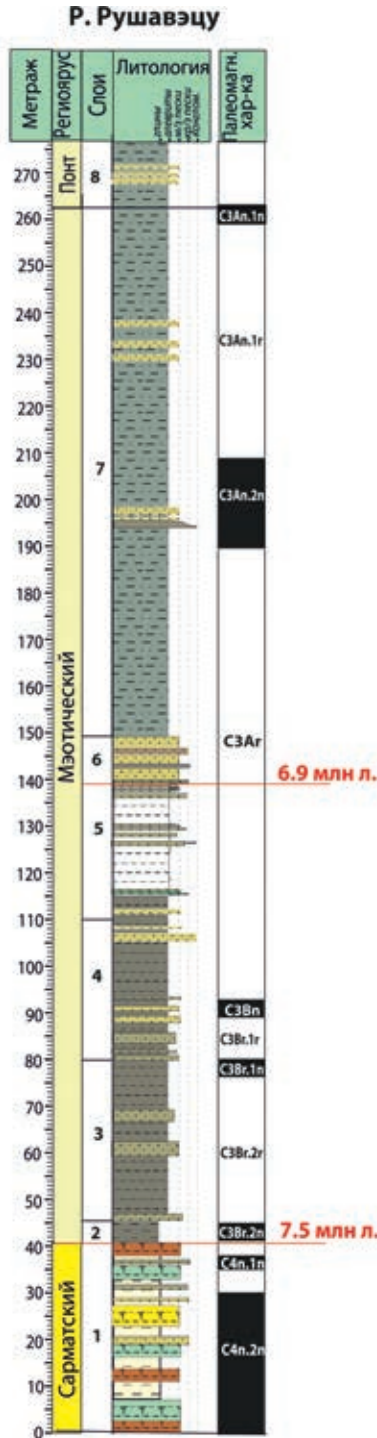


Рис. 65. Литологическая колонка и палеомагнитная характеристика верхнесармат – мэотических отложений по р. Рушавэцу

- встречены также мшанки (*Membranipora* sp.) и бентосные фораминиферы – *Ammonia beccarii*. 5 м.
3. Слой начинается с крупнозернистых песков с *Hydrobia* sp., над которыми залегает толща алевролитов, образовавшихся в условиях дефицита кислорода. Выше следует пачка глинистых алевролитов. 34 м.
 4. Тонкое чередование коричнево-серых песчаных мергелей, песков и песчаников. В основании (0.3 м) выделяется маркирующий уровень с некилеватыми конгериями, прослеживаемый во всем регионе. Остальная часть толщи представлена алевролитами, песками и слабосцементированными песчаниками с *Unio* sp. и *Theodoxus* sp. 30 м.
 5. Чередование глин с выцветами ярозита, песчаных мергелей и песков с богатой фауной. Различаются четыре уровня с моллюсками: а) песчаники с *Ervilia minuta* и *Dosinia maeotica*; б) песчаные мергели с *Pirenella*; в) ракушечник с *Dosinia maeotica* г) *Abra tellinoides* и многочисленные гидробии в крупнозернистых темных песках (Pană et al., 1969). (110-139 м). 29 м.
 6. N₁^{3mt2} (верхний мэотис). Мощные крупнозернистые песчаные пакеты, чередующиеся со слабо сцементированными песчаниками или темными алевролитами с округлыми конкрециями (139-159 м), часто с полыми структурами деформации. Этот интервал характеризуется наличием раковин пресноводных моллюсков (*Unio* sp.) и фрагментов раковин морских таксонов (*Dosinia maeotica*, *Paphia* sp.), вероятно, переотложенных. 20 м.
 7. Монотонная пачка серых алевролитов с подчиненными прослоями оолитовых песков и красновато-коричневых микроконгломератов, с андезитовыми включениями (159-263 м). В кровле встречены два уровня ракушечника с фрагментами и раковинами *Congerina novorossica* (263 м). 109 м.
 8. N₁^{3pt1} (нижний понт). Мелкозернистые алевролитистые глины, также с многочисленными раковинами *C. novorossica*, которые западные авторы относят уже к понту (Krijgsman et al., 2010; Stoica et al., 2013).

Далее приведем описание разреза, расположенного в 40 км к северо-востоку от описанного, по р. Сланикул, также являющейся левым притоком р. Бузеу, а затем обсудим данные по этим двум и соседним с ними разрезам.

17.2. Река Сланикул

Описание разреза. Разрез миоценовых отложений расположен в долине р. Сланикул на западном крыле прогиба Фокшани (рис. 66, 67). Верхнесарматская, мэотическая и нижнепонтическая части были недавно подробно описаны с изучением седиментологии, малако- и микрофауны и палеомагнитной характеристики (Lazarev et al., 2020) (рис. 67). Эта часть разреза по последним авторам имеет мощность 1380 м, из которых около половины (700 м) хорошо обнажены.

Вышележащие плиоценовые отложения дакийского региона изучены К. Ван Баком и Е. Йориссен с соавторами (Van Baak et al., 2015a; Jorissen et al., 2018), а верхнеплиоцен – четвертичные отложения румынского региона – К. Ван Баком с соавторами (Van Baak et al., 2015a).

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

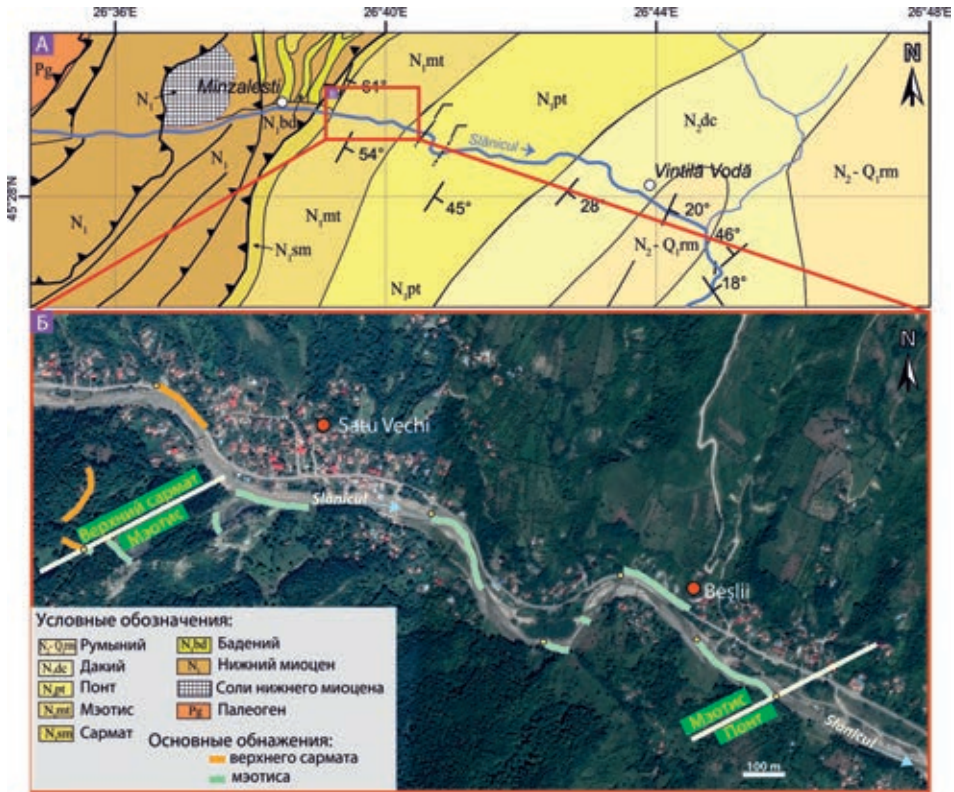


Рис. 66. Фрагмент геологической карты района р. Сланикул и космоснимок р. Сланикул в верхнесармат-мэотической части (по Lazarev et al., 2020)

1. N₁³sm₃ (верхний сармат). Пачка чередования песчаников, серых алевролитов и красноцветных аргиллитов. Песчаники часто косослоистые в нижней части, перекрывают аргиллитовые прослои с эрозийным контактом, а выше становятся бесструктурными и постепенно переходят в алевролиты. Иногда песчаники замещаются биокластическими известняками с *Mastra (Chersonimastra) caspia*. На 56 м найдена раковина наземного моллюска *Helix mrazeci* (определения О. Мандича в Lazarev et al., 2020). Видимая мощность 61 м.
2. Аргиллиты голубовато-серые, тонко-горизонтальнослоистые с тонкими прослоями (до 5 см) песчаников тонкозернистых косо- и волнистослоистых. Песчаники иногда формируют тела мощностью до 1-3 м с брекчией в основании, косою слоистостью в средней части и рябью течений в верхней. В песчаниках – *M. (Ch.) caspia* и *M. (Ch.) bulgarica*, характерные для верхнего сармата. 66 м.
3. Пачка чередования, сходная с пачкой 1. В серых алевролитах преобладают многочисленные *Ammonia beccarii*, тогда как в красных аргиллитах найдены остатки пресноводных водорослей *Nitellopsis cf. meriani*. 23 м.

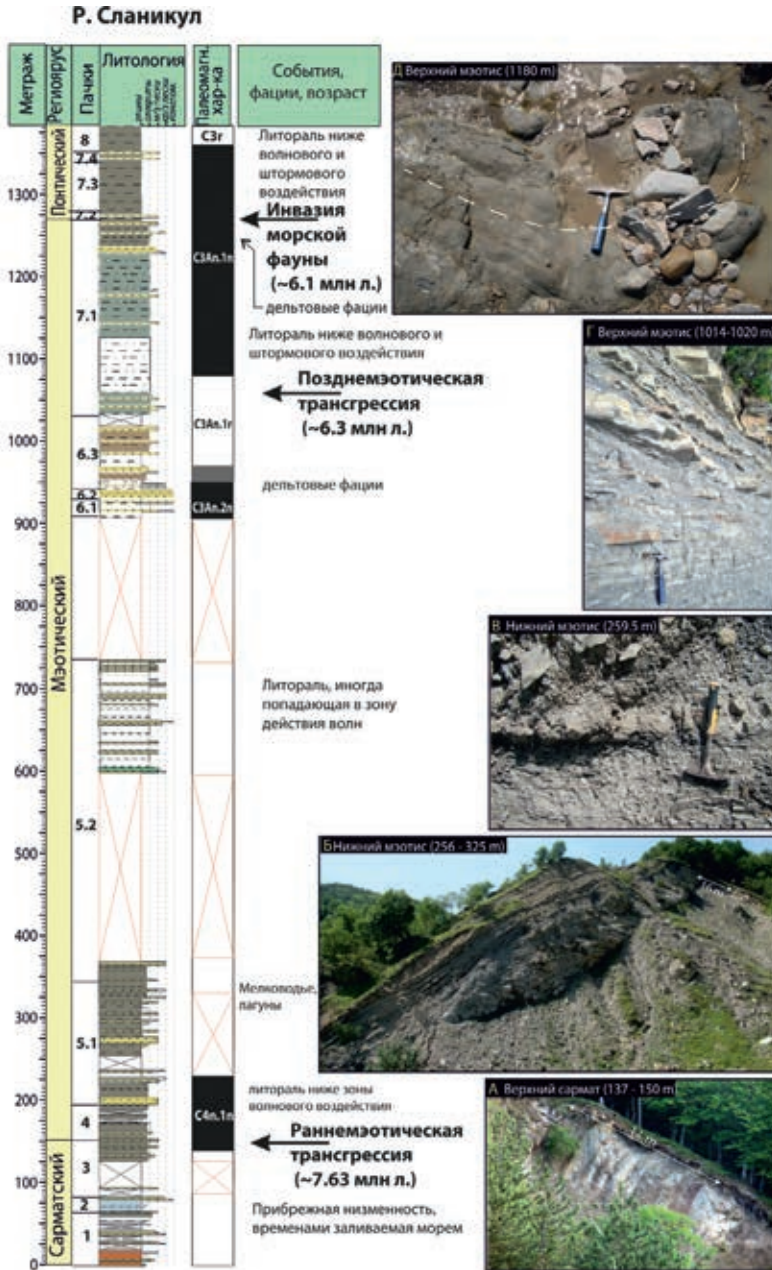


Рис. 67. Литологическая колонка и палеомагнитная характеристика верхнесармат-миоценовых – нижнепонтийских отложений по р. Сланикул с краткой характеристикой фаций, основными событиями и их датировкой по палеомагнитным данным (по Lazarev et al., 2020, фиг. 3). Фотографиями проиллюстрированы: А – континентальные и красноцветные отложения верхнего сармата; Б – мощные барьерные песчаные тела, переслаиваемые с тонкими перемыкаемыми прослоями песков; В – штормовой прослой в более удаленных от берега фациях; Г – чередование косослоистых песчаников и аргиллитов, накопившихся в дельтовых условиях; Д – оползень в глинистых фациях, удаленных от берега

4. N_1^{3mt1} (нижний мэотис). Преимущественно алевролито-аргиллитовая толща с двумя прослоями желтых среднезернистых песчаников (1.5-2 м), грубо- и косослоистых в нижней части. Песчаники резко сменяются алевролитами и аргиллитами, серыми тонколаминированными. В песчаниках найдены дрейссениды *Andrusoviconcha modiolopsis*, бентосные фораминиферы с доминированием *Ammonia beccarii* и редкие агглютинирующие формы – *Miliammina subvelatina*, *Ammotium* sp. и солоноватоводные остракоды: *Euxinocythere (Maetocythere) praebosqueti*, *E. (M.) maeotica*, *Loxococoncha rimopora*, *L. muelleri*, *Hemicytheria maeotica*, *Xestoleberis maeotica* и крайне эвригалинного вида *Cyprideis torosa*. Здесь же найдены фрагменты мшанок *Tamanicella lapidosa*, которые характерны для начала мэотиса. 38 м.
- 5.1. Чередование песчаников со слоистостью волновой ряби и тонкослоистых алевролитов. Выше они постепенно переходят в массивные косослоистые песчаники, чередующиеся с темными алевролитами, обогащенными органикой с растительным детритом. В песчаниках (интервал 195.5-264 м) найдены пресноводные моллюски – *Viviparus moldavicus*, *Sinzowinaia subhoernesi* и *Dreissena polymorpha*, выше – *Maetra superstes*, солоноватоводные гидробииды – *Pontohydrobia kelterborni* и *Hydrobia vitrella*, редкие дрейссениды, униониды и вивипариды. Остракоды представлены солоноватоводными и пресноводными видами. На 220 м встречен пласт угля. 141 м.
- 5.2. Мощная преимущественно аргиллитовая толща с редкими пачками песчаников биотурбированных, со слоистостью волновой ряби и следами течений. Более 400 м, с большими перерывами в обнаженности. Перерыв 182 м.
- 6.1. N_1^{3mt2} (верхний мэотис). Пачка начинается с аргиллитов, которые постепенно переходят в косослоистые песчаники с бугристой перекрестной стратификацией и со слоистостью волновой ряби, чередующиеся с массивными биотурбированными аргиллитами. 19.5 м.
- 6.2. Песчаник, прослоями косослоистый, с глинистой брекчией в основании. 8 м.
- 6.3. Пачка чередования аргиллитов тонкослоистых серых или коричневых и песчаников вверх все более мощных, со следами течений и косою слоистостью. В песчаниках – пресноводные моллюски: *Dreissena polymorpha*, *Sinzowinaia subhoernesi*, *Unio moldavicus*, *Teisseyrinaia subatava*, *Hyriopsis* cf. *krejci*, *Theodoxus stefanescui*, *Viviparus moldavicus*, *Lithoglyphus* sp., *Velutinopsis* sp. Остракоды представлены пресноводными, редкими солоноватоводными видами и многочисленными *Cyprideis torosa*. Выше залегает песчаник массивный (6 м) с косослоистыми прослоями. 118 м.
- 7.1. Преимущественно аргиллитовая толща, сложенная голубовато-серыми тонко-горизонтальнослоистыми сланцеватыми аргиллитами, с тонкими (0.2-1 м) прослоями песчаников с потоковой и волновой слоистостью. Малакофауна в прослоях песчаников, в нижней части – пресноводная, с *Sinzowinaia subhoernesi* и *Viviparus moldavicus*, в средней части (с 1187

- м) появляются солоноватоводные виды *Andrusoviconcha modiolopsis*, *Hydrobia vitrella*, с 1265 м – *Congeria novorossica*. Также – от пресноводных к солоноватоводным – изменяются и комплексы остракод. 209 м.
- 7.2. **N₁^{3pt1}** (нижний понт). В интервале 1270-1278 м при той же литологии найден наннопланктон: многочисленные *Braarudosphaera bigelowii*, единичные *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra* sp. и переотложенные формы; морская мезогалинная микрофауна: многочисленные фораминиферы *Ammonia beccarii*, *Ammotium* sp., *Quinqueloculina akneriana*, *Q. gracilis*, *Porosonion* sp., *Streptochilus* sp. и остракоды *Caspiocypris* sp., *Euxinocythere (Maetocythere) praebacuana*, *Leptocythere crebra*, *L. sulakensis*, *Loxoconcha arabesca* и *Mediocythereis* sp. 8 м.
- 7.3. Выше (рис. 68, 1286 м) в той же преимущественно аргиллитовой толще найдены *Eupatorina littoralis*, *Prosodacna (Prosodacnomya) stenopleura* – эндемичные солоноватоводные виды, характерные для понта. Комплекс остракод – *Caspiocypris alta*, *C. pontica*, *Zalaniella venusta*, *Hastacandona lotzy*, *H. hysteric*, *Pontoniella acuminata* и *Typhlocyprilla* sp. – также содержит солоноватоводные виды, свидетельствующие о понтическом возрасте толщи. 50-70 м.
- 7.4. Песчано-алевритовая пачка с раковинами *Congeria (Rhombocongeria) rhomboidea*. 10-15 м.
- 7.5. Глинисто-аргиллитовая толща с *Paradacna abichi*, *Valenciennius* sp. 20-30 м.
8. Алеврито-песчаная толща, мелкослюдистая, с тонкими прослоями серо-желтых песков. 130 м.
9. **N₁^{3pt2}** (верхний понт). Преимущественно песчаная пачка, содержит пески мелкозернистые, серо-желтоватые, толстослоистые с прослоями серых плотных мергелей или тонких, серых, алевритово-песчаных мергелей, реже включает прослой серых плит песчаника с пресноводной фауной *Theodoxus romanus* и обломками унионид. Около 300 м.
10. **N₂ «pt3»** («верхний понт», «босфор»). Мергельно-песчаные фации, образовавшиеся в результате чередования алеврито-песчаных, серо-голубых мергелей с серо-желтоватыми песками. В основании «босфора» (по данным М. Стойка) встречены разнообразные лимнокардиины и *Viviparus paraianopoli*. 400-450 м.
- С постепенным переходом:
11. **N₂dc1** (нижний дакий). Чередование песков желтовато-белых, мелко- и среднезернистых, часто с косою слоистостью, прослоев мергелей серо-красно-коричневых и песчаников ржавых, крупнозернистых, реже – тонких слоев мелкого гравия. Около 250 м.
12. **N₂dc2** (верхний дакий). Выше преобладают мелкозернистые фации, представленные мергелями и глинами темными, коричневыми, с прослоями железистых и желтовато-серых слабо уплотненных песков, пропластками углей. Строение толщи циклическое, с нарастанием грубости фаций в пределах 10-30 м. Каждый из циклов заканчивается песчаниками, богатыми остатками моллюсков. Около 500 м.
13. **N₂-Q₁ rm** (румыний). Глины песчанистые, плотные, коричневые, чередующиеся с песками желтовато-серыми, мелко-, средне- или крупно-

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

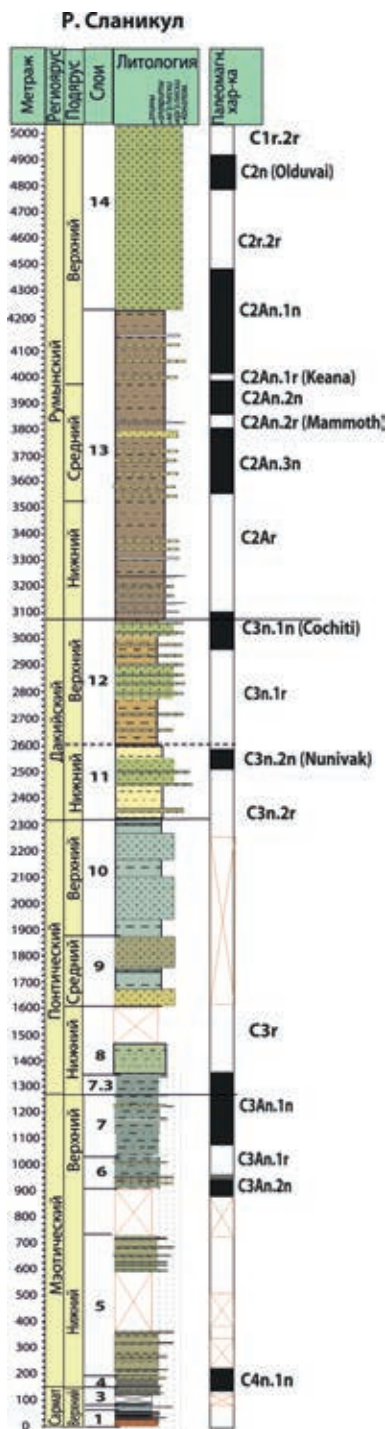


Рис. 68. Схема разреза Сланикул с верхнего сармата до румыния и его палеомагнитная характеристика (по Van Baak et al., 2015a; Jorissen et al., 2018)

зернистыми часто косослоистыми, речного генезиса либо массивными, и мергелями серыми или коричневыми, иногда с известковыми конкрециями, прослоями углей (до 0.5 м). Иногда отложения богаты меланопсидными брюхоногими моллюсками.

На уровне 3920 м в песках появляется обильная фауна лимнокардин эвксинского происхождения (трансгрессивное событие Пleshкой). Выше вновь появляются фации флювиальных песков с горизонтами палеопочв. Около 1100 м.

14. С уровня 4200 м песчаные отложения с гравием и галькой становятся доминирующими. Знаки ряби, наблюдаемые в отдельных слоях, указывают на отложение в стоячих водоемах. Гравий средне- и мелкозернистый с полигенными полуокатанными и округлыми обломками сарматских известняков, зеленых сланцев, белого кварцита и различных песчаников. Около 800 м.

Обсуждение и корреляция. Верхний сармат. Условия седиментации в северо-западной части Дакийского бассейна в позднем сармате интерпретируются как прибрежно-лагунные и континентальные, лишь изредка фации соответствовали опресненным морским водам. В последних находки *Mastra (Chersonima) bulgarica* и *M. (Ch.) caspia* в разрезе Сланикул свидетельствуют о связи с Эвксинским бассейном и позволяют биостратиграфически датировать эти отложения поздним херсоном (Kojumdgieva et al., 1989). В разрезе Сланикул выделяются два горизонта палеопочв (Lazarev et al., 2020).

Недавно были продатированы U-Pb методом два прослоя вулканического пепла из разрезов Черны и Чернишоара с уровней, расположенных выше и ниже границы херсон/мэотис, которые ограничивают границу верхнего сармата/мэотиса возрастным интервалом 7.5-8 млн л. (Fongngern et al., 2017). Исходя из этих датировок, палеомагнитные данные, полученные по разрезу Рушавэцу, можно напрямую соотнести со шкалой GPTS, начиная с самого нижнего интервала нормальной полярности C4n.2n (рис. 65). Согласно этой корреляции, возраст границы херсон/мэотис и первой мэотической трансгрессии около 7.5 млн л. (Palcu et al., 2019b). Палеомагнитные данные по разрезу Сланикул датируют ее начало 7.63 млн л. (Lazarev et al., 2020).

Мэотис. Трансгрессия начала мэотиса проявилась во всем Дакийском бассейне сменой фаций на более глубоководные и появлением микрофауны с многочисленными *Ammonia beccarii*, что позволяет здесь выделить акме-зону *Ammonia* (Popescu, 1995), прослеживаемую и в Эвксинской части Паратетиса (Пинчук, 2006). Также как в керченско-таманской части Эвксинского бассейна, в Дакийском в начале мэотиса впервые появились мшанки *Tamanicella lapidosa*, хотя они и не дали здесь больших рифовых построек. Если соленость Эвксинского бассейна в начале мэотиса оценивается в 7-12‰, то в Дакийском бассейне она была меньше (6-10‰), понижаясь до 3-5‰ в течение раннего мэотиса (Lazarev et al., 2020). Для разреза Рушавэцу тренд изменений малакофауны раннего мэотиса указывает на то, что значения солености, хотя и колеблются, вверх по разрезу возрастают до более чем 15‰ (слой с *Dosinia*). Конец нижнего мэотиса отмечен последними находками морской фауны.

Вторая мезотическая трансгрессия датируется 7.25 млн л., а переход от нижнего к верхнему мэотису – 6.9 млн л. (Palcu et al., 2019b).

Переход от нижнего мэотиса к верхнему в разрезе Сланикул не обнажается. Верхний мэотис, начинающийся в пределах хрона C3An.2n, характеризуется переходом от бассейновых фаций к дельтовым, содержащих преимущественно пресноводную фауну. Данный интервал был прерван позднемэотической пресноводной трансгрессией, возраст которой по палеомагнитным данным оценивается около 6.3 млн л. (Lazarev et al., 2020).

Позднее, в 6.1 млн лет назад, здесь также как в Эвксинском бассейне, появляются морские фораминиферы и остракоды. Это событие отвечает наиболее мористому интервалу у границы мэотиса и понта в таманских разрезах, где найдены бентосные фораминиферы с доминированием представителей морского рода *Bolivina*, присутствием морских *Discorbis* sp. и *Cassidulina* sp. (в разрезе Панагия – Холодная долина (Вернигорова и др., 2011; Paleontology ..., 2016) и наиболее богатые комплексы наннопланктона и диатомей, включающие океанические виды (Radionova, Golovina, 2011; Paleontology ..., 2016). Но возрастная интерпретация этого события в Эвксинском и Дакийском бассейнах различается. В последнем этот уровень проникновения морской фауны принимают в качестве основания понтического яруса (Krijgsman et al., 2010; Stoica et al., 2013; ter Borgh et al., 2014; Lazarev et al., 2020). В таманских же разрезах, близких по литологии и распределению фауны к стратотипическим керченским, этот уровень фиксируют в верхах верхнего мэотиса, а понт, вслед за Н.И. Андрусовым, начинают с появления эндемичной солоноватоводной понтической фауны (Андрусов, 1903, 1906; Попов, Застрожнов, 1998; Paleontology ..., 2016). Однако событие этого внедрения морской фауны было очень коротким, в разрезе Сланикул, понтические лимнокардины появляются в девяти метрах выше интервала с морской микрофауной. Для этого разреза, где седиментационные скорости достигают 1.26 м/тыс. лет, данный интервал соответствует продолжительности в 7 тыс. лет. Такое несоответствие между появлением морской микрофауны и характерной понтической фауны моллюсков не влияет существенно на оценку возраста границы мэотиса и понта. В обоих случаях граница мэотиса и понта проводится внутри субхрона C3An.1n и датируется 6.1 млн л. (Vasilev et al., 2004, 2011; Krijgsman et al., 2010; Stoica et al., 2013; Chang et al., 2014; Paleontology ..., 2016).

Понт. Отложения понтического яруса согласно перекрывают мэотические (Krijgsman et al., 2010; Stoica et al., 2013; Lazarev et al., 2020), но не имеют сплошного распространения. Они развиты в виде узких полос вокруг антиклинальных структур и заполняют синклинали.

В последних работах по Дакийскому бассейну понт принято делить на три части. Основание понта проводится в основании слоев с морской фауной, выше которых появляются солоноватоводные эндемики, характерные для понта. Слои с ромбоидными конгериями (*Congerina (Rhombocongerina) rhomboidea*) относятся румынскими авторами к нижнему понту. Выше следуют мощные толщи с бедной солоноватоводной фауной, затем – пресноводной и вновь – солоноватоводной. Однако в описанных разрезах они уже плохо обнажены и не получили подробной палеомагнитной характеристики.

Более полные данные приведены в статьях W. Krijgsman (2010) и M. Stoica (2013) с соавторами для разреза Рымнику Сарат (рис. 69). В этом разрезе также фиксируется появление крупных ромбовидных конгерий, и этот уровень датируется нижним понтом (серединой одесских слоев, 6.0-5.8 млн л.).

«Средний понт» («портафер») по этим палеомагнитным данным имеет возраст 5.8-5.5 млн л., сопоставляется с максимумом мессинского кризиса и является регрессивным, с пресноводной и солоноватоводной фауной. Падение уровня в это время оценивается как умеренное (около 100 м), что объясняется замыканием, потерей связей с соседними бассейнами и отрицательным водным бюджетом.

«Верхний понт» («босфор») рассматривается как трансгрессивный, вновь охарактеризованный эндемичной солоноватоводной фауной эвксинского происхождения. По палеомагнитной характеристике основание этого интервала датируется 5.5 млн л., и он включает два эпизода нормальной полярности: СЗп.4п (Thvera) и СЗп.3п (Sidufjall). Кровля «понта» Дакийского бассейна в таком понимании датируется 4.7-4.9 млн лет (Vasiliev et al., 2004, Krijgsman et al., 2010; Jorissen et al., 2018).

Изложенные данные указывают на резкое несоответствие понимания объема и границ понта в Эвксинском и Дакийском бассейнах. В стратотипической области в Керченско-Таманском регионе весь понт, за исключением самого основания, характеризуется обратной намагниченностью (Певзнер, Чиковани, 1978; Trubichin, 1989), которая ныне сопоставляется с хроном СЗг. Такие же данные получили и наши голландские коллеги (Krijgsman et al., 2010; Vasilev et al., 2011). В последней работе такое несоответствие объясняется большей полнотой разреза в Дакийском бассейне. Действительно, в разрезе Железный Рог камышбурунские слои киммерийского регионаруса ложатся трансгрессивно с большим перерывом.

Однако камышбурунские слои относят к среднему киммерию, а нижний киммерий начинают с азовских слоев. Изучение палеомагнитной характеристики керна при бурении в Чегерчинской мульде на азовском побережье Керченского полуострова (Семененко, Певзнер, 1979) показало, что уровень эпизода прямой полярности СЗп.4п (Thvera) (в интерпретации В.М. Трубицина) принадлежит азовским слоям киммерия с соответствующими специфическими видами моллюсков. При этом именно азовское побережье Керчи является стратотипическим для азовских слоев.

Таким образом, следует заключить, что:

1. Положение нижнего понта в Керченско-Таманском регионе и Дакийском бассейне принимается сходным, но нижний понт в разрезе Железный Рог продолжался дольше: до 5.65 млн л., согласно Ростовцевой, Рыбкиной, 2014, против 5.8 млн лет в Дакийском бассейне (Krijgsman et al., 2010).

2. Появление слоев с ромбовидными конгериями обусловлено фациальными причинами, и уровни их появления в Дакийском и Эвксинском бассейнах не совпадают: эта группа появилась в Дакийском бассейне еще в раннем понте, а затем заселила и Эвксинский бассейн в начале позднего понта при его двучленном делении.

3. Верхнему понту (босфорскому подъярусу) Керчи и Тамани отвечает лишь нижняя четверть «босфора» Дакийского бассейна. Верхняя большая

Рымнику-Сарат (по Krijgsman et al., 2010)

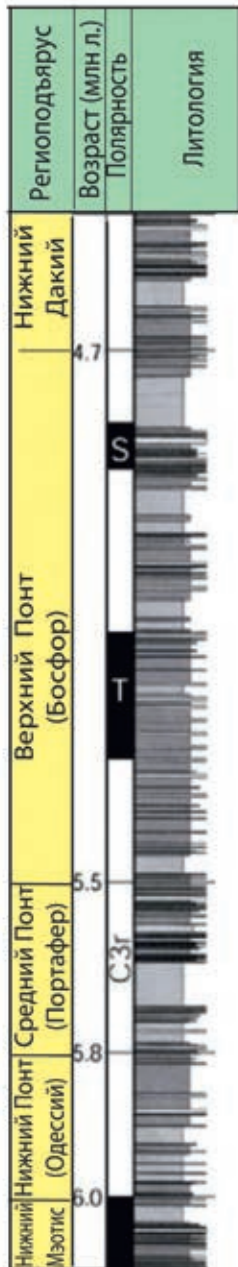


Рис. 69. Схема верхнемэотической и понтической частей разреза Рымнику-Сарат (Krijgsman et al., 2010, fig. 3)

часть последнего коррелируется по палеомагнитным данным с азовскими слоями киммерия.

Последнее несоответствие не было присуще более старым работам по Дакийскому бассейну. Так, в работах I. Andreescu 1980-х годов мы находим фаунистическое обоснование для границы понта и дакия, проведенной ниже уровня хрона C3n.4n (Thvera).

Дакий. Детальные седиментологические и палеонтологические исследования указывают на регрессивный характер бассейна этого времени, фации которого отвечают в основном дистальным отложениям прodelьты и неглубокому полуизолированному водоему с солоноватоводной и пресноводной фауной (Jorissen et al., 2018). Дельтовая проградация приводила к образованию тонких песчаных тел. Парасеквенции перекрыты эрозийными красноватыми окисленными песчаными пластами, обогащенными солоноватоводными и пресноводными раковинами. Наблюдаемая осадочная цикличность имела значительно более высокую частоту, чем амплитуда и частота астрономических циклов.

Палеомагнитные исследования разреза Сланикул показывают присутствие двух магнитозон с нормальной полярностью на фоне преобладающей обратной намагниченности. Они интерпретируются как палеомагнитные хроны C3n.2n (Nunivak) с возрастом 4.631-4.493 млн лет, и C3n.1n (Cochiti), который датируется 4.300-4.187 млн лет (согласно Gradstein et al., 2012, 2020). Включая подстилающие и вышележащие отложения, весь разрез дакия имеет возраст 4.8-4.2 млн л. (Van Baak et al., 2015a; Jorissen et al., 2018), что хорошо согласуется с другими исследованными разрезами дакия (Vasiliev et al., 2004).

Румыний. Отложения румынского регионального яруса получили широкое развитие в долине р. Бузэу, заполняя крупные синклиналильные структуры. Румыний является последней фазой существования Дакийского бассейна с преобладанием пресноводных озер перед переходом к континентальному и речному осадконакоплению. Румынский ярус охватывает интервал от 4.2 до 1.8 млн л. и разрез Сланикул, где отражены основные события этого интервала, нижняя и верхняя границы, может рассматриваться в качестве опорного (Van Baak et al., 2015a).

Нижняя граница румыния отмечена событием вымирания эндемичных солоноватоводных кардиидных двустворчатых моллюсков (в том числе крупных *Zamphiridacna zamphiri* и толстостенных *Psilodon neumayri*) и переходу к пресноводным условиям.

В средней части разреза широко прослеживается трансгрессивное событие Плешкой, когда произошла интродукция типичных эвксинских родов лимнокардиин в Дакийский бассейн (3.2-2.95 млн л. назад, согласно Van Baak et al., 2015a). Такая датировка явно связывает Плешкой с потеплением среднего плейсцена.

После события Плешкой осадконакопление продолжалось в пресноводных условиях с регионально прослеживаемым переходом на более грубый материал и увеличением доли речных песков. Верхняя граница румыния определяется переходом от бассейновых фаций к континентальным и проводится в кровле хрона C2n (Olduvai) с возрастом 1.775 млн лет (Van Baak et al., 2015a). В других разрезах эта граница соответствует тектоническому событию около 2 млн л. назад (Papaianopol et al., 2003).

ИСТОРИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП БИОТЫ

Изучение наиболее полных разрезов Восточного Паратетиса, начатое еще в советские времена, и продолжающиеся ныне комплексные исследования опорных разрезов Тамани, Предкавказья и Закавказья позволяют существенно уточнить стратиграфические представления наших великих предшественников по традиционным бентосным группам – моллюскам и фораминиферами – и дополнить их новыми данными, основанными на изучении фитопланктона, ихтиофауны и наземной флоры.

Наннопланктон

Л.А. Головина

Известковый наннопланктон – это формальная группа, основу которой составляют панцири и их фрагменты (кокколиты) одноклеточных золотистых водорослей (кокколитофорид), известковые цисты динофлагеллят, а также скелетные остатки или фрагменты других организмов размером не более 63 мкм (Овечкина, 2007).

Впервые остатки кокколитофорид были описаны Г.Г. Эренбергом в середине XIX века (Ehrenberg, 1836), который принял их за неорганические образования. В 1954 г. М. Брамлет и В. Ригель (Bramlette, Riegel, 1954) предложили использовать известковый наннопланктон для стратиграфических целей.

Проведение широкомасштабных работ по глубоководному бурению в океанах показало ценность этой группы для детального стратиграфического расчленения осадков и проведения широкомасштабных корреляций, что обеспечивалось их быстрой эволюцией, широким географическим распространением, идентичностью одновозрастных ассоциаций на огромных пространствах (Martini, 1971; Okada, Bukry, 1980).

История изучения наннопланктона в неогене Восточного Паратетиса

Введение в биостратиграфические исследования новых групп микрофауны и микрофлоры, в особенности наннопланктона, привело к пересмотру взглядов на корреляцию региональных подразделений Восточного Паратетиса со стратотипами Средиземноморья, характеристику палеогеографии и палеогидрологии миоценовых и плиоценовых бассейнов Эвксино-Кавказской области (Музылев, Головина, 1987; Paleontology ..., 2016; Попов и др., 2018a).

Изучение наннопланктона в неогеновых отложениях Восточного Паратетиса началось во второй половине XX века. Первая публикация о находке кокколитофорид была посвящена изучению глинистой толщи нижнего сармата на юго-востоке Украины (Дидковский и др., 1968). Затем последовали работы С.И. Шуменко (1975), А.С. Андреевой-Григорович (Барг и др., 1975; Андреева-Григорович, Носовский, 1976; Андреева-Григорович,

Ступницкий, 1976; Носовский и др., 1976; Андреева-Григорович, 1977; Андреева-Григорович, Грузман, 1978, 1989; Андреева-Григорович, Турчинова, 1983), С.А. Люльевой (Куличенко и др. 1976а, 1976б; Дидковский и др., 1981), Е.М. Богданович (Носовский, Богданович, 1984; Богданович, Иванова, 1997), Ц.Д. Минашвили (1981, 1986), Н.Г. Музылева и Л.А. Головиной (1986; 1987; Головина и др., 1986, 1987, 1989).

Пионерные исследования С.А. Люльевой, которые были продолжены в сотрудничестве с В.Н. Семененко, посвящены изучению наннопланктона из многих разрезов и скважин Северного Причерноморья и Предкавказья (Семененко, Люльева, 1978, 1982; Семененко, 1987; Люльева, 1989а, 1989б, 1990а, 1990б; 1991, 2009; Семененко и др., 1999). По материалам глубокого бурения в Индольском прогибе Крыма, Чегерчинской мульде и разрезах Тамани, где развиты монофациальные осадки верхнего неогена большой мощности, было проведено детальное палеомагнитное и палеонтологическое изучение и выделены традиционные ярусы неогена Черноморско-Каспийского бассейна, в том числе в стратотипической области их развития – на Керченском полуострове (Семененко, Певзнер, 1979). В.Н. Семененко (1987), на основе синтеза палеомагнитных и биостратиграфических данных, впервые попытался осуществить прямую корреляцию верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса со Средиземноморьем.-

С 80-х годов прошлого века изучение неогенового наннопланктона приобрело более систематический характер, были исследованы многие разрезы юга бывшего СССР: Молдовы, Украины, Северного Кавказа, Грузии, Азербайджана, Туркмении, а также коллекции скважин глубоководного бурения в Черном море с целью обоснования горизонтов с наннопланктоном как надежной основы для корреляции регионарной шкалы Восточного Паратетиса со стратонами Международной стратиграфической шкалы (работы А.С. Андреевой-Григорович, С.А. Люльевой, Н.Г. Музылева, Л.А. Головиной, Ц.Д. Минашвили и др.).

На современном этапе изучение наннопланктона является составной частью мультидисциплинарных исследований наиболее полных опорных разрезов (Paleontology ..., 2016). Многолетние исследования показали, что присутствие наннопланктона в неогеновых отложениях Восточного Паратетиса связано с циклическим развитием миоцен-плиоценовых бассейнов и является индикатором морских фаз его развития, следовательно, количественный и качественный состав миоцен-плиоценовой наннофлоры обусловлен широтой водообмена палеобассейнов. При сравнении с одновозрастными океаническими и средиземноморскими комплексами наннопланктона в миоцен-плиоценовых ассоциациях Восточного Паратетиса часто отмечается отсутствие видов-индексов зон, малочисленность или единичное присутствие многих типичных таксонов. Основу комплекса составляют космополитные и долгоживущие виды, часто наблюдается развитие моновидовых ассоциаций. Наннопланктон весьма чувствителен к параметрам солености, температуры, наличию питательных веществ, величине терригенного сноса. Вариации этих характеристик приводят к обеднению комплексов, в первую очередь за счет выпадения короткоживущих таксонов, восприимчивых к изменениям условий окружающей среды. Важно отметить, что разнообразие

и обилие наннопланктона может существенно варьировать даже в пределах одного региона, что объясняется разными обстановками осадконакопления.

Своеобразие ассоциаций наннопланктона Восточного Паратетиса и кратковременность их развития не дают возможности уверенной прямой корреляции этих комплексов с зональными подразделениями шкал Средиземноморья, Центрального Паратетиса и Мирового океана. Очевидно, что разработка полноценной зональной шкалы по наннопланктону для Восточного Паратетиса практически невозможна, так как комплексы фиксируются лишь на отдельных уровнях и лишены многих индекс-видов или стратиграфически важных маркеров. Все это не позволяет установить полную последовательность зон и sobлности принцип их смыкаемости. В этом случае на первый план выходит значение наннопланктона для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций, а изучение наннопланктона требует обязательной привязки комплексов к региональной стратиграфической схеме, разработанной в основном по моллюскам, и сопоставления с палеомагнитной шкалой. (Головина и др., 1987).

*Проблемы корреляции стратиграфических подразделений миоцена
с зональными шкалами по наннопланктону*

Для стратиграфии миоценовых отложений наиболее широко используются две шкалы по наннопланктону – шкала Э. Мартини (Martini, 1971) и шкала Д. Бакри (Bakry, 1978), впоследствии несколько модифицированная (Okada, Bakry, 1980). Шкала Э. Мартини разработана на основе изучения наннопланктона преимущественно из разрезов морских отложений Европы, которые отличаются неполнотой, относительной мелководностью, несмыкаемостью границ многих миоценовых стратонов. Все это снизило палеонтологическое обоснование зон шкалы Мартини: ведь многие виды-индексы зон в таких разрезах отсутствуют или имеют сокращенный стратиграфический интервал по сравнению с океаническими разрезами.

Основой для создания шкалы Д. Бакри (Bakry, 1978) послужил громадный фактический материал Проекта глубоководного бурения в Атлантическом и Тихом океанах, что дало возможность проследить непрерывное развитие комплексов наннопланктона на протяжении всего кайнозоя. Зональные подразделения этой шкалы имеют прекрасное палеонтологическое обоснование. Обе шкалы надежно скоррелированы между собой и с палеомагнитной шкалой и успешно применяются при проведении биостратиграфических исследований. Дальнейшее усовершенствование и детализация обеих шкал по наннопланктону шли по пути синтеза и детализации биостратиграфических и магнитохронологических данных (Theodoridis, 1984; Fornaciari et al., 1996; Fornaciari, Rio, 1996; Backman, Raffi, 1997; Raffi et al., 2006; 2016). Я. Бэкман с соавторами (Backman et al., 2012) на основе изучения наннопланктона средних и низких широт трех океанов и Средиземного моря, с применением полуколичественного анализа и детального отбора проб, дали оценку возраста для биогоризонтов видов маркеров наннопланктона в интервале последних 23 млн лет. В результате исследований установлена 31 биозона со средней продолжительностью около 0.74 млн л., а возраст отдельных биозон

варьируется от 0.15 до 2.20 млн л. (Backman et al., 2012). Биогоризонты по наннопланктону были дополнены корреляцией с хронами магнитной полярности в комплексе с астрономически калиброванной шкалой (Abdul Aziz et al., 2003, 2008; Agnini et al., 2014, 2017; Raffi et al., 2016).

Несмотря на высокую детальность шкал по ведущим планктонным группам (фораминиферам и наннопланктону), корреляция границ миоценовых ярусов с зональными подразделениями по наннопланктону остается до сих пор непростой задачей. Еще большие сложности возникают при расчленении морских отложений полузамкнутых эпиконтинентальных бассейнов. Во многом это обусловлено неопределенностью границ между ярусами и подотделами и отражает многие недостатки их стратотипов. В.А. Крашенинников, рассматривая негативные особенности стратотипов ярусных единиц миоцена, отмечал: «...стратотипы всех миоценовых ярусов Средиземноморской стратиграфической шкалы, послужившей основой для применяемой в настоящее время Международной стратиграфической шкалы, пространственно разобщены, их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими стратиграфическими подразделениями не всегда определены, а некоторые границы совпадают с перерывами. В основе выделения большинства средиземноморских ярусных единиц лежал литостратиграфический принцип формаций, в соответствии с которым доминирующим фактором был литологический, а не палеонтологический, обеспечивающий смыкаемость стратиграфических подразделений» (Крашенинников и др., 2003, стр. 13). Принцип приоритета стратотипов миоцена Средиземноморья сохраняется и до настоящего времени при выборе так называемых «золотых гвоздей» – точек глобальных стратотипов границ (Global Stratotype Section and Point), выбранных как можно ближе к традиционным стратотипам ярусов, установленных на континентах. В большинстве случаев ключевые события, по которым определяются глобальные стратотипы, – биостратиграфические, но иногда на первый план выходят климатические, геохимические или палеомагнитные маркеры. Ниже кратко рассмотрим проблемы установления некоторых границ ярусных подразделений по наннопланктонным данным.

Граница олигоцена/миоцена. Критерии определения границы олигоцена/миоцена по наннопланктону за последние полвека претерпевали значительные изменения. В шкале Э. Мартини (Martini, 1971), разработанной на морских отложениях, вскрытых разрезами на континенте, граница была проведена в основании зоны NN1. Согласно данным Х. Окада и Д. Багри (Okada, Bucky, 1980), чья шкала опирается на материалы Проекта Глубоководного бурения, граница палеогена/неогена проходит внутри подзоны CN1b (т. е. в средней подзоне зоны CN1, подразделенной на три части). Нижняя подзона CN1a и низы подзоны CN1b коррелируются с олигоценом, а верхняя часть подзоны CN1b (= зоне NN1) относится к миоцену.

Глобальный стратотип аквитанского яруса установлен в разрезе Лемме Каррозио (Lemme-Carrioso, Италия) (Steininger et al., 1997) в основании субхрона C6Cn.2n (с возрастом 23.04 млн л., согласно Gradstein et al., 2020). Однако выбор разреза Лемме Каррозио в качестве глобального стратотипа оказался весьма неудачен из-за обедненности комплексов биоты (и в частности наннопланктона), а также отсутствия четких изотопных и магнитогра-

тиграфических данных, что препятствует точности глобальной корреляции и указывает на необходимость замены GSSP. В настоящее время обсуждается возможность перехода к новому стратотипу, возможно в непрерывном разрезе одной из скважин ODP (Miller, Wright, 2017; Gradstein et al., 2020).

В океанических разрезах основными видами-маркерами в пограничных олигоцен/миоценовых отложениях являются представители рода *Sphenolithus*. Последняя встречаемость (TOP) короткоживущего вида *Sphenolithus delphix* (23.06 Ma) признана наиболее близким событием к границе олигоцен/миоцена и успешно используется для определения основания аквитанского яруса в океанических отложениях (Raffi, 1999; Shackleton et al., 1999, 2000; Backman et al., 2012).

В Центральном Паратетисе определение границы палеогена/неогена по наннопланктону еще более затруднено. Отсутствие многих океанических видов заставляет искать дополнительные характерные маркеры (Lehotayova, 1985; Marunteanu, 1999; Holcová, 2001, 2005; Chira, 2004; Rögl, Nagymarosy, 2004; Melinte-Dobrinescu, Brustur, 2008; Garecka, 2012).

Граница миоцена/плиоцена. Точка глобального стратотипа GSSP занклия (основание которого соответствует границе миоцена/плиоцена) в разрезе Эракля Миноа (Eraclea Minoa) (Сицилия, Италия) установлена в основании мергельной формации Труби и соответствует восстановлению открытых морских условий в Средиземном море после мессинского кризиса солености (GTS 2020). Выбор критериев для определения границы миоцена/плиоцена на основании наннопланктонных данных является предметом дискуссий. Наиболее важными критериями считаются последовательности появления видов родов *Amaurolithus* и *Ceratolithus*, однако их надежность и уровни биогоризонтов постоянно продолжают обсуждаться и уточняться (Cita, Gartner, 1973; Rio et al., 1984; Raffi et al., 2006; 2016; Di Stefano, Sturiale, 2010; Backman et al., 2012; Lancis et al., 2015).

Три биогоризонта предлагались как наиболее точные и надежные маркеры точки глобального стратотипа GSSP границы мессиния/занклия:

1. Появление *Ceratolithus acutus* (5.36 млн л. по Backman et al., 2012) ряд исследователей считает наиболее близким к основанию занклия (Lourens et al., 2004). Однако другими исследователями отмечается, что в Средиземном море *C. acutus* встречается спорадически и не может использоваться для биостратиграфической корреляции (Di Stefano, Sturiale, 2010; Stoica et al., 2016). Кроме того, возможны ошибочные определения *C. acutus* вследствие вторичной кальцификации или фрагментарного растворения других видов (Lancis et al., 2015).

2. Исчезновение *Triquetrorhabdulus rugosus* регистрируется несколько позднее (5.23 млн л. по Backman et al., 2012) и хорошо прослеживается в Средиземноморье и в экваториальных районах Атлантики (Backman, Raffi, 1997; Agnini et al., 2017). В то же время при детальном исследовании пограничных отложений миоцена/плиоцена в скважинах Проекта Океанического бурения (ODP, скв. 969B и 975B) и в разрезах Центральной Италии (Cava Serredi, Тоскана, и скважина Montepetra, регион Марке) подтверждено, что последняя встречаемость *T. rugosus* ненадежна для биостратиграфической корреляции (Di Stefano, Sturiale, 2010).

3. Исчезновение *Discoaster quinqueramus* регистрируется немного ниже границы занклия, на отметке 5.53 млн лет (Backman et al., 2012), и служит прекрасным маркером в разрезах открытого океана, но из-за мессинского кризиса солености не может использоваться в Средиземноморье (Agnini et al., 2017).

В противовес доводам о сложностях использования *Ceratolithus acutus* приводится мнение, что основываться на его присутствии невозможно при использовании стандартной методики изучения наннопланктона, но вполне возможно обнаружить единичные находки при нестандартном подходе: обработке большого количества образцов и просмотре значительного количества препаратов из одного образца. Благодаря такой нестандартной методике исследований находки *C. acutus* зарегистрированы во многих ключевых разрезах Средиземноморья (Popescu et al., 2006, 2009, 2010, 2016). Тем не менее повторное опробование тех же разрезов не подтвердило эти результаты (Grothe et al., 2014, 2018, 2020; Van Baak et al., 2015, 2017; Stoica et al., 2016; Golovina et al., 2019; Krijgsman et al., 2020).

В Восточном Паратетисе находки *C. acutus* были зарегистрированы в Даккийском бассейне (Spel et al., 2006) и в киммерии Эвксинского бассейна (Люльева, 1990; Семененко, Люльева, 2006). В нашем материале наличие *C. acutus* не подтверждено, и мы поддерживаем мнение о высокой вероятности ошибочных определений видов *Ceratolithus* вследствие вторичной кальцификации или фрагментарного растворения других видов (Golovina et al., 2019).

Наннопланктон неогена Восточного Паратетиса

Кавказий

Стратотип кавказского региояруса установлен на р. Кубань, ниже г. Черкесска, где к этому региоярусу отнесены алкунская свита, зеленчукская свита с септариевыми слоями в основании и нижняя половина караджалгинской свиты. Из этих подразделений наннопланктон был найден только в слабокарбонатных глинах алкунской свиты (Андреева-Григорович, Грузман, 1989).

А.С. Андреевой-Григорович наннопланктон был изучен из опорной для кавказского яруса скважины Новопокровская-4. Согласно ее данным, зональных видов наннопланктона в алкунской свите кавказского региояруса здесь не обнаружено, большинство видов имеет олигоцен-миоценовый диапазон распространения и соответствует нерасчленной ассоциации позднеолигоценовой зоны *Sphenolithus distenthus* – *S. ciperoensis* (Андреева-Григорович, Грузман, 1989).

Нижнемиоценовый вид-индекс зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* шкалы Э. Мартини (Martini, 1971) был впервые установлен Я. Крховским (Akhmetiev et al., 1995) в разрезе по р. Белой, позднее присутствие *T. carinatus* отмечено в алкунских отложениях разреза Карамурзинский по р. Кубань (Филиппова и др., 2010).

В Восточной Грузии, в стратотипическом районе развития нижнемиоценовых отложений между г. Гори и балкой Млаше-хеви в слабо карбонатных

фациях нижнеуплисцихской подсвиты, установлены переходные слои верхнего олигоцена/нижнего миоцена, соответствующие зонам NP25 *Sphenolithus ciperoensis* – NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* шкалы Э. Мартини (Minashvili, 1992; Ананиашвили, Минашвили, 2000; Minashvili, Ananiashvili, 2017). В основании верхнеуплисцихской подсвиты вид *Sphenolithus ciperoensis* перестает встречаться, что может трактоваться как переход к зоне NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* основания неогена.

Наши комплексные биостратиграфические исследования отложений алкунской свиты в серии разрезов Предкавказья (рр. Кубань, Алкунка, Белая, Фиагдон, Майрамадаг) позволили установить присутствие наннопланктона и выделить в карбонатных прослоях средней и верхней частей алкунских отложений **слои с *Cyclicargolithus floridanus***.

Нижняя граница слоев определяется в наиболее карбонатной части алкунской свиты по появлению немногочисленного автохтонного наннопланктона, включающего *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coronocycclus nitescens*, *Reticulofenestra* sp., *Pontosphaera multipora*. Затем плотность ассоциации возрастает за счет увеличения численности *Cyclicargolithus floridanus*. Общий список включает *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocycclus nitescens*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera* sp., *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra* cf. *haqi*, *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus* sp., *Syracosphaera* sp., *Thoracosphaera* sp., *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Tr. milowii*, *Umbilicosphaera* sp., *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera* sp., и *Pyrocycclus* sp. Доминирующим видом является *Cyclicargolithus floridanus* – вид широкого стратиграфического распространения (от среднего эоцена до среднего миоцена). Космополитный вид *C. floridanus* характеризуется широким географическим распространением (примерно от 70° с. ш. до 70°-80° ю. ш.), максимальный расцвет и высокая численность вида характерны для позднеолигоценового – раннемиоценового времени (Auer et al., 2014). В верхней части слоев комплекс вновь обедняется, и кровля слоев определяется по исчезновению наннопланктона.

В стратотипическом районе алкунской свиты (Прокопов, 1937б; Дмитриева и др., 1959; Коваленко и др., 1977) биогоризонт с *Cyclicargolithus floridanus* установлен автором в 2018 г. в разрезе по руч. Алкунка (приток р. Асса) у шоссе между аулом Нижний Алкун и аулом Мужичи. В верхней части разреза в темно-серых тонкослоистых, слабо известковистых глинах присутствуют обильные *Cyclicargolithus floridanus* и частые *Pontosphaera multipora*. Более редки *Coronocycclus nitescens*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera* sp., *Discoaster deflandrei*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Sphenolithus* sp., *Triquetrorhabdulus* sp., *Thoracosphaera* sp.

В стратотипическом разрезе кавказского региона на р. Кубань слои с *Cyclicargolithus floridanus* установлены в слабоизвестковистых глинах алкунского горизонта (слой 2, обр. 7/20, 8/20; слой 3, обр. 3/20; см. рис. 17). Комплекс наннопланктона включает обильные *Cyclicargolithus floridanus*, фрагменты *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocycclus nitescens*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera* sp., *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus* sp.,

частые *Thoracosphaera* sp., *Triquetrorhabdulus* sp., *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera* sp.

В разрезе алкунской свиты по р. Белой (напротив руч. Фюнтв и по его руслу) (слой 2, см. рис. 12) своеобразная ассоциация наннофлоры слоев с *Cyclicargolithus floridanus* коррелируется с интервалом перехода от олигоцена к миоцену или, возможно, с базальной частью миоцена. Нами, вслед за Я. Крховским (Krhovsky et al., 1995), подтверждены здесь единичные находки индекс-вида зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus*, что при отсутствии типичных элементов олигоценовой наннофлоры, вероятно, свидетельствует о начале миоцена. В то же время не исключено, что отсутствие олигоценовых видов могло быть обусловлено местными биономическими особенностями.

Корреляция

Нижняя граница кавказия предполагалась изохронной с основанием зоны N4 Блоу аквитанского яруса (Носовский, Богданович, 1980; Носовский, 1998). Острота дискуссий по поводу границ и объема первого миоценового стратона осложнялась тем, «что во многих разрезах юга СССР нет ясных критериев для установления возрастных аналогов самых низов этого яруса – алкунской формации...» (М.Ф. Носовский, цит. по работе Ю. Вернигоровой и Т. Рябоконь, 2018). По немногочисленным находкам индекс-вида зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* (разрез Карамурзинский, разрез по р. Белой) алкунские отложения Центрального Предкавказья коррелируются с нерасчлененной зоной NP25 – NN1, поскольку *T. carinatus* появляется уже в середине зоны NP25, и даже акме этого вида приурочено к верхам олигоцена (Backman et al., 2012). Однако присутствие этого вида-индекса в **слоях с *Cyclicargolithus floridanus*** совместно с *Triquetrorhabdulus milowii* (разрез Карамурзинский) дает основание соотносить комплекс наннофлоры этих слоев с нижнемиоценовым интервалом – зоной NN1 и коррелировать алкунский горизонт с нижней частью аквитана. Данные по наннопланктону о неогеновом возрасте, по крайней мере, верхней части алкунской свиты подтверждаются и результатами исследования диноцист (Филиппова и др., 2010а, 2015; Белуженко и др., 2018).

Основываясь на данных Ц.Д. Минашвили по разрезу между Гори и Уплисцихе в Картли (Minashvili, Ananiashvili, 2017), можно судить, что слабо карбонатный уровень, охарактеризованный находками *T. carinatus*, прослеживается и в Грузии, в основании верхнеуплисциской свиты (см. рис. 26).

Центральный Паратетис. В Центральном Паратетисе определение границы палеогена/неогена при отсутствии многих океанических видов наннопланктона заставляет искать дополнительные характерные маркеры (Lehotayova, 1985; Marunteanu, 1999; Holcová, 2001, 2005, 2017; Chira, 2004; Rögl, Nagymarosy, 2004; Melinte-Dobrinescu, Brustur, 2008; Garecka, 2012). В разрезах Предкарпатья по распределению фораминифер, наннопланктона и диноцист граница олигоцена/миоцена устанавливается в «верхней части груборитмичного флиша нижнекротенской подсвиты и фиксируется появлением ассоциаций с *Sphenolithus belemnoides*, а в менилитовом типе разреза, согласно распределению планктонных групп, по подошве верхнеменилитовой подсвиты» (Андреева-Григорович, Грузман, 1989, с. 92-93).

Ассоциация зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus*, включающая *T. carinatus*, *Cyclococcolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*, наряду с огромным количеством переотложенных видов мела и палеогена, присутствует в терригенной части нижневоротыщенской подсвиты по разрезу р. Прут (Андреева-Григорович, Ступницкий, 1976). Зона NN2 *Discoaster druggii* нижнего миоцена определена в верхней части менилитовых слоев, обнаженных на р. Прут в районе г. Делятин (Andreeva-Grigorovich et al., 2008).

В южной части Словацкого бассейна граница олигоцена и миоцена была установлена в самой верхней части формации Лученец на основании исчезновения (редкой встречаемости) *Helicosphaera recta* и *Dictyococcites bisectus* и появления в ассоциации *Helicosphaera carteri* (Ozdinova, Sotak, 2014).

В Румынии, в западной и северной частях Трансильванского бассейна, граница олигоцена и миоцена установлена в отложениях формаций Вима (Vima), Винетишу (Vinetisu) и Поду Мории (Podu Morii), подошва зоны NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus* определена по первому появлению (FO) *Helicosphaera mediterranea* (Marunteanu, 1992; Chira, 2004). В северо-западной части Румынии и в Восточных Карпатах граница олигоцена и миоцена определена в пределах зоны NN1 и близка к первому появлению (FO) *Sphenolithus capricornutus* (Melinte-Dobrinescu, Brustur, 2008).

Сакараул

В разрезах стратотипической области Картлийской депрессии Грузии нижнемиоценовые отложения представлены грубозернистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами, в которых нашими исследованиями присутствие наннопланктона не установлено. В Предкавказье аналоги сакараула представлены некарбонатными отложениями верхов майкопской серии и также непригодны для изучения наннопланктона.

Наннопланктон обнаружен в аналогах верхнемайкопских отложений на территории северного Ирана (провинция Мазендаран) (Попов и др., 2015), где, наряду с комплексом двустворчатых моллюсков, общих с сакараулом Грузии (см. рис. 32), найдены *Triquetrorhabdulus challengerii* и *Sphenolithus conicus*. *T. challengerii* имеет узкое стратиграфическое распространение в пределах зон NN1-NN2 нижнего миоцена, в Центральном Паратетисе его находки отмечены в верхней миоценовой части эгерского региона Закарпатского прогиба и в нижнемиоценовых отложениях фронтальной зоны украинских Внешних Карпат (Andreeva-Grigorovich et al., 2008).

Коцахур

В ходе наших многолетних исследований не удалось выявить наличие наннопланктона ни в груботерригенных фациях стратотипической области Картлийской депрессии, ни в некарбонатных глинах в верхах майкопской серии и рицевской свите Предкавказья

Корреляция

Коцахурский регионарус по положению в разрезе и эндемичным моллюскам коррелируется с верхним оттангием, карпатием и низами бадения

в Центральном Паратетисе и с верхней половиной бурдигала и нижней частью лангия в Средиземноморье (Gradstein et al., 2020). Этот стратиграфический интервал соответствует зоне NN3 *Sphenolithus belemnos* и большей части зоны NN4 *Helicosphaera ampliaperta* шкалы Martini (1971).

Центральный Паратетис. В юго-восточном Предкарпатье (Украина) комплекс наннопланктона зоны NN3 *Sphenolithus belemnos* установлен в верхней части добротовских отложений (разрез р. Луковец и серия скважин) и включает индекс-вид *S. belemnos*, *S. moriformis*, *Discolithina multipora*, *Helicopontosphaera* (= *Helicosphaera*) cf. *kamptneri*, *Coccolithus* ex gr. *pelagicus* (Андреева-Григорович, Ступницкий, 1976). Комплекс наннопланктона зоны NN3 и предположительно нижней части зоны NN4 установлен в воротыщенской свите, в разрезах по р. Прут, у г. Делятин (разрез Заречье) и пос. Ланчин (Andreeva-Grigovich et al., 2008). Комплекс зоны NN4, включающий *Cyclococcolithus leptoporus*, *Helicopontosphaera* (= *Helicosphaera*) *ampliaperta*, *H. kamptneri* (= *H. carteri*), *Coccolithus* ex gr. *pelagicus*, установлен в стebникских отложениях в скважинах и разрезах по рр. Луковец, Прут и Быстрица-Надворянская (Андреева-Григорович, Ступницкий, 1976) и в стebникской свите разреза Ланчин (Andreeva-Grigovich et al., 2008). В северо-восточной части Венского бассейна (Словакия) комплекс зон NN3 и NN4 установлен в серии скважин в отложениях оттангия и карпатия (Andreeva-Grigovich, Halasova, 2000).

Нижняя граница карпатия располагается внутри зоны NN4, в интервале от последнего появления (LAD) *Sphenolithus belemnos* до LAD *Helicosphaera ampliaperta*. Первое появление (FO) *Sphenolithus heteromorphus* совпадает с основанием зоны NN4. Граница карпатия/бадения также проходит внутри зоны NN4 без особых изменений в комплексе наннопланктона (Rögl et al., 2007).

Тархан

Тарханские ассоциации наннопланктона богаты и хорошо исследованы. Они изучены в стратотипе на мысе Тархан (Andreyeva-Grigovich, Savytskaya, 2000) и в гипостратотипе на азовском побережье бухты Булганак Керченского полуострова (Барг и др., 1975; Носовский и др., 1976; Носовский, Богданович, 1984; Музылев, Головина, 1987; Минашвили, 1986; Иванова и др., 1998; Andreyeva-Grigovich, Savytskaya, 2000; Крашенинников и др., 2003; Головина и др., 2004; Минашвили, Ананиашвили, 2013), в разрезах и скважинах Альминской впадины (Иванова и др., 1998; Барг, Иванова, 2000).

В Предкавказье они изучены в разрезах по р. Кубань (балка Яман Джалга, разрез у пос. Усть Невинка), по рр. Белая, Пшеха, Большой Зеленчук, Уруп (Головина в Крашенинников и др., 2003). В Дагестане – в разрезе по р. Рубас-чай (Крашенинников и др., 2003); в Западной Грузии – р. Чанисцкали у с. Джгали, р. Онтколе и по руч. Барднала, притоку р. Цхенисцхали (Минашвили, 1981; 1986; Музылев, Головина, 1987), в Азербайджане изучены разрез Адживели (южный Кобыстан) (Музылев, Головина, 1987) и разрез по р. Сумгаит у с. Перекишкюль (Попов и др., 2008), в Туркмении – разрез Геокоба, Западный Копетдаг (Музылев, Головина, 1987).

Первоначально тарханские отложения Крыма по наличию единичных экземпляров *Helicosphaera cf. ampliaperta* были отнесены к зоне NN4 (Барг и др., 1975). В дальнейшем А.С. Андреева-Григорович удостоверилась в ошибочности этих находок: «Совместный просмотр материала Н.Г. Музылевым и А.С. Андреевой-Григорович выявил, что эти находки не относятся к виду *Helicosphaera ampliaperta*, а принадлежат *H. carteri* плохой сохранности, и уже в следующей публикации по описанию неостратотипа (Носовский и др., 1976) тарханские отложения были отнесены к зоне NN5» (Андреева-Григорович, 2005, с. 31). Последующие исследования подтвердили эти данные (Минашвили, 1981, 1986; Музылев, Головина, 1987; Andreyeva-Grigovich, Savvtskaya, 2000; Крашенинников и др., 2003; Головина и др., 2004; Минашвили, Ананишвили, 2013; Palcu et al., 2017). В то же время ссылки на корреляцию тарханского комплекса наннопланктона с зоной NN4 *Helicosphaera ampliaperta* продолжают сохраняться в работах других исследователей (Носовский, Богданович, 1984; Иванова и др., 1998; Барг, Иванова, 2000; Носовский, 2001; Носовский, Иванова, 2005; Барг, 2008; Барг и др., 2012). Вслед за А.С. Андреевой-Григорович (2005) нам также трудно согласиться с такой корреляцией тархана. Многократное опробование тарханских разрезов отечественными и зарубежными специалистами по наннопланктону (в частности, гипостратотип тархана в 1980 г. исследован К. Мюллер совместно с Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной, неопубл. данные) не подтвердило находок зонального вида *Helicosphaera ampliaperta*.

Тарханские отложения Крыма, Северного Предкавказья, Западной Грузии, Дагестана и Азербайджана содержат представительную и практически единую ассоциацию наннопланктона, коррелируемую с комплексом NN5 *Sphenolithus heteromorphus* (Музылев, Головина, 1987; Крашенинников и др., 2003; Palcu et al., 2017). Ниже приводится краткая характеристика подразделений тархана с учетом собственных и литературных данных.

Нижний тархан (кувинские/камышшакские слои). В стратотипическом разрезе у мыса Тархан присутствие немногочисленного наннопланктона установлено в самой кровле камышшакских слоев в тонком (5 см мощностью) прослое серых карбонатных глин (Andreyeva-Grigovich, Savvtskaya, 2000). Этот же комплекс установлен и в камышшакских слоях гипостратотипа Малый Камышшак: *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Coronocyclus nitescens*, *Sphenolithus moriformis* (Andreyeva-Grigovich, Savvtskaya, 2000). Наши исследования также подтверждают присутствие этого комплекса наннопланктона в самой кровле камышшакских слоев в гипостратотипе, однако в разновозрастных отложениях у мыса Коп Такиль, Керченский полуостров, этот уровень не обнаружен (Головина и др., 2004). Камышшакские отложения Керченского п-ова формировались в глубоководных условиях, в которых, вероятно, еще сохранялись аноксические обстановки, непригодные для бентосной жизни и сохранности наннофоссилий (Гончарова, 1989).

В более мелководных разрезах Предкавказья (р. Большой Зеленчук, балка Яман Джалга, р. Белая) первые находки наннопланктона отмечаются уже в майкоповидных глинах кувинских отложений. В полевых условиях нижняя

граница кувинских слоев фиксируется при опробовании перехода от майкопа к тархану по реакции с HCl, вначале весьма слабой, затем уже существенной, с появлением обильных находок наннопланктона, фораминифер и моллюсков. Кувинские слои в разрезах Предкавказья (стратотип кувинских слоев по р. Большой Зеленчук; р. Белая), содержат: *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus* aff. *macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *H. mediterranea*, *H. intermedia*, *H. waltrans*, *Helicosphaera* sp., *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *R. pannonica*, *Rhabdosphaera* sp., *Pontosphaera* sp., *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, фрагменты *Thoracosphaera* sp. (Крашенинников и др., 2003; данные Л.А. Головиной по полевым сборам, 2019 г.).

Совместное присутствие в ассоциации *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans* является важным аргументом для сопоставления этого комплекса с ассоциацией зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus*. *Helicosphaera waltrans* – короткоживущий вид, используется для подразделения среднего миоцена в Средиземноморье (Theodoridis, 1984; Fornaciari et al., 1996), Центральном Паратетисе (Rögl et al., 2002; Corić, Rögl, 2004; Švábenická, 2002; Corić, Švábenická, 2004; Bartol, 2009) и Восточном Паратетисе (Andrejeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000). Биогоризонт с *H. waltrans* описан в Италии в пределах зоны NN5 (Theodoridis, 1984) и соответствует трансгрессивной фазе нижнего бадения (Ćorić et al., 2007).

По данным Ц.Д. Минашвили, в Грузии в разрезах Мегрельской и Рачинско-Лечхумской синклиналей первые представители наннопланктона появляются одновременно с бентосной нижнетарханской макро- и микрофауной в отложениях, согласно залегающим на ржегакиевых (онкофоровых) слоях коцахура. Общий комплекс включает *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. leptoporus*, *Pontosphaera multiposa*, *Helicopontosphaera kamptneri* (= *Helicosphaera carteri*), *Braarudosphaera bigelovi*, *Rhabdosphaera sicca*, *Coronocyclus nitescens*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, *Discoaster variabilis* и соответствует нижней части зоны NN5 (Минашвили, Ананишвили, 2013).

Средний тархан («тарханский мергель», терские слои). Терские слои Предкавказья [рр. Большой Зеленчук, Кубань (балка Яман Джалга, пос. Садовое, пос. Усть Невинка), Пшеха, Уруп] и их аналоги, судя по богатству комплексов наннопланктона в разрезах Грузии и Северного Азербайджана (сел. Перекишкюль), характеризуются комплексом, включающим *Coccolithus pelagicus*, частые *Braarudosphaera bigelowii*, *Coronocyclus nitescens*, *C. neogammation*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Discolitina multipora*, *Helicosphaera carteri*, *H. mediterranea*, *H. intermedia*, *H. waltrans*, *Lithastromation perdurum*, *Rhabdosphaera sicca*, *Reticulofenestra* sp., *R. pseudoumbilicus*, *R. minuta*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*. Во всех изученных разрезах этот уровень содержит наиболее богатую и разнообразную ассоциацию наннопланктона, соответствуя наиболее мористым условиям тарханского палеобассейна.

Верхний тархан [юраковские (аргунские) слои]. Характер распространения наннопланктона четко отражает изменения биотических и абиотических условий в позднетарханское время. В гипостратотипе, в небольшом

интервале нижней части спириалисовых глин (около 3-4 м), перекрывающих тарханский мергель, продолжает существовать достаточно представительный комплекс с *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* sp., *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Perfocalcinella fusiformis*, *Thoracosphaera* sp., *Discoaster exilis* (единственная находка в основании спириалисовых глин), который потом резко сокращается и происходит быстрое обеднение наннопланктона (Музылев, Головина, 1987; Крашенинников и др. 2003; настоящее исследование). Такие изменения состава наннопланктона в верхнетарханских отложениях гипостратотипа отмечали все исследователи наннопланктона (Носовский и др., 1976; Andreyeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000; Крашенинников и др., 2003 и др.)

Такая же закономерность прослеживается и в разрезах Предкавказья и Западной Грузии (Музылев, Головина, 1987; Крашенинников и др. 2003). Исключение составляет разрез тархана по р. Пшеха, где почти сразу же над карбонатными глинами – аналогом тарханского мергеля – располагается интервал подводного оползания со смешанным комплексом и изобилием перетолженных видов (Palcu et al., 2017).

Корреляция

Дебаты о положении нижней границы тархана и его объеме в основном основываются на представлениях о присутствии наннопланктона зоны NN4 в разрезах Булганакской антиклинали и Альминской впадины Крыма (Иванова и др., 1998; Барг, Иванова, 2000; Носовский, Иванова, 2005), что, по нашему мнению, не имеет достаточного обоснования, так как опирается на материал, не имеющий изображений стратиграфически важных видов наннопланктона, а списки представлены смешанными видами различного стратиграфического возраста (Иванова и др., 1998).

Мы, вслед за А.С. Андреевой-Григорович с соавторами, на основании совместного присутствия видов *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans* (при отсутствии *H. ampliaperta*) коррелируем тарханский комплекс с нижней частью зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus* (Andreeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000; Крашенинников и др., 2003; Головина и др., 2004; Андреева-Григорович, 2005). Сопоставление с нижней частью зоны NN5 *Sphenolithus heteromorphus* приводит к корреляции тархана с верхней половиной лангия – низами сerratavalia и, таким образом, решительному омоложению верхов майкопской серии, так как переход от майкопа к тархану в разрезах Крыма и Предкавказья согласный и непрерывный (Palcu et al., 2017).

Л. Швабеницка (Švabeničká, 2002) и С. Чорич с соавторами (Ćorić et al., 2007) считают, что первое появление (FO) вида *H. waltrans* является диахронным в восточной и западной частях Центрального Паратетиса, а также в Средиземноморье. Соответственно, к любой корреляции, основанной на первом появлении этого вида, следует подходить с осторожностью. Только первое устойчивое появление (FCO) *H. waltrans*, как и его последнее устойчивое присутствие (LCO), признаны надежным стратиграфическим маркером (Di Stefano et al., 2008; Bartol, 2009). Стратиграфический диапазон этого интервала определен от 15.476 млн л. (FCO) и до 14.357 млн лет

(LCO) (Abdul Aziz et al., 2008). В нашем материале устойчивое присутствие *H. waltrans* совместно с *Sphenolithus heteromorphus* наблюдается в нижнем и среднем тархане.

Центральный Паратетис. Корреляция нижнебаденских отложений по наннопланктонным данным варьирует в разных частях Центрального Паратетиса (Andreyeva-Grigorovich, Halásová, 2000; Švabenická, 2002; Kováč et al., 2007; Piller et al., 2007; Rögl et al., 2007). В Вольно-Подоллии (Украина) в слоях с *Lentipecten denudatum*, залегающих в основании раннего бадения в разрезе у с. Ланы (Ивано-Франковская обл.) и в скважинах (с. Буковка, с. Куликовка, Черновицкая обл.), установлен обильный и разнообразный комплекс наннопланктона зоны NN4 со *Sphenolithus heteromorphus*, но еще с присутствием *Helicosphaera ampliaperta* (Люльева, Присяжнюк, 1992; Присяжнюк и др., 1997). В разрезах Карпатской области (Словакия, Украина) нижняя граница баденского яруса является трансгрессивной и отмечается появлением *S. heteromorphus* без *Helicosphaera ampliaperta* (что датируется около 15.1-15.0 млн л.) (Андреева-Григорович и др., 2007).

В северной Боснии нижнебаденские отложения принадлежат к зоне NN5 (Jerковиć, Ćorić, 2006). В Румынии нижний и средний бадений (моравий и величкий) коррелируются с интервалом зон NN5 *Sphenolithus heteromorphus* – NN6 *Discoaster exilis* (Chira, Vulc, 2003).

В Австрии (Штирийский бассейн) базальные (баденские) отложения (разрезы Вагна и Рецней) сопоставлялись с зоной NN4 и NN5, соответственно (Rögl et al., 2002, 2007; Hohenegger et al., 2009a, b), но к настоящему времени доказано, что разрез Вагна нельзя использовать в качестве пограничного стратотипа, так как в нем отсутствует непрерывный переход от карпатия к бадению (Hohenegger et al., 2014).

По результатам глубокого бурения в Альпийско-Карпатском прогибе (Молассовый бассейн) установлен длительный перерыв (более 1 млн лет) между карпатием и нижнебаденской формацией Грунд (Grund) (Ćorić, Rögl, 2004). Отложения формации Грунд характеризуются богатым и разнообразным наннопланктоном зоны NN5 с присутствием *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera waltrans* и *H. walbersdorfensis* с многочисленными *Reticulofenestra minuta* и редкими *Coccolithus pelagicus* (Ćorić, Švabenská, 2004). В стратотипическом районе развития формации Грунд (г. Грунд около Холлабрунна, Австрия) грундские отложения характеризуются комплексом зоны NN5 с устойчивым присутствием *Helicosphaera waltrans*, редкими *H. walbersdorfensis*, относительно обильными *H. carteri* (Ćorić, Rögl, 2004). Схожий комплекс зоны NN5 установлен из местонахождения Мюльбах (Muhlbach, формация Gaiendorf, Австрия) (Ćorić, 2003).

Раннебаденские отложения бассейна Лаванталь (Lavanttal Basin, Австрия) в морской части формации Мюльдорф (Mühldorf Fm) характеризуются богатой ассоциацией наннопланктона с *Reticulofenestra gelida*, *R. minuta*, *R. haqii*, *R. pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis*, *H. wallichi*, *Discoaster adamanteus*, *D. musicus*, *D. exilis*, *D. variabilis*, совместно со *Sphenolithus heteromorphus* и *Helicosphaera waltrans*. При отсутствии *Helicosphaera ampliaperta* комплекс коррелируется с нижней частью зоны NN5 (верхи раннего бадения 14.91–14.74 Ma) (Reichenbacher et al., 2007).

Таким образом, согласно нашим данным по наннопланктону, тарханские отложения уверенно коррелируются со второй половиной нижнего бадена Центрального Паратетиса и, соответственно, с верхней частью лангия Средиземноморья.

Чокрак

В стратотипе чокрака (восточный берег оз. Чокрак, Керченский п-ов) наннопланктон не изучался. В гипостратотипе чокрака (урочище Малый Камышлак) наннопланктон указывался многими исследователями (Барг и др. 1975; Носовский и др., 1976; Минашвили, 1981, 1986; Носовский, Богданович, 1984; Музылев, Головина, 1987; Minahvili, 1992; Богданович, 1998; Andreyeva-Grigorovich, Savytskaya, 2000; Крашенинников и др., 2003; Головина, 2012; Минашвили, Ананиашвили, 2013).

Результаты наших исследований повторяют ранее полученные данные по распределению наннопланктона в гипостратотипе: в небольшом интервале (около 3–4 м) в глинистой толще над отложениями среднего тархана («тарханским мергелем») продолжает существовать достаточно обильная ассоциация наннопланктона, хотя ее таксономическое разнообразие снижается, а затем происходит резкое обеднение комплекса до нескольких эврибионтных видов широкого стратиграфического распространения: *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Выше по разрезу могут наблюдаться небольшие колебания численности и сохранности этого скудного комплекса.

Подобное распределение наннопланктона характерно для относительно глубоководных отложений верхнетарханского – нижнечокракского интервала и прослеживается также в низах разреза балки Яман Джалга (по правому берегу р. Кубань). Ассоциации наннопланктона в разрезах чокрака Западной Грузии детально изучены (разрезы Джгали, Сачино, Хорши, Баджи, Гориса, Цагери, Чкуми и др.) (Минашвили, 1983, 1986; Музылев, Головина, 1987; Минашвили, Ананиашвили, 2013). Общий список включает: *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Helicopontsphaera camptneri*, *Rhabdosphaera sicca*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *C. neogammation*, *Lithastromation perdurum*, *Pontosphaera discopora*, *Discolitina multipora*, *Perforocalcinella fusiformis* (Минашвили, Ананиашвили, 2013). Согласно данным Ц.Д. Минашвили, вид-индекс *Sphenolithus heteromorphus* «исчезает в разрезах спириалисовых глин на всей территории Грузии вместе с тарханскими руководящими видами моллюсков и фораминифер, а в комплексе наннопланктона появляется новый вид *Perforocalcinella fusiformis*, стратиграфический диапазон распространения которого в Грузии совпадает с объемом чокракского регионаруса» (Минашвили, Ананиашвили, 2013, с. 156).

Вид *P. fusiformis* не принадлежит к ископаемым кокколитофоридам, а является скелетным элементом спикул асцидий (Ascidiae – класс хордовых животных подтипа оболочников Tunicata). Асцидии являются исключительно морскими формами, обитающими в зоне сублиторали до глубин 200 м, заселяя преимущественно каменистые участки морского дна. Таким образом, массовое

развитие *Perfocalcinella fusiformis* может использоваться в качестве маркера биономических условий морского бассейна (Головина, 2008; Paleontology ..., 2016). Следовательно, комплексы наннопланктона четко фиксируют изменение режима водообмена на границе тархана/чокрака и характеризуют устойчивые морские относительно мелководные условия на протяжении всего раннечокрацкого времени в разрезах Грузии (позднечокрацкие отложения грузинскими исследователями не выделялись и, вероятно, включались в состав карагана).

Корреляция

Чокрацкие комплексы наннофлоры в Восточном Паратетисе очень бедны и не могут коррелироваться по своему составу с комплексами каких-либо зональных подразделений наннопланктонной шкалы. Присутствие или исчезновение видов наннопланктона связано исключительно с палеобиономическими условиями чокрацкого бассейна.

В Центральном Паратетисе комплексы наннопланктона зоны NN5 описаны из многих местонахождений нижнего бадения (Mărunțeanu, 1992; Mărunțeanu, Chira, 1998; Chira, 1999; Chira, Malacu, 2008; Chira, Mărunțeanu, 2000; Mărunțeanu et al., 2000; Ćorić, Hohenegger, 2008; Andreyeva-Grigorovich et al., 2008), но неясно, какую часть этой зоны сопоставлять с чокраком.

Караган

В лектостратотипе карагана (разрез урочища Уйратам, Мангышлак) наннопланктон не изучался. Скудный комплекс наннопланктона определен из караганских отложений в скважине 6 на поднятии Голицына, Черное море (Куличенко и др., 1976б).

В Западной Грузии при изучении разреза Джгали в верхней части караганских либо уже в низах конкских отложений был найден очень бедный комплекс с единичными *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Braarudosphaera bigelowii* (Музылев, Головина, 1987). Этот интервал может отвечать как верхам архашенских или варненским слоям, так и принадлежать уже картвельским слоям конки.

На Таманском п-ове в глубоководной фации караганских отложений (ядро складки у горы Зеленского), также как и в разрезе по р. Пшеха, наннопланктон не обнаружен (Крашенинников и др., 2003; Paleontology ..., 2016).

Конка

В ходе комплексного изучения стратотипа на р. Конка у с. Веселянка в самой верхней части разреза было установлено наличие единичных *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Discoaster cf. deflandrei* (Барг и др., 2005).

На территории Южной Украины в сартаганских слоях (скв. 468 у с. Малая Белозерка) установлен комплекс наннопланктона нерасчлененных зон NN6 – NN7 шкалы Мартини (Андреева-Григорович, Носовский, 1976). С.А. Люльевой в скважине 158 (Бердянский грабен, южный склон Приазовского массива) установлены мелкие *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Rhabdosphaera procera*,

Rhabdosphaera cf. *poculii*, *Coccolithus pelagicus* и др. В верхней части конкских отложений и в нижнесарматских осадках отмечается количественное развитие одного-двух видов наннопланктона, сопровождающееся общим обеднением видового состава комплекса, что связывается с развитием в бассейне аномальной солености (Куличенко и др., 1976а).

В Западной Грузии конкские отложения изучены в разрезах по р. Чхоуши и у с. Джгали и характеризуются присутствием *Coccolithus pelagicus*, *Coronocycclus nitescens*, *Cyclococcolithus floridanus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Cyclococcolithus macintyreii* (Минашвили, 1986; Музылев, Головина, 1987). Ц.Д. Минашвили (1986) отмечает массовое развитие *Helicosphaera carteri* в верхах конкского регионаруса (междуречье рр. Хуру – Очхамури).

В Западном Казахстане (п-ов Мангышлак, разрез Карагайлы) установлен комплекс с *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra gelida*, *Reticulofenestra minuta*. Спорадически встречаются: *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera wallichii*, *Perforocalcinela fusiformis*, *Rhabdosphaera* sp., *Sphenolithus moriformis*, *Thoracosphaera heimii* и *Thoracosphaera saxea*. Отсутствие *Sphenolithus heteromorphus* при наличии *Cyclicargolithus floridanus* указывает на интервал зоны NN6, возраст которой определяется как конкский и коррелируется с косовием (поздним бадением) Центрального Паратетиса (Bratishko et al., 2015). В дополнительной пробе, изученной Л.А. Головиной из этого разреза, определен комплекс с монодоминантной ассоциацией *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (>7 мкм), совместно с обилием *Braarudosphaera bigelowii* и присутствием редких *Rhabdosphaera sicca*, *Cyclicargolithus floridanus* и *Helicosphaera carteri*, который соответствует верхнему подразделению – **слоям с *Reticulofenestra pseudoumbilicus***, установленным в конкских отложениях разреза антиклиналь Зеленского – мыс Панагия (Таманский п-ов) (Головина в: Paleontology ..., 2016).

В Туркмении при изучении верхнечокрак-конкских отложений (разрез Диоджи) единичные *Coccolithus pelagicus* и *Reticulofenestra pseudoumbilicus* обнаружены только в предположительно конкских отложениях (Головина и др., 1989).

Наиболее полно и всесторонне конкские отложения изучены на Таманском п-ове, в разрезе антиклинали горы Зеленского. Этот разрез был предложен в качестве основного опорного разреза конкского регионаруса, так как конкские отложения вскрываются здесь в непрерывной последовательности при моноклиальном залегании от верхнего чокрака до эоценов, что дает возможность проследить смыкаемость границ нескольких регионарусов (Головина и др., 2004; Paleontology ..., 2016; Вернигорова и др., 2017). Наннопланктон здесь изучался Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной (1987), позднее Головиной по сборам С.В. Попова и А.С. Застрожнова 1998 г., а начиная с 2000 года многократно в ходе комплексных биостратиграфических и палеомагнитных исследований (Головина и др., 2004; Вернигорова и др., 2012; Paleontology ..., 2016). Детальное послойное опробование непрерывной последовательности караганско-конкско-сарматских отложений позволило проследить характер изменения комплексов наннопланктона на протяжении

конкского времени (см. рис. 45). Количественные и качественные вариации комплекса наннофлоры позволяют выделить три этапа развития бассейна (подразделения **a**, **b**, **c**), соответствующие последовательным фазам развития морской трансгрессии в конкское время. Подошва слоев определяется по совместному появлению наннофлоры и руководящих для конки видов микрофауны. Этот уровень коррелируется с основанием картвельских слоев (Вернигорова и др., 2017). В пределах нижней части слоев (подразделение **a**) присутствует наиболее разнообразная ассоциация наннопланктона, включающая *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cricolithus jonesi*, *Reticulofenestra pseudumbilicus*, *Rhabdosphaera poculii*, *R. pannonica*, *R. sicca*, *Sphenolithus moriformis*, *Discoaster* sp., *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera* sp., *Sphenolithus* sp., *Thoracosphaera* sp. (Paleontology ..., 2016).

В средней части слоев (подразделение **b**) таксономическое разнообразие наннопланктона резко снижается и нарастает доминирование *R. pseudumbilicus*. Обильный наннопланктон становится породообразующим компонентом и формирует тонкие прослои ламинированных светлых глин. Однако бентосная микрофауна характеризуется здесь наиболее богатым видовым разнообразием (Вернигорова и др., 2017).

Верхняя часть слоев (подразделение **c**) соответствует эпиболи вида-индекса слоев с *Reticulofenestra pseudumbilicus*. Маркирующий пласт (до 1.7 м мощности) сложен наннопланктоном исключительной сохранности, представленным в основном моновидовой ассоциацией *R. pseudumbilicus* с редкими *B. bigelowii*, *Rhabdosphaera poculii* и *Rhabdosphaera* sp. Кровля слоев определяется по завершении развития монотиповой ассоциации *R. pseudumbilicus* и коррелируется с границей конкского и сарматского регионарусов (Paleontology ..., 2016; Palcu et al., 2017).

Подразделения слоев с *Reticulofenestra pseudumbilicus* (**a**, **b**, **c**) в разрезе антиклинали Зеленского (см. рис. 45) отвечают определенным этапам развития конкского бассейна и, вероятно, могут коррелироваться с картвельскими, сартаганскими и веселянскими слоями, но не могут так именоваться, поскольку микропалеонтологическая и наннопланктонная характеристика этих слоев в стратотипах этих слоев в настоящий момент отсутствует, а относительно глубоководные отложения разреза антиклинали Зеленского бедны моллюсками, и поэтому разграничение конкских отложений здесь основывается исключительно на микропалеонтологических данных.

Корреляция

Выделенные нами слои с *R. pseudumbilicus* прослеживаются в конкских отложениях разрезов Предкавказья [рр. Белая (балка Чумная), Пшеха, Фарс, Большой Зеленчук] и Западном Казахстане (Крашенинников и др., 2003; Вернигорова и др., 2006; Bratishko et al., 2015; Golovina, 2019), и их наиболее богатый комплекс коррелируется с нерасчлененным комплексом зон NN6 *Discoaster exilis* – NN7 *Discoaster kugleri* (Golovina, Vernigorova, 2011). Наличие *Rhabdosphaera poculii* и *R. pannonica* является важным дополнительным биомаркером для корреляции, так как ранее считалось, что эти виды присутствуют только в Центральном Паратетисе (Chira, 1999). По этим данным, конкский регионарус коррелируется с верхним бадением (ковсием) и соответствует части сerratваллия.

Центральный Паратетис. В Предкарпатье (г. Косов, Украина) в стратотипическом разрезе косовской свиты по р. Рыбница и в скважине 18 (площадь Заболотова) комплекс наннопланктона из верхней части свиты соотнесен с нерасчлененной ассоциацией зон NN6-NN7 (Андреева-Григорович, Носовский, 1976). Аналогичный комплекс установлен в соленосных отложениях Предкарпатского прогиба (Величка, Бохно, Польша) и Калуша (Украина) (Andreyeva-Grigorovich et al., 2003). Типичная ассоциация представлена: *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii* (> 10 мкм), *C. premacintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Coronocyclus nitescens*, *Discoaster exilis*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorffensis*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (>7 мкм), *R. minuta*, *Sphenolithus abies*, *Syracosphaera pulchra*, *Triquetrorhabdulus roii*, *T. rugosus* и *Umbilicosphaera* (Андреева-Григорович et al., 2008).

В междуречье Днестр и Прут (Молдова) наннопланктон из баденских отложений (подольская и черновицкая свиты) изучен по разрезам скважин (скв. 11 Дрепкауцы; скв. 15 Корнешты; скв. 16 Баланешты). Общий комплекс бадения в этих разрезах довольно разнообразен и включает более 20 видов, среди которых *Discoaster exilis*, *D. variabilis*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Calcidiscus macintyreii* и др. По присутствию *S. heteromorphus* подольская свита принадлежит к зоне NN5, черновицкая свита отвечает интервалу нерасчлененных зон NN5-NN6 (Головина и др., 1986). В Румынии в верхнем бадении (косовии) установлен комплекс зоны NN6 (Mărunțeanu et al., 1998a; Chira, 1999).

Сармат

В лектостратотипе сармата (с. Широкое на левом берегу р. Ингулец, Украина) наннопланктон не изучался. В гипостратотипе (с. Веселянка в балке Скотоватой, Украина) в сарматских отложениях наннопланктон не установлен. Сарматские комплексы наннопланктона более бедны по сравнению с конкскими и представлены ограниченным набором эврибионтных видов. Уровни с наннопланктоном имеют прерывисто-локальное распространение как по площади, так и в интервалах разреза сарматских отложений.

Нижний сармат. В западной части Керченского п-ова, в скважинах (сел. Ленино, Ильичево, Астанино) в базальных слоях нижнего сармата установлен комплекс с *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Reticulofenestra haqii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *S. moriformis*, *Syracosphaera pulchra*, *Rhabdosphaera pannonica*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Discolithina* spp., *Helicosphaera* spp., *Dictyococcites* sp. и единичными *Discoaster deflandrei*, *D. ex gr. brouweri*, *D. kügleri*. На некоторых уровнях нижнего сармата распространены моновидовые ассоциации *Coccolithus pelagicus*, мелких *Reticulofenestra haqii*, *Braarudosphaera bigelowii*, развитых с различной концентрацией – от незначительной до умеренной (Люльева, 2009).

В верхней части нижнего сармата на южном склоне Украинского щита (грабены Обиточный, Бердянский), в Присивашье (Геническая площадь, Арабатская Стрелка, о-в Бирючий), на шельфе Черного моря (поднятия

Голицина, Сельского, Шмидта, Ильичевском) комплексы наннопланктона характеризуются невысоким общим разнообразием с преимущественным развитием *Calcidiscus leptoporus* s.l. (Дидковский и др., 1968; Куличенко и др., 1976б; Люльева, 1990б, 2009).

В разрезах Таманского полуострова наннопланктон изучен нами в сарматских отложениях разрезов Железный Рог, Попов Камень, Тамань и в разрезе мыса Панагия, который предложен как опорный разрез сарматского регионаруса для юга России (Paleontology ..., 2016). Нижняя граница сармата установлена в разрезе по кровле слоев с *Reticulofenestra pseudumbilicus*, охватывающих конкские отложения. Сверхобильное развитие монодоминантной ассоциации *Reticulofenestra pseudumbilicus* формирует мощный (до 120 см) пласт ламинированных известковистых глин, сложенных кокколитами и целыми коккосферами практически без терригенной примеси. Нижняя часть нижнесарматских отложений содержит редкие *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*, *Lacunolithus menneri*. В верхней части нижнего сармата и низах среднего сармата наблюдается расцвет монодоминантной ассоциации мелких видов рода *Syracosphaera*.

В верхней части нижнесарматских отложений Крыма (збручские слои) нередки *Calcidiscus macintyrei*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudumbilicus*; в нижней части среднего сармата (новомосковские слои) встречены *Coccolithus pelagicus* и *Reticulofenestra pseudumbilicus*; в верхнем сармате наннопланктон отсутствует (Иванова, Богданович, 2004).

В Вольно-Подольи кужорские и збручские слои охарактеризованы наннопланктонными ассоциациями разной степени представительности с периодическим доминированием крупной *Reticulofenestra pseudumbilicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus* s.l., эндемичного *Dictyococcites compactus*. Кроме того, отмечены единичные находки *Discoaster variabilis*, *D. exilis*, *D. adamanteus*, *D. deflandrei*, *D. extensus*, *D. aulakos*, *D. gr. brouweri*, *D. kügleri* (Люльева, 2009).

В Предкарпатье (Черновицкая обл.) в нижнем сармате (кужорский горизонт) доминируют *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites minutus*, *Cyclicargolithus floridanus*, наряду с *Reticulofenestra haqii*, *Helicosphaera carteri* (Люльева, 2009).

На территории припрутской части Молдовы наннопланктон изучен из скважин у сел. Дрепкауцы, Баланешты и Корнешты (Головина и др., 1986; Музылев, Головина, 1987). Наиболее насыщены наннопланктоном отложения верхней части нижнего сармата и нижней части среднего сармата. Постоянно присутствуют: *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudumbilicus*, *Sphenolithus moriformis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*. Другие виды встречены спорадично: *Calcidiscus macintyrei*, *Discoaster exilis*, *Coronocyclus nitescens*, *Pontosphaera multipora*, *Rhabdosphaera sicca* и др. Вспышки численности *Reticulofenestra pseudumbilicus* в нижней части нижнего сармата и *Calcidiscus macintyrei* в верхней части нижнего сармата (скв. Дрепкауцы) указывают на изменения биономических условий сарматского бассейна (Музылев, Головина, 1987).

Менее разнообразные ассоциации установлены в нижнем – среднем сармате Западной Грузии (разрез Чхоуши): *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus moriformis* (Музылев, Головина, 1987). По данным Ц.Д. Минашвили (1983), помимо перечисленных видов, указаны *Rhabdosphaera sicca*, массовое развитие *Cyclicargolithus floridanus* (в нижнем сармате) и *Rh. clavigera*, *Discoaster variabilis*, *Catinaster* cf. *coalitus* (в среднем сармате), что свидетельствует об эпизодах более широкого морского сообщения этой части бассейна в сарматское время.

Бедный комплекс наннопланктона из низов нижнего сармата с *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Cyclococcolithus rotulus* установлен А.С. Андреевой-Григорович в разрезе Тюб-Караган (Мангышлак) (Неогеновая система, 1986, с. 147).

В Туркмении (разрез Диоджи) в нижней части нижнесарматских отложений определены *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus leptoporus*. Аналогичный комплекс присутствует в нижнем – среднем сармате разреза Арчман. При изучении диатомовой свиты (сармат-мэотис-понт; разрез Адживели 2) в интервале, соответствующем сармату, найдены единичные *Coccolithus pelagicus* (Головина и др., 1989).

В прикаспийской части Ирана песчаники нижнего сармата pp. Баболь и Талар содержат *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus* sp., *Reticulofenestra* sp., *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster deflandrei*, *Coccolithus miopelagicus* (Popov et al., 2015).

Средний сармат. В среднесарматских отложениях Альминской впадины Крыма наннопланктон представлен несколькими видами – *Perfocalcinella* ex gr. *fusiformis*, *Thoracosphaera* spp., мелкие *Syracosphaera didkovskyi*, *Noelaerhabdus bozsnovicae* и *Noelaerhabdus* sp. (Люльева, 2009).

В разрезах Тамани бурное развитие мелких *Syracosphaera* spp. регистрируется в осадках верхов нижнего и низов среднего сармата разреза Панагия. После завершения акме мелких *Syracosphaera* отмечены редкие *Pontosphaera* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Rhabdosphaera* sp. Редкие находки *C. pelagicus* и *Reticulofenestra* sp. отмечены в верхах среднего сармата, а в верхнесарматских отложениях единичные находки регистрируются только в отдельных образцах.

В среднем сармате Восточного Приазовья (новомосковские слои, бассейн р. Грузинский Еланчик) установлен комплекс наннопланктона с *Calcidiscus leptorus* s.l. (включая *C. macintyreii*), *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Perfocalcinella* ex gr. *fusiformis*, *Geminolithella rotula*. Ассоциация включает *Catinaster calyculus* – вид-маркер зоны NN8 (Люльева, 2009).

В среднесарматских отложениях Грузии обнаружен комплекс с *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus* (= *Calcidiscus leptorus*), *Cyclococcolithus macintyreii* (= *Calcidiscus macintyreii*), *Helicopontosphaera carteri* (= *Helicosphaera carteri*), *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *R. clavigera* и *Catinaster* cf. *coalitus*. На основании последней находки ассоциация коррелируется с зоной NN8 *Catinaster coalitus* (Минашвили, 1986).

Обедненный комплекс наннопланктона обнаружен в среднесарматских отложениях Михайловского карьера (долина р. Южный Буг у с. Михайловка, Украина) (Присяжнюк и др., 2006).

Верхний сармат. В верхнесарматских глинах восточной части Керченского п-ова спорадически отмечаются находки эврибионтных видов наннопланктона (Люльева, 2006). Очень бедный комплекс наннопланктона обнаружен и в нижней части верхнего сармата (разрез Эльдари вдоль р. Йори) (Музылев, Головина, 1987).

В верхнесарматских отложениях разрезов Железный Рог, Тамань и Попов Камень наннопланктон не обнаружен. Начиная с середины среднего сармата в разрезах Таманского п-ова меняется режим осадконакопления, и в планктонных ассоциациях на первый план выходят кремневые микроорганизмы, которые становятся ведущей группой в позднесарматское время.

Корреляция

Наиболее богатые и разнообразные ассоциации приурочены к нижнему и низам среднего сармата, однако они обеднены и почти не содержат стратиграфически важных видов. В материалах С.А. Люльевой (2009) и Ц.Д. Минашвили (1986) отмечены единичные (буквально 1-2 экземпляра) находки таких видов: в нижнем сармате Керченского п-ова и Вольно-Подоллии – вид-индекс *Discoaster kügleri* (зона NN7), в верхах нижнего и в среднем сармате юга Украины – вид-индекс *Catinaster calyculus* (зона NN9), в среднем сармате Грузии – *Catinaster cf. coalitus* (зона NN8). Однако столь редкие, уникальные находки при общей обедненности сарматских ассоциаций наннофлоры не дают возможности четко выделить критерии для корреляции с зональными комплексами наннопланктона. Наши наблюдения поддерживают мнение С.А. Люльевой, «что в большинстве конкретных разрезов сармата четкое выделение зон наннопланктона по стандартным критериям затруднительно или невозможно, соответственно позицию сармата в наннопланктонной зональной шкале следует считать дискуссионной» (Люльева, 2009, с. 328).

В Центральном Паратетисе в румынской части Восточных Карпат низы сармата (вольний) отнесены к зоне NN7 – низам зоны NN8, средний сармат (бессарабий) к верхам зоны NN8 и зоне NN9, а верхний сармат – предположительно, к верхам NN9 – низам NN10 (MăruŃeanu et al., 1998b).

Комплексы сарматского наннопланктона, включающие зональные виды зон NN8 – NN9, NN10, ?NN11 установлены в надсоленосных отложениях Предкарпатского прогиба (Gazdzicka, 1994; Wojcik, Jugowicz, 1998; Андреева-Григорович, 2004). Ассоциация зоны NN9 определена в Словакии (Восточно-Словацкая впадина) (Andreyeva-Grigorovich et al., 2003). В Закарпатье в среднем сармате (алмашская свита, Хустовский разрез) отмечено присутствие стратиграфически важных *Catinaster mexicanus* и дискоастеров из группы *Discoaster bellus* совместно с видом-индексом *Catinaster coalitus* (зона NN8) (Люльева, 2009). В Хорватии граница сармата s.str./паннона устанавливается внутри зоны NN8 (Galović, 2010, 2017).

Выделение этих зональных комплексов наннопланктона в разрозненных разрезах различных формаций Центрального Паратетиса не дает пока возможности для их прямой корреляции с теми или иными подразделениями сармата Восточного Паратетиса.

Мэотис

Стратотип мэотиса (западный берег Керченского пролива у г. Аршинцево) представлен мелководными отложениями и малопригоден для изучения наннопланктона. Более глубоководные отложения мэотиса вскрываются в опорных разрезах Попов Камень, Панагия и Железный Рог (Таманский п-ов). Изучению наннопланктона из мэотических отложений Крыма, Таманского п-ова и других регионов посвящены работы многих исследователей (Семеновко, Люльева, 1978, 1982; Калиниченко, Пронин, 1985; Семеновко, 1987; Пронин, Калиниченко, 1988; Люльева, 1990а, 1993; Богданович, Иванова, 1997; Головина в: *Paleontology ...*, 2016).

В стратотипическом районе развития понтических отложений (г. Одесса, 16 станция Большого Фонтана), в подстилающих понт-мэотических отложениях определен комплекс наннофлоры, представленный эврибионтными видами, такими как *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Пронин, Калиниченко, 1988). На шельфе северо-западной части Черного моря (скв. 6, поднятие Голицына) в мэотических отложениях также присутствует скудный комплекс (Куличенко и др., 1976б).

Присутствие небогатого комплекса наннопланктона, но с зональными видами, указано в нижнем мэотисе Крыма на Акманайском перешейке (скв 501, с. Фронтное, Керченский п-ов) (Богданович, Иванова, 1997). В мэотических отложениях Альминской впадины отмечено присутствие *Catinaster calyculus* (Иванова, Богданович, 2004).

Более разнообразный наннопланктон указан из мэотических отложений Таманского п-ова (Семеновко, Люльева, 1978, 1982; Семеновко, 1987; Люльева, 1990а).

Исследования наннопланктона в разрезах Таманского полуострова нами велись начиная с 1997 г. в комплексе с лито-биостратиграфическими и магнито-хронологическими исследованиями (Радионова, Головина, 2004; Radionova, Golovina, 2011; *Paleontology ...*, 2016). Наши данные получены по изучению наннопланктона в нижнем и верхнем мэотисе как в опорном разрезе Попов Камень, так и в сопряженных с ним разрезах Панагия и Железный Рог (*Paleontology ...*, 2016).

Нижний мэотис. В глыбах мшанковых известняков в основании мэотиса (разрезы Попов Камень, Тамань) установлены обильные спикулы асцидий, что говорит о мелководности биогермных фаций. Вышележащие отложения нижнего мэотиса в основном представлены диатомовыми глинами. В условиях преимущественного развития диатомовых водорослей находки наннопланктона фиксируются лишь в отдельных узких интервалах и включают: *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calciosolenia* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra minutula*, редкие *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera* sp., *Rhabdosphaera sicca*, *Rhabdosphaera* sp., *Syracosphaera* sp. Отмечается также присутствие *Isolithus semenenko*, *Isolithus* sp. и многочисленных морфотипов рода *Lacunolithus*. Представители рода *Lacunolithus* впервые описаны С.А. Люлевой (1989б) из разреза Железный Рог Таманского полуострова. Интервал распространения типо-

вого вида – *Lacunolithus menneri* – ограничен мээотисом, но при описании автором отмечено, что вид наиболее характерен для отложений нижнего мээотиса.

Верхний мээотис. В отложениях верхнего мээотиса характер комплекса наннофлоры существенно меняется. Здесь становятся обильными представители рода *Perfocalcinella*, которые не принадлежат к планктонным организмам, а являются микроскопическими скелетными элементами асцидий. Возможно, что представители рода *Micrascidites* тоже относятся к скелетным остаткам асцидий. По нашим наблюдениям, обилие *Perfocalcinella* и *Micrascidites* является характерной особенностью для нижней части верхнемээотических отложений Крыма и Таманского п-ова, что свидетельствует о мелководных, но несомненно морских условиях. Особенно многочисленны веретенообразные формы с продольным гребнем по длинной оси, встречаются «друзы» или «сростки» «веретенец» (Головина, 2008; Paleontology ..., 2016).

В верхней части верхнего мээотиса появляется разнообразный и обильный комплекс наннофлоры с доминированием *Braarudosphaera bigelowii* и очень мелких (от 1 до 3 мкм) *Acanthoica* sp. и *Syracosphaera* spp. Единично встречены экземпляры *Discoaster intercalaris* и *Discoaster* sp., обнаруженные в разрезе Попов Камень. Уровень с этим своеобразным комплексом наннопланктона хорошо прослеживается во всех мээотических частях разрезов Таманского п-ова (рис. 70), но наиболее полно представлен в разрезе Железный Рог, где вскрывается непрерывная последовательность мээотических и понтических отложений. В более мелководных разрезах (Попов Камень и Тамань) этот интервал представлен лишь частично. Моновидовой комплекс *Braarudosphaera bigelowii*, чередующийся с моновидовой ассоциацией диатомей, позволяет предполагать, что формирование отложений происходило во фронтальной зоне взаимодействия морской и солонатоводной водных масс, при высокой трофности бассейна.

Неоген Восточного Паратетиса: региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

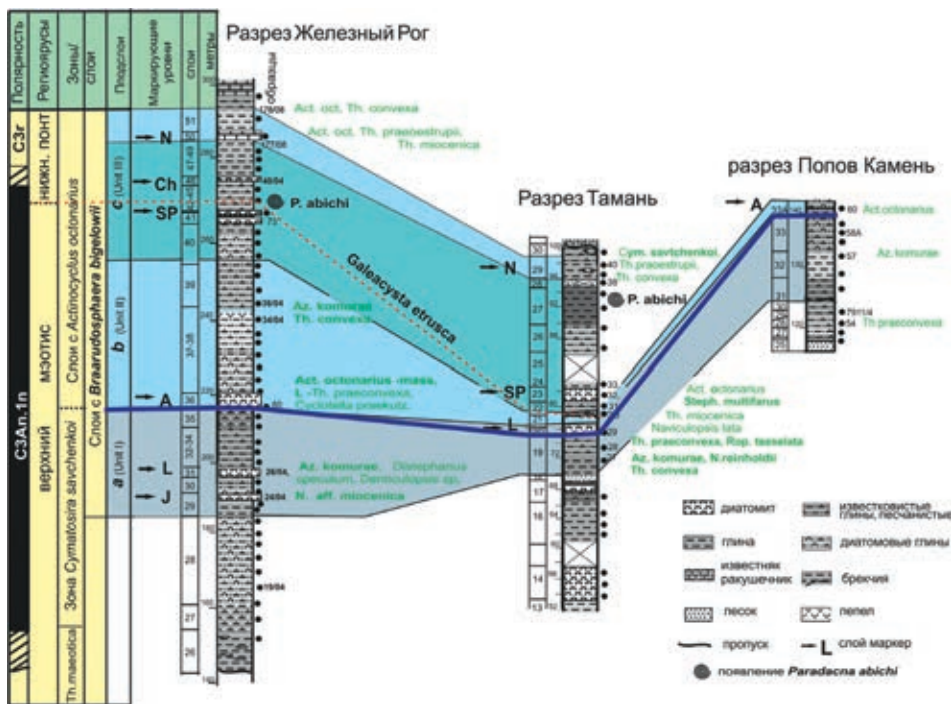


Рис. 70. Схема сопоставления разрезов верхнего миоцена Тамани с богатыми комплексами диатомей и наннопланктоном слоев с *Braarudosphaera bigelowii* верхнего мэотиса – нижнего понта (по Radionova, Golovina, 2011)

Совместный анализ распределения диатомей и наннофлоры позволил выявить особенности формирования этих своеобразных отложений, соответствующих различным этапам морской трансгрессии, и обосновать выделение вспомогательного биостратиграфического подразделения – **слоев с *Braarudosphaera bigelowii***, а разрез Железный Рог предложить стратотипическим для этого биогоризонта (Radionova, Golovina, 2011; Paleontology ..., 2016; Golovina, 2019).

По характеру распределения наннопланктона слои в разрезе Железный Рог подразделяются на три части – **a**, **b**, **c**, каждая из которых характеризует определенный этап развития морской трансгрессии (рис. 70). Подразделение биогоризонта **a** характеризуется более обильным и богатым комплексом наннопланктона, отвечает началу нового морского этапа в верхах мэотиса. Нижняя граница слоев устанавливается в верхней части верхнего мэотиса по появлению наннопланктона с доминированием *Braarudosphaera bigelowii*, частыми *Syracosphaera pulchra*, *S. sp.*, более редкими *Coccolithus pelagicus*, единичными *Discoaster sp.*, *D. intercalaris* и *Lithostromation perdurum*, *Reticulofenestra spp.*, *Rhabdosphaera sp.*, *Thoracosphaera sp.*, совместно с морскими видами диатомей (Radionova, Golovina, 2011).

Средняя часть биогоризонта слоев с *Braarudosphaera bigelowii* – подразделение **b**, отвечает второму этапу трансгрессии. Этот этап характеризуется периодическими вспышками бурного развития монотаксонных

сообществ диатомей и кокколитофорид, формированием мощных ламинированных прослоев диатомитов, в которых отмечается чередование известковистых тонких прослоек, сложенных монотаксонным комплексом *B. bigelowii*, и кремнистых прослоев с монотаксонным комплексом диатомей *Actinocyclus octonarius* (Radionova, Golovina, 2011; Paleontology ..., 2016).

Верхняя часть биогоризонта – подразделение с – соответствует финальному этапу морской трансгрессии. Ухудшение связи с открытым морским бассейном фиксируется по резкому обеднению комплекса наннопланктона и присутствию пресноводных видов диатомей (Radionova, Golovina, 2011). Нижняя граница подразделения с близка к границе мэотиса – понта, которая определяется по появлению моллюсков *Paradacna abichi* и вида органикостенного фитопланктона *Galeacysta etrusca*, вероятно, паннонского происхождения (рис. 70). Верхняя граница слоев с *Braarudosphaera bigelowii* устанавливается по исчезновению наннопланктона в нижнем понте, непосредственно над диатомитом *N*. Слои с *B. bigelowii* в разрезе Железный Рог прекрасно идентифицируются по литогическим признакам своеобразной толщи с серией диатомитов различной мощности, отвечая интервалу от диатомита *L* до диатомита *N*.

Корреляция

В мэотических отложениях Керченского п-ова (скв. 15, Чегерчинская мульда) на основании находок *Discoaster neohamatus* и *D. neorectus* самая верхняя часть мэотиса сопоставлена с интервалом зоны NN10 *Discoaster neohamatus* (подзона *D. neorectus*) (Семененко, Люльева, 1982). Позднее в мэотисе разреза Панагия (Таманский п-ов) также установлена ассоциация зоны NN10 *Discoaster neohamatus* (Семененко, 1987). Анализ комплекса показывает, что такая корреляция не совсем корректна, так как зональный индекс-вид *D. neohamatus* на Тамани не обнаружен, в список включены виды с открытой номенклатурой и разного стратиграфического диапазона. Самые верхи мэотиса по наличию наннопланктона зоны NN11a и находок *Globigerinoides obliqua extremus*, которые встречены у границы мэотиса/понта, коррелируются с границей тортон/мессиний (Семененко, 1987; Семененко, Люльева, 1982).

Е.М. Богданович и Т.А. Иванова (1997), вслед за В.Н. Семененко и С.А. Люльевой, также коррелируют мэотис Крыма с тортоном, сопоставляя нижнюю часть багеровского подъяруса с зоной NN9 *Discoaster hamatus*, а верхнюю часть этого подъяруса и акманайский подъярус – с интервалом зоны NN10 *Discoaster neohamatus* (подзоной *D. bellus*) по присутствию индекс-видов этих подразделений совместно со стратиграфически важными видами (Иванова, Богданович, 2004). Автохтонность этих комплексов, по нашему мнению, недоказуема. Таблицы с изображениями стратиграфически важных видов *Discoaster neohamatus*, *D. hamatus*, *Catinaster coalithus* и *C. calyculus* отсутствуют, а сопутствующий комплекс представлен немногими эврибионтными видами широкого диапазона с включением перетолженных дискоастеров палеогена. Появление *Lithostromation perdurum* в самых верхах акманайского горизонта, отмеченное авторами как дополнительный маркер зон NN10-NN11, несущественно, так как *L. perdurum* имеет весьма широкий стратиграфический диапазон – от палеогена (лютет) до плейстоцена – и скорее является экологическим показателем.

В эоцических отложениях С.А. Люльевой установлена зона *Lacunolithus menneri*, стратотипом которой указаны «эоцические отложения Таманского п-ова – западнее м. Панагия. Зона прослеживается в эоцисе Керченско-Таманской зоны и в Западной Грузии (р. Галидзга)» (Люльева, 1989а, с. 13).

К сожалению, более четкие критерии выделения этой зоны и ее привязки к разрезам не указаны. Вид *Lacunolithus menneri* предложен как индекс-вид эоциса, а вид *Isolithus semenenko* – как вид-индекс понта (Люльева, 1989а), но в паннонских отложениях формации Сзак (Sza'k Fm, северо-западная Венгрия) оба вида присутствуют совместно (Cziczter et al., 2008). В нашем материале *Lacunolithus menneri* представлен в различных морфотипах в нижнем эоцисе разреза Попов Камень (Головина, 2008; Paleontology ..., 2016).

Обилие *Braarudosphaera bigelowii* совместно с несколькими видами наннопланктона, ранее отмеченное С.А. Люльевой в разрезе Железный Рог в интервале верхней части эоциса (Семененко, 1987), подтверждается и в наших исследованиях. Этот интервал был изучен более детально, с выделением вспомогательного биостратиграфического подразделения – слоев с *Braarudosphaera bigelowii* (Paleontology ..., 2016).

В разрезе Железный Рог у контакта эоциса с понтом первоначально указан скудный наннопланктон (Семененко, Люльева, 1978), а в последующих работах в этом интервале регистрируются *Amaurolithus primus* и *A. delicatus* как маркеры верхней части стандартной зоны NN11 *Discoaster quinqueramus* (Семененко, Люльева, 2006). В нашем материале эти находки в разрезе Железный Рог не были подтверждены.

По результатам наших исследований в нижнем эоцисе в разрезах Таманского п-ова наннопланктон присутствует в узких карбонатных прослоях в толще диатомовых глин. Комплекс относительно разнообразен, что свидетельствует о морских условиях, но не содержит стратиграфически важных видов.

В верхнем эоцисе пунктирно встречаются несколько эврибионтных видов, и только в верхах эоциса установлен биогоризонт *Braarudosphaera bigelowii*, который прослеживается в верхнеэоцических отложениях во всех опорных разрезах Таманского полуострова (Железный Рог, Тамань, Панагия, Попов Камень). По присутствию *Discoaster intercalaris* предполагается, что ассоциация соответствует части стратиграфического диапазона *D. intercalaris*, который охватывает интервал зон CN9A – CN10A (верхи тортона – мессиний) (Okada, Bukry, 1980). На основании находок индекс-видов океанических зон диатомей, формирование слоев с *Braarudosphaera bigelowii* оценивается от 6.3 до 5.9 млн л. и коррелируется с мессинием (Radionova, Golovina, 2011; Radionova et al., 2012; Golovina et al., 2019).

В Дакийском бассейне (Румыния) комплексы зоны NN11b *Discoaster quinqueramus* установлены в верхнем эоцисе (Mărunțeanu, Papaianopol, 1998) и в переходных отложениях эоциса/понта (Mărunțeanu et al., 1998b; Snel et al., 2006).

Понт

В стратотипическом для понта районе у г. Одесса (Украина) (новороссийский подъярус) наннопланктон установлен в самых базальных слоях понта и представлен очень редкими находками (Калиниченко, Пронин, 1985; Пронин, Калиниченко, 1988). В мелководных отложениях гипостратотипа понта (камышбурунский разрез в г. Аршинцево, Керченский полуостров (Стратотипы..., 1975) наннопланктон не обнаружен.

В Северном Причерноморье (с. Виноградовка) в понтических отложениях найдены лишь несколько эврибионтных видов широкого стратиграфического диапазона (Присяжнюк и др., 1994). В нижнем понте Юго-Западного Крыма (с. Любимовка, устье р. Бельбек) отмечено присутствие монодоминантного холодноводного вида *Dictyococcites «perplexus»* (= *antarcticus*), наряду с обилием *Perforacalcinella ex gr. fusiformis* (Семененко и др., 1999; Певзнер и др., 2004).

Ассоциация наннопланктона с многочисленными *Isolithus semenenko* установлена в понтических отложениях Таманского п-ова (Железный Рог) (Люльева, 1989). Комплекс с *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Helicosphaera carteri*, *Amaurolithus primus*, *Scafolithus fossilis*, *Triquetrorhabdulus rugosus*, *Scyphosphaera* sp. найден в понтических отложениях центральной части Западно-Кубанского прогиба (скв. СТ-12000, данные Люльевой в Геология ..., 1991).

Пограничные отложения верхнего мэотиса и нижнего понта на мысе Железный Рог изучались по коллекциям М.А. Певзнера, И.С. Чумакова, Н.Ю. Филипповой и др. и по собственным сборам (1985–1990; 2000–2014 гг.). Детальные исследования последовательности отложений мэотиса-понта-киммерия в разрезе Железный Рог (Таманский п-ов) были дополнены изучением этой последовательности в глубоководных отложениях Черного моря (скв. 380А DSDP) (Radionova, Golovina, 2011; Paleontology ..., 2016; Golovina et al., 2019). Благодаря совместному изучению наннопланктона и диатомей в разрезе Железный Рог и в скважине 380А была показана одинаковая последовательность экологических событий и смены фаций (рис. 71) и выделены:

1) нижний мэотис с обедненными морскими ассоциациями фитопланктона (7.8- 6.7 млн л. по палеомагнитным данным);

2) брекчия и слои с неморской диатомовой флорой зоны *Coscinodiscus jambori* (6.6-6.3 млн л.);

3) слои с морским фитопланктоном слоев с *Braarudosphaera bigelowii*, подразделения **a** и **в**, которые по бентосной фауне и палеомагнитным данным датируются поздним мэотисом (6.3-6.1 млн л.);

4) переслаивание слоев с морским фитопланктоном слоев с *Braarudosphaera bigelowii*, часть **с**, и прослоев с солоноватоводно-пресноводными диатомеями (6.1-5.9 млн л.), по бентосной фауне и диноцистам датируемое ранним понтом.

Неоцен Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

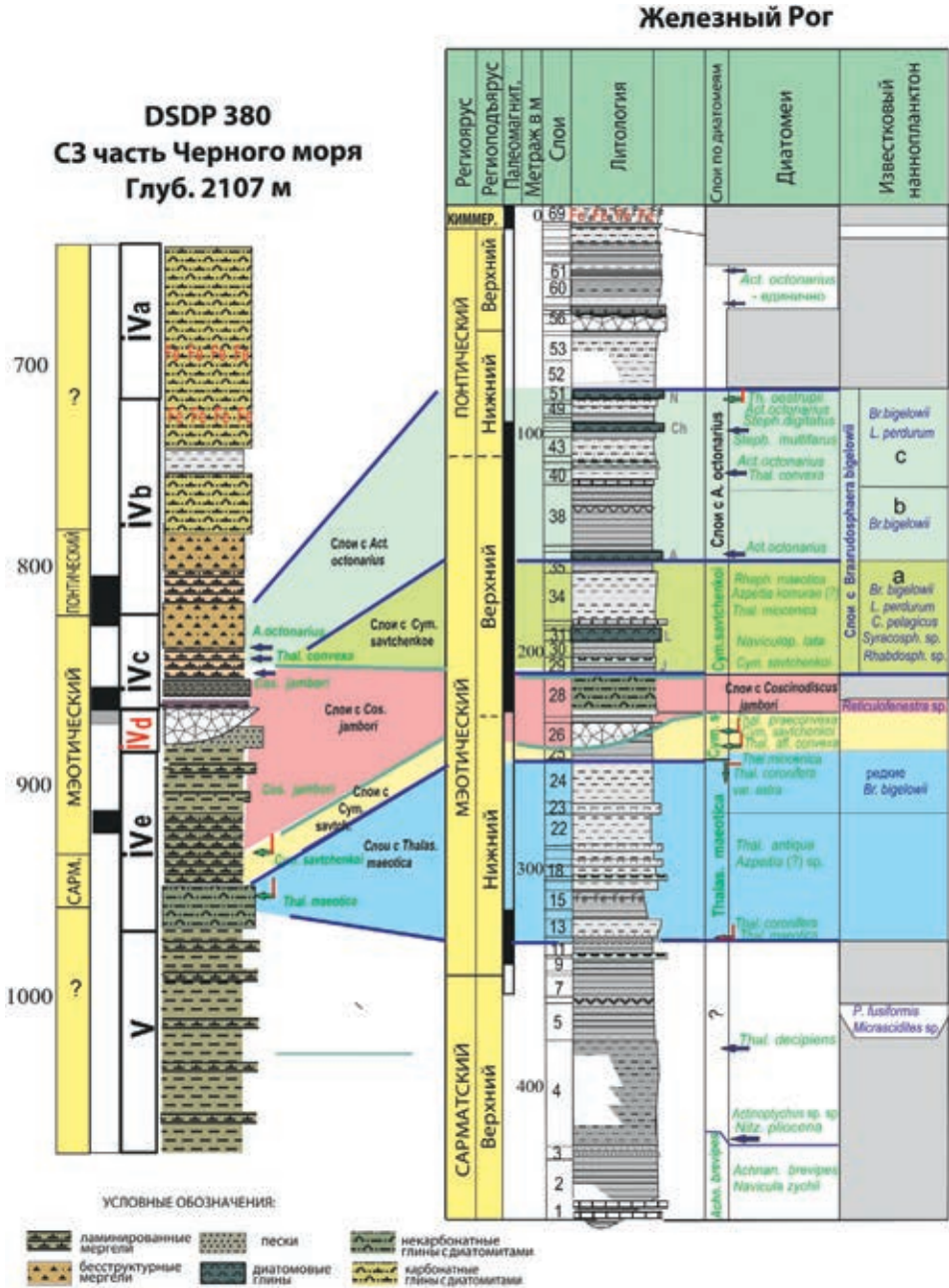


Рис. 71. Схема сопоставления разреза Железный Рог и скважины DSDP 380 по наннопланктону и диатомеям (по Golovina et al. 2019, с дополнениями)

Формирование брекчи рассматривается нами как результат склонового оползания при понижении уровня Эвксинского бассейна в начале поздне-мэотиса. Слой (3) с неморской флорой (солонатоводными и пресно-

водными диатомеями зоны *Coscinodiscus jambori*) сформировался в замкнутом бассейне, не имевшем связи со Средиземноморьем. На рубеже мэотиса-понта произошло восстановление этой связи, появился наннопланктон и океаническая диатомовая флора. По бентосной фауне и диноцистам в начале раннего понта произошло соединение с солоноватоводным Эгейским и/или Паннонским бассейном, откуда пришла высокоэндемичная понтическая фауна. Однако по характерным особенностям наннопланктона и диатомей в это же время возникла связь и с более полносоленным морским бассейном. В начале этой трансгрессии связь была постоянной, но очень скоро стала прерывистой и приобрела характер отдельных импульсов. Окончательное прерывание связи со Средиземным морем в разрезе Железный Рог фиксируется по исчезновению наннопланктона и морских видов диатомей в слое 51 (см. рис. 58), непосредственно над диатомитом N (кровля слоев с *Braarudosphaera bigelowii*) (Radionova, Golovina, 2011; Golovina et al., 2019). По данным Ю.В. Ростовцевой, геологический возраст уровня с диатомитом N оценивается как 5.88 млн лет (Ростовцевой, Рыбкиной, 2014; см. рис. 91).

Корреляция

Корреляцию обедненных комплексов наннофлоры понта, так же как и мэотиса Восточного Паратетиса с зональными подразделениями океанической шкалы, по нашему мнению, пока следует признать недостаточно обоснованной.

В Дакийском бассейне, в понтических отложениях в интервале портафер – босфор (разрез Бадислава) установлен комплекс зоны NN11b с *Amaurolithus delicatus*, *A. primus*, *Discoaster quinquerramus* и *Trithorhabdulus rugosus*. Отложения верхнего понта и нижнего дакия (разрез Валя Ваца) содержат комплекс наннопланктона зоны NN12 с присутствием *Amaurolithus tricorniculatus* и *Ceratolithus acutus* (данные Mărunțeanu в: Snel et al., 2006). Однако при этом следует иметь в виду несоответствие объема понта Эвксинского и Дакийского бассейнов.

В Эгейском регионе в северной части о-ва Эгина (Саронический залив, Греция) в разрезе Сувала 2 (Souvala 2) в формации Хумникон (Houmnicon), коррелируемой с понтом по общим эндемичным родам и видам моллюсков, установлена небогатая ассоциация, коррелируемая с NN12 шкалы Martini (1971) на основе присутствия *Ceratolithus acutus* (Rögl, 1991).

Киммерий

Лектостратотип киммерия в силу мелководности непригоден для исследования наннопланктона, к тому же разрез неполон, в нем отсутствует базальная часть киммерия – азовские слои. Наннопланктон из киммерийских отложений Керченско-Таманского региона изучался в разрезе Железный Рог (Семененко, Люльева, 1982; Люльева, 1990а; Музылев, Головина, 1987; Paleontology ..., 2016), в Чегерчинской мульде Индольского прогиба (Керченский п-ов, Арабатская стрелка), из отложений нижнего киммерия р. Галидзга (Абхазия) и р. Амбра (Грузия), а также из дакийских отложений (г. Рени, низовья р. Дунай, Украина) (Семененко, Люльева, 1982, 2006;

Люльева, 1990а). Наннопланктон из глубоководных отложений Черного моря изучался по скважинам Проекта Глубоководного Бурения (DSDP) (скв. 379, скв. 380, скв. 380А, рейс 42-А), однако в плиоценовом интервале стратиграфически значимых комплексов наннопланктона не было установлено (Музылев, Головина 1987; Golovina et al., 2019).

В серии разрезов скважин в нижнем киммерии Индольского прогиба (Чегерчинская мульда, Керченский п-ов) установлен богатый и разнообразный комплекс, включающий *Amaurolithus amplificus*, *A. primus*, *A. delicatus*, *A. tricorniculatus* (= *Ceratolithus tricorniculatus*), *Ceratolithus acutus*, *Sphenolithus neoabies*, *Helicopontosphaera* (= *Helicosphaera*) sp., *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Scyphosphaera globulosa*, *S. lagena*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *D. variabilis*, *D. icarus*, *D. quinqueramus* и др. (Семененко, Люльева, 1982, 2006; Семененко, 1987; Люльева, 1990а). Многолетние попытки найти этот уровень присутствия *Ceratolithus acutus* в зоне перехода от азовских к камышбурунским слоям киммерия на мысе Железный Рог не увенчались успехом (Музылев, Головина, 1987; Paleontology ..., 2016).

В азовских слоях киммерия в разрезе Тамань нами установлена моноассоциация *Isolithus semenenko* (Paleontology ..., 2016). Этот вид впервые описан С.А. Люлевой (Люльева, 1989а) из понтических отложений разреза Железный Рог, а позднее в этом же разрезе ею выделен стратотип зоны *Isolithus semenenko*, характеризующейся присутствием индекса-вида совместно с весьма разнообразным комплексом наннопланктона. Люльева указывала, что встречается и монотиповая флора *Isolithus semenenko* Luljewa 1989, а зона прослеживается в понте Керченско-Таманской зоны и черноморского побережья Кавказа (район г. Гудаута). К сожалению, геологическая привязка предлагаемой зоны и критерии ее выделения не были приведены автором. Люльева предлагала использовать появление эндемичных *Lacunolithus menneri* как вид-индекс нижнего мэотиса, а *Isolithus semenenko* – как вид-индекс понта. Однако впоследствии было установлено совместное присутствие этих видов в паннонских отложениях Венгрии (Cziczet et al., 2008). Массовое распространение *Isolithus semenenko* отмечено в верхнесарматских (s.str.) и панонских отложениях Хорватии (Čorić, 2005; Galović, 2010, 2017), Словакии (Vlček et al., 2020) и Румынии (Chira, Vulc, 2003; Chira, Malacu, 2008). Присутствие *Isolithus semenenko* и его массовое распространение считается признаком мелководных условий с усилением притока речных вод (Galović, 2017).

Корреляция

На основании находок зональных маркеров (*Amaurolithus delicatus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Ceratolithus acutus*, *Ceratolithus rugosus*) нижний киммерий (азовский горизонт) коррелируется с интервалом зоны NN11 *Discoaster quinqueramus* (соответствуя мессинию), средний и верхний киммерий сопоставляются с интервалом зон NN11-NN13 (соответствуя занклию и, возможно, пьяченцию) (Семененко, Люльева, 1978, 1982; Семененко, 1987; Люльева 1990а). Наличие практически всех основных зональных маркеров позднего миоцена – плиоцена, наряду с обширным комплексом наннопланктона (по данным С.А. Люлевой, общий список включает

около 40 видов), предполагает условия открыто-морского бассейна в киммерийское время.

Дальнейшие исследования наннопланктона не подтвердили присутствие столь богатых и разнообразных комплексов наннопланктона в разрезах черноморских глубоководных скважин (Шуменко, Ушакова, 1980; Музылев, Головина, 1987; Golovina et al., 2019), хотя показали, что наннопланктон по разрезу скважин распространен гораздо шире, чем было установлено при первоначальном исследовании керна С. Персивалем (Percival, 1978). Таким образом, к настоящему времени подтверждения находок зональных комплексов в киммерии Эвксинского бассейна пока не получено. Вместе с тем в западных районах Восточного Паратетиса (Румыния) комплекс зоны NN12, с видами-индексами *Ceratolithus acutus*, *Amaurolithus delicatus*, *A. tricorniculatus*, указан в верхнем понте и нижнем дакии (Snel et al., 2006). По нашему мнению, еще недостаточно высокая изученность киммерийского наннопланктона оставляет вопрос о характере его комплексов открытым. В тоже время, если «цератолиты встречаются чрезвычайно редко, от единичных экземпляров до 2-3, и их поиски требуют нестандартного просмотра» (Люльева, 1990а), то таковые особенности снижают возможность воспроизводимости результатов при последующих исследованиях по стандартной методике исследования наннопланктона.

Акчагыл/Куяльник

В лектостратотипе акчагыла (разрез у колодца Ушак на Красноводском п-ове, Туркмения) и в опорном разрезе на левом берегу р. Сулак у аула Бавтугай, Дагестан (Невесская и др., 2004) наннопланктон не изучался. Исследования проводились в таманских слоях куяльника в приазовской части Украины, в Западной Грузии и в акчагыльских отложениях Азербайджана, Туркмении (Семененко, Люльева, 1982; Музылев, Головина, 1987; Головина и др., 1989) и Волго-Уральской области (Калмыкия и Саратовское Левобережье) (Мусатов, 1990; Староверов и др., 2000).

В таманских отложениях Керченского п-ова (скважины в Чегерчинской мульде Индольского прогиба) и в разрезах акчагыла Азербайджана (Ясамальская долина, хребет Дуздаг, Карадаг) установлен сходный комплекс с *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus* cf. *doronicoides*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *Discolithia japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *Scyphosphaera* sp., *Pseudoemiliana* cf. *lacunosa*, *Thoracosphaera* sp. (?*Phacotus* sp.) (Семененко, 1987).

При изучении верхнеакчагыльского-нижнеапшеронского интервала в разрезах Дуздаг, Боздаг (Азербайджан), Н.Г. Музылев и Л.А. Головина (1987) обнаружили комплекс с редкими (в отдельных интервалах единичными) находками *Helicosphaera* aff. *carteri*, *Calcidiscus* aff. *leptoporus*, *Pseudoemiliana* aff. *lacunosa* и фрагментами *Braarudosphaera bigelowii*, наряду с большим количеством перетолженных видов. Более разнообразный наннопланктон установлен в разрезе Ясамальской долины (Апшеронский п-ов, Азербайджан), где обнаружены преимущественно *Braarudosphaera*

bigelowii совместно с *Helicosphaera* sp., мелкими *Reticulofenestra* spp., мелкими *Syracosphaera* spp., *Coccolithus pelagicus* и очень редкими *Calcidiscus* aff. *leptoporus*, aff. *Pseudoemiliania* (данные Л.А. Головиной по совместным сборам с А.Е. Додоновым, 1980 г.).

Еще более бедный комплекс наннопланктона с *Braarudosphaera bigelowii* присутствует в пограничном интервале между нижним куяльником и таманскими слоями, сопоставляемыми с верхним акчагылом (разрез берега Бугазского лимана с. Веселовка, Таманский п-ов) (Музылев и др., 1986). В куяльнических отложениях Восточного Крыма и в районе Одессы отмечается присутствие большого количества известковых цист рода *Thoracosphaera* (Семененко, 1987).

В Западной Грузии (Гурия, с. Цихисперди) в куяльнических отложениях установлен бедный комплекс с *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus* sp., *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilicus* (Семененко, Люльева, 1978; Семененко, 1987).

В Туркмении в акчагыльских отложениях (разрез Порсайман, южный склон хребта Малый Балхан) установлена монотипная ассоциация *Braarudosphaera bigelowii* (Головина и др., 1989), развитие которой затем было отмечено в акчагыльских отложениях Калмыкии и Саратовского Заволжья (Мусатов, 1990; Староверов и др., 2000). Эпиболь *Braarudosphaera bigelowii* прослеживается и в глубоководных отложениях акчагыла в Каспийском море (скв. ДРВ, Апшеронский порог, определения Л.А. Головиной).

Корреляция

По данным С.А. Люлевой и В.Н. Семененко (Семененко, 1987), комплексы наннопланктона из разрезов таманских слоев Керченского и Таманского полуостровов и акчагыльских отложений Азербайджана коррелируются с ассоциацией нерасчлененных зон NN17 *Discoaster pentaradiatus*/NN18 *Discoaster brouweri*, на основании редкого, почти единичного присутствия двух видов-индексов этих зон. Однако состав наннопланктона включает несколько видов рода *Sphenolithus* совместно с *Reticulofenestra pseudoumbilicus*. Биогоризонт последнего присутствия *Reticulofenestra pseudoumbilicus* датируется около 3.82 млн л. н. (Raffi et al., 2006). В этом случае указанный комплекс (при условии его автохтонности) скорее соответствует интервалу нерасчлененных зон NN14/NN15 (верхняя часть занклия), что уже выходит за пределы возможного возраста акчагыла по палеомагнитным данным.

При последующих исследованиях подтвердить присутствие зональных видов наннопланктона в акчагыльских отложениях нам не удалось (Музылев, Головина, 1987; Головина и др., 1989). Изучение наннопланктона в рамках комплексного палинологического, биостратиграфического и седиментологического исследования продуктивной толщи (поздний миоцен-плиоцен) в разрезах Кармакинской и Ясамальской долин (Азербайджан) также не выявило автохтонных комплексов наннопланктона (Richards, 2018).

Горизонт с монотипным видом *Braarudosphaera bigelowii*, прослеженный в разрезах от Туркмении до Саратовского Заволжья, можно считать региональным событийным репером, знаменующим максимум акчагыльской трансгрессии (Головина и др., 1989; Мусатов, 1990; Староверов и др., 2000). По данным В.М. Трубихина (Трубихин, 1977), в акчагыльских отложениях разреза Порсайман слои с развитием *Braarudosphaera bigelowii* имеют

обратную полярность и залегают несколько выше границы зон Gauss – Matuyama (Головина и др., 1986). В калмыцких разрезах слои с монотиповым наннопланктоном приурочены к верхней части урдинской свиты, которая в региональной палеомагнитной шкале располагается вблизи границы ортозон Gauss – Matuyama (Староверов, Жидовинов, 2002). Граница Gauss – Matuyama датируется 2.58 млн л., соответствует границе пьяченция-гелазия и отвечает ныне принятой границе неогена и квартера (GTS 2020), располагаясь внутри ачкагыльского региояруса.

Выводы

Возможности биостратиграфии по наннопланктону в Восточном Паратетисе существенно ограничены по сравнению с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем. Уровни с наннопланктоном можно рассматривать как индикатор периодов морских событий – коммуникаций между эпиконтинентальными морями и Мировым океаном, а также как инструмент для палеоэкологических и палеогеографических реконструкций. Характер распространения наннопланктона четко отражает изменения биотических и абиотических условий миоценовых бассейнов. Обилие и разнообразие его ассоциаций контролируется параметрами солености, температуры, глубины, наличия питательных веществ и величиной терригенного сноса. Изменение даже одного из этих факторов может влиять на численность и структуру комплекса наннофлоры. Сокращение таксономического разнообразия в стрессовых условиях приводит к развитию монодоминантных комплексов, столь характерных для миоцена Восточного Паратетиса.

Несмотря на то что значительную часть неогенового времени бассейны Восточного Паратетиса имели связь с Мировым океаном, их биотические условия очень редко приближались к нормально-морским. Большинство миоценовых ассоциаций представлено преимущественно таксонами широкого стратиграфического диапазона. Исключения составляют лишь более богатые раннемиоценовые, тарханские и конкские комплексы наннопланктона.

В настоящее время почти все региоярусные подразделения охарактеризованы наннопланктоном, хотя степень их изученности разная. Исследования наннопланктона в Восточном Паратетисе осложняются трудностями при таксономическом определении видов, обусловленными как плохой сохранностью, так и большим количеством перетолженных видов, часто модифицированных вторичными процессами (обрастанием или растворением), а также слабой насыщенностью кокколитами грубо терригенных осадков. Сопоставление данных разных исследователей осложняется различной методикой изучения, отсутствием изображений стратиграфически важных видов и их точной геологической привязки. Расхождения в корреляции тех или иных региоярусных подразделений могут быть сняты при изучении спорных разрезов с применением единой методики исследований и публикацией палеонтологических таблиц.

Опираясь на накопленные результаты изучения наннопланктона в Восточном Паратетисе, следует отметить, что необходимо очень осторожно

относиться к единичным находкам «океанических» видов наннопланктона, если они не сопровождаются достаточно представительным комплексом сопутствующих видов и сочетаются с усиленным переотложением более древних форм. Известно, что наиболее ценными для стратиграфии являются короткоживущие виды, которые исключительно избирательны к факторам водной среды. Такие виды венчают пирамиду экологического сообщества, и краткость их стратиграфического диапазона является показателем краткой стабильности биологических условий бассейна. На наш взгляд, «уникальность» находок видов-маркеров и видов-индексов в миоцене Восточного Паратетиса может быть убедительна лишь в том случае, если она сочетается с достаточно представительным сопутствующим комплексом наннопланктона и сопрягается с данными по другим группам морского фитопланктона.

Воспроизводимость данных и результатов – один из основополагающих принципов научных исследований, и невозможно считать данные достоверными, если результаты не могут быть подтверждены последующими работами. Поэтому корреляцию обедненных комплексов наннофлоры мэотиса и понта и киммерия в Восточном Паратетисе с зональными подразделениями океанической шкалы, по нашему мнению, пока следует признать недостаточно обоснованной. Она должна проводиться с учетом данных по другим группам известкового, кремневого и органикостенного планктона.

Органикостенный фитопланктон нижнего и среднего миоцена

Н. И. Запорожец, Г. Н. Александрова

Органикостенный фитопланктон неогена Паратетиса стал изучаться лишь в последние 40 лет. Начало было положено работами А.С. Андреевой-Григорович (Григорович, Веселов, 1971; Григорович, 1975). Позднее изучение диноцист неогена было продолжено Н.И. Запорожец и Н.Ю. Филипповой, которыми были описаны комплексы из различных интервалов неогена Паратетиса.

Следует отметить, что, несмотря на довольно длительное изучение неогена, были предложены и детально описаны зональные биостратоны только для пограничного олигоцен-миоценового интервала (Андреева-Григорович, 1980, 2004; Запорожец, 1999; Семененко и др., 2009; Андреева-Григорович и др., 2011; Запорожец, Ахметьев, 2017). Для территории Украины предложена зона *Chiropteridium galea* (DP14), отвечающая наннопланктонным зонам NP23-NP25 олигоцена, выше которой установлен раннемиоценовый комплекс с высоким содержанием *Deflandrea*. В разрезах юга европейской части России установлена зона *Chiropteridium partispinatum* (D16), отвечающая позднему рюпеллю – хатту, с двумя подзонами: *Rhombodinium draco* (DP16a, на уровне наннопланктонных зон NP23-NP24) и *Deflandrea spinulosa* (D16b, на уровне зоны NP25), а также зона *Labyrinthodinium truncatum* (D17, в переходном интервале зон NP25-NN1 и зона NN1) низов аквитана. Других зональных биостратонов по диноцистам для неогена Паратетиса предложено не было.

Граница олигоцена – миоцена. Смена комплексов органикостенного фитопланктона в пограничном интервале от олигоцена к миоцену, несмотря на известную обособленность Майкопского бассейна от Средиземноморского, в целом, происходила по близкому сценарию. Как и в разрезе Лемме (Пьемонт, Италия) (Steininger et al., 1997), выбранном в качестве GSSP нижней границы неогена, в разрезах Паратетиса также можно наметить два основных рубежа этой смены. Первый, непосредственно приуроченный к границе палеогена и неогена в разрезе Лемме, совпадает со сменой комплексов наннопланктона зон NP25 / NN1. На этом рубеже здесь и в других разрезах Италии и Северной Германии исчезает род *Chiropteridium*, играющий основную роль в хатте. Выше в разрезе выделен интервал массового развития *Deflandrea* (эпиболь). Он охватывает первую половину аквитана. Полное исчезновение *Deflandrea* отвечает второму рубежу, который в разрезе Лемме проходит несколько ниже LAD *Globorotalia kugleri*.

В Восточном Паратетисе фитопланктон пограничного интервала изучался нами в разрезах стратотипа кавказского яруса по р. Кубань, а также Н.И. Запорожец в опорном разрезе кавказского региояруса по скважине Новопокровская-4 и по р. Белой. Этот же интервал исследовался ею в разрезе оврага Кумсуат на северо-западном побережье Аральского моря.

В отличие от средиземноморских разрезов, на Северном Кавказе эпиболь *Deflandrea* частично накладывается на интервал, где еще достаточно

широко представлен позднеолигоценовый род *Chiropteridium*, и граница олигоцена и миоцена проходит в пределах эпиболи.

А.С. Андреевой-Григорович был впервые исследован пограничный интервал олигоцена и миоцена в опорном разрезе кавказского регионарусса в скважине Новопокровская-4 у г. Тихорецка, и были предложены три местные зоны по диноцистам (Андреева-Григорович, 1980). Позднее, в результате переизучения, было дано уточненное зональное расчленение разреза (Ахметьев, Запорожец, 1996). В разрезе скв. Новопокровская-4 совместная встречаемость *Chiropteridium partispinatum* и массовое количество (эпиболь) *Deflandrea* установлена выше интервала, пройденного без отбора кернa. Нижний интервал эпиболи (глубина 850-808 м, нерасчлененные алкунская и зеленчукская свиты) по доминированию *Dapsilidinium pseudocolligerum* и *Deflandrea spinulosa* отнесен к олигоцену в качестве одноименной подзоны зоны *Chiropteridium partispinatum*. Подзона *Dapsilidinium pseudocolligerum* – *Deflandrea spinulosa* охарактеризована фораминиферами большей части слоев с *Bolivina goudkoffi* нижней части кавказского регионаруса. Кроме зональных видов, составляющих до 80% (*D. spinulosa* 65%), присутствуют *Dapsilidinium pastielsii*, *Lingulodinium*, *Spiniferites*, *Labyrinthodinium truncatum*. Столь резкое доминирование *D. spinulosa* может объясняться опреснением, которое предполагалось и по комплексу бентосных фораминифер (Носовский, Богданович, 1980). Граница с миоценом проведена в кровле вышележащей зоны *Deflandrea spinulosa*, которая маркируется исчезновением зонального вида.

В разрезе по р. Белой граница олигоцена и миоцена, где, по данным Я. Крховского (Akhmetiev et al., 1995), позднее подтвержденных Л.А. Головиной, комплекс наннопланктона NP25 сменяется переходным NP25-NN1, границе олигоцена и миоцена отвечает смена диноцистовых зон D16 / D17 (Запорожец, Ахметьев, 2017). По данным Е.В. Белуженко с коллегами, в других разрезах Предкавказья и Северного Кавказа было убедительно показано, что этот уровень приурочен к алкунскому горизонту и располагается внутри слоев с *Deflandrea phosphoritica* var. *spinulosa* по диноцистам (Белуженко и др., 2018).

Диноцисты пограничных слоев олигоцена – миоцена изучены также в разрезе Кентыкче северо-западного побережья Аральского моря (Ахметьев, Запорожец, 1996). Они происходят из пестроцветной глинистой пачки с *Lenticorbula helmersenii*, залегающей на рыхлых песчаниках с *Cerastoderma prigorovski*. Базальным слоем пачки является маломощный слой мергелей, переполненный *Hydrobia*. В зеленых глинах 0.4 м выше этого слоя найден фитопланктон. Комплекс на 80% представлен видами *Homotryblum*, что указывает на развитие прибрежно-морских обстановок с неполной соленостью.

Кавказский регионарус. В стратотипе кавказия – разрезе р. Кубань у г. Черкесска – алкунский горизонт и низы септариевых слоев зеленчукской свиты Г.Н. Александровой отнесены к **слоям с *Deflandrea spinulosa*** (Александрова и др., в печати; в этой работе, с. 84). Комплекс фитопланктона в них характеризуется относительно высоким таксономическим разнообразием. Обилие *Arteodinium* связывается с краевыми морскими обстановками,

а высокая доля перидиниоидного рода *Deflandrea* и празиофитов в верхней части слоев указывает на высокопродуктивные обстановки формирования алкунского горизонта и септариевых слоев. Их нижняя граница установлена по эпиболи этого вида и характерного комплекса диноцист, верхняя – по появлению *Sumatradinium soucouyantiae*. Внутри слоев установлена последняя постоянная частая встречаемость (LCO – last common occurrence) *Apteodinium australiense*, *A. maculatum*, в кровле – LCO *Deflandrea spinulosa*.

В зеленчукской – нижней части караджалгинской свит того же разреза установлены **слои с *Cordosphaeridium cantharellus*** (там же, с. 85). Нижняя их граница определена по появлению *Sumatradinium soucouyantiae*, верхняя граница – по последней постоянной встречаемости *Cordosphaeridium cantharellus*. Совместная встречаемость *Coosteaudinium aubryae* и *Sumatradinium soucouyantiae*, при отсутствии *Chiropteridium*, позволяет сопоставить этот комплекс с диноцистовой **зоной *Coosteaudinium aubryae* (DN2)** шкалы de Verteuil, Norris (1996) и датировать верхней частью аквитана – нижней частью бурдигала (~22.2–19.1 Ma) (de Verteuil, 1997), и коррелировать с нанопланктонной зоной NN2.

Характерной чертой комплекса диноцист большей части кавказского региона (зеленчукская – нижняя часть караджалгинской свиты) разреза на р. Кубань является большое таксономическое разнообразие комплекса диноцист и присутствие *Sumatradinium soucouyantiae*, *S. druggii*, *Sumatradinium* sp., *Thalassiphora pelagica*, ex gr. *Bigantedinium*. Это указывает на развитие нормально-морских тепловодных палеообстановок. Схожий комплекс диноцист установлен в разрезах северного Азербайджана в верхней части пачки **a2** по В.В. Веберу (Попов и др., 2008).

В разрезе на р. Кубань исчезновение *Deflandrea* происходит одновременно с исчезновением *Cordosphaeridium cantharellus* в средней части караджалгинской свиты. В разрезе Лемме исчезновение *Deflandrea* зафиксировано несколько ниже исчезновения *Globorotalia kugleri*. В разрезах атлантического побережья США и датском секторе Северного моря последнее присутствие *C. cantharellus* (de Verteuil, Norris, 1996; de Verteuil, 1997; Dybkjær, Piasecki, 2010) выявлено в терминальной части нанопланктонной зоны NN2 шкалы Martini (1971), что позволяет ограничить верхнюю границу кавказского региона р. Кубань нижней частью бурдигала.

В скважине Новопокровская-4 выше нерасчлененного алкун-зеленчукского интервала, отнесенного Н.И. Запорожец к позднеолигоценовой **зоне *Chiropteridium partispinatum***, установлена **зона *Deflandrea spinulosa*** (инт. 808–750 м, зеленчукская и нижняя часть караджалгинской свиты) (в этой работе, см. рис. 16). На этом уровне выделен монотаксонный комплекс (*Deflandrea spinulosa*), датированный олигоценом. К характерным таксонам относятся *Spiniferites*, а также *Lingulodinium*, *Homotryblium* и др. По объему зона отвечает верхам слоев с *Bolivina goudkoffi* и слоям с *Uvigerinella californica* верхнего кавказия по бентосным фораминиферам.

Исчезновение *Deflandrea* в разрезах происходит на коротком интервале в средней части караджалгинской свиты. Этот рубеж зафиксирован не только в разрезе скв. Новопокровская-4 и по р. Кубань, но и в Кубанской сверхглубокой скважине. В разрезе скважины Новопокровская-4 он приблизительно

совпадает со сменой слоев с *Uvigerinella californica* слоями с *Caucasinella* (= *Neobulimina*) *elongata* (по А.К. Богдановичу) по фораминиферам. В СГ-12000 распространение *Deflandrea spinulosa* ограничено глубиной 3660 м. Отсутствие представителей рода *Chiropteridium* в нижнем 300-метровом интервале (3957-3660 м) служит указанием на то, что скважиной не вскрыты отложения древнее аквитанских.

Таким образом, сопоставляя северокавказские разрезы со стратотипическим разрезом Лемме-Каррозио и учитывая данные по наннопланктону, можно с большой достоверностью утверждать, что граница олигоцена и миоцена в Паратетисе проходит в низах кавказского регионаруса, вероятно, внутри алкунского горизонта. Однако, исходя из практических соображений, Е.В. Белуженко, Н.Ю. Филиппова и Л.А. Головина (Филиппова и др., 2015; Белуженко и др., 2018) предлагают проводить ее в основании алкунской свиты и считать весь кавказский регионарус нижним миоценом.

Сакараул. Начиная с сакараульского времени, характерно значительное обеднение неогеновых комплексов диноцист, обусловленное высокими скоростями седиментации и сильным терригенным сносом с прилегающей суши.

Практически во всех изученных разрезах сакараульского регионаруса Северного Кавказа доминируют различные виды *Spiniferites*. В разрезе Надарбазевы, расположенном в стратотипическом регионе сакараульского регионаруса, диноцисты найдены только в верхней части последнего. Комплекс крайне беден количественно и таксономически, обнаружено 11 таксонов в единичных экземплярах, что, скорее всего, обусловлено палеообстановками формирования пород. Совместное присутствие *Cousteaudinium aubryae*, *Trinovantedinium harpagonium* и *Lingulodinium multivirgatum* позволяет датировать эту часть сакараула бурдигалом.

В наиболее детально изученном разрезе по р. Кубань нижняя часть сакараульского регионаруса (средняя часть караджалгинской свиты) также характеризуется крайне низким видовым разнообразием. На этом уровне установлено появление *Polysphaeridium zoharyi*, последнее присутствие *Cousteaudinium aubryae*, преобладают коричневые сферические оболочки, сблизжаемые с протоперидиниоидным родом *Bigantedinium*, а также *Habibacysta-Filisphaera* group, *Tectatodinium pellitum*, *Lejeunecysta* sp., остальные таксоны встречаются немногочисленными экземплярами. Высокая доля *Bigantedinium* позволяет предполагать высокопродуктивные тепловодные палеообстановки (Zonneveld et al., 2013). В большей части сакараульского регионаруса (верхи караджалгинской и ольгинская свиты) заметную роль играют *Spiniferites* spp., *Dinopterygium cladoides* sensu Morgenroth, 1966, *Heteraulacacysta leptalea*, *Batiacasphaera sphaerica*, *Operculodinium* sp., что является характерным для этого стратиграфического уровня. Постоянно присутствуют прازیнофиты, переотложенные диноцисты эоцена-олигоцена, споры растений позднеюрского – раннемелового возраста.

На территории Северного Азербайджана обедненный комплекс диноцист, сходный с кубанским, установлен в верхней части сакараульского регионаруса на уровне пачки аЗ по В.В. Веберу в разрезе Перкюшкюль-1 по р. Сумгаит (Попов и др., 2008).

В отдельных интервалах возрастных аналогов караджалгинской свиты в Керченском р-не Крыма комплекс становится моноксонным, образованным *Leiosphaeridia* (от мелких до крупных), что указывает на возможный дефицит кислорода в морских водах, которым сопутствуют *Apteodinium maculatum*, *Selenopemphix nephroides*, *Lejeunecysta paratenella*, *L. globosa*. Единичных экземплярах присутствуют *Lingulodinium*, *Hystriosphaeeropsis*, *Tuberculodinium*, *Dapsilodinium*, *Homotryblum* и др.

Коцахур. В стратотипических разрезах коцахурского регионаруса в Грузии диноцисты найдены в нижней и средней частях регионаруса в разрезах Квахвтели и Надарбазеви, где они представлены таксономически бедным, но сугубо морским комплексом, который содержит таксоны преимущественно широкого стратиграфического диапазона. Как и в сакараульское время, диноцисты встречаются в пробах в малом количестве. Комплекс характеризуется постоянным участием переотложенных таксонов палеогена и единичных пражизинитов. Бедность состава, в первую очередь, обусловлена фациальными причинами.

В разрезе по р. Кубань во время формирования нижней части рицевской свиты (сопоставляемой с базальными слоями коцахура), по-видимому, преобладал сброс материала, накопившегося в мелководных шельфовых обстановках, о чем свидетельствует частая совместная встречаемость *Spiniferites*, *Operculodinium*, *Cleistosphaeridium*. В вышележащей большей части рицевской свиты доминируют различные виды *Batiacasphaera* – *B. micropapillata*, *B. sphaerica*, *B. baculata*, характерна постоянная встречаемость разнообразных пражизинитов и пресноводных водорослей (*Pediastrum*, *Ovoidites*, *Sigmopollis*, *Schizosporis*, *Zygnemataceae*, *Leiosphaeridia*, *Tasmanites*, *Botryococcus*) и значительное количество переотложенных диноцист мезозоя – палеогена, спор растений палеозоя и юрского – раннемелового возраста. Аналогичный комплекс установлен в коцахуре (пачки **b** и **c** по В.В. Веберу) в разрезах Северного Азербайджана и датирован бурдигалом (Попов и др., 2008).

В терминальной части рицевской свиты в разрезе на р. Кубань комплекс диноцист представлен многочисленными *Cribroperidium tenuitabulatum* и *Cleistosphaeridium placacanthum-ancyreum* group. Кроме этих таксонов, часты *Spiniferites* spp., *Operculodinium eirikianum*, *Operculodinium centrocarpum*, *Polysphaeridium zoharyi*, немногочисленны, но постоянно присутствуют *Lingulodinium macherophorum*, *Habibacysta-Filisphaera* group, *Tectatodinium pellitum*, ex gr. *Bigantodinium*.

В образцах из алагольской свиты северного (азовского) побережья Керченского полуострова, непосредственно без несогласия подстилающей тархан-чокракскую часть разреза, органикостенный фитопланктон был изучен Н.И. Запорожец. Пробы отличаются исключительно высокой насыщенностью палиноморфами, включая органикостенный фитопланктон (от 10 до 30%). В основании разреза, вскрытого в ядре Булганакской антиклинали, мощность верхнемайкопских отложений составляет около 70 м. В низах толщи в комплексах доминируют виды *Spiniferites* (*S. ramosus*, *S. hyperacanthus*) и *Batiacasphaera* (*B. micropapillata*, *B. sphaerica*, *B. baculata*), остальные таксоны встречены в единичных экземплярах. Много переотложенных меловых

и палеогеновых таксонов. Из празиофитов присутствуют *Cymatiosphaera*, *Pediastrum*. Выше в разрезе доминируют *Spiniferites* (в том числе *S. bentorii*, *S. ramosus*, *S. mirabilis*), заметно участие *Achomosphaera*, *Sumatradinium*, *Operculodinium*, *Hystrichosphaeropsis*, *Systematophora*, остальные таксоны (около 20) встречены в единичных экземплярах, что свидетельствует о морских обстановках осадконакопления и открытых связях с соседними бассейнами. Спорово-пыльцевые спектры с того же уровня говорят об условиях теплого климата и прогрессирующего отступления моря с заселением освобождавшихся равнин маревыми, злаковыми и эфедрой.

В Предкавказье преобладание различных видов *Batiacasphaera* в средней (большей) части рицевской свиты и ее аналогов указывает на ограниченные связи палеобассейна с океаном и на более холодные морские условия формирования в середине коцахурского времени, чем в его начале и конце. Установленное на этом уровне значительное разнообразие празиофитов и зеленых водорослей, большое количество переотложенных таксонов свидетельствуют о сильном сносе с прилегающей суши и возможной значительной стратификации вод.

Массовая встречаемость *Cleistosphaeridium placacanthum* и *Cribroperidinium tenuitabulatum*, установленная в конце коцахурского времени, указывает на развитие трансгрессии и восстановление нормально-морских неритических палеобстановок и потепление, о чем свидетельствует также частая встречаемость *Operculodinium eirikianum*, *O. centrocarpum*, *Polysphaeridium zoharyi*, ex gr. *Bigantedinium* (Louwye et al., 2007, 2010). Последнее, вероятно, отвечает потеплению, пик которого приурочен к пограничному интервалу бурдигала и лангтя.

Тархан. Переходный интервал от майкопских отложений и тарханский интервал исследовались в скважине СГ-12000 и разрезах по р. Белой и бухте Булганак (урочище Малый Камышлак) Восточного Крыма, где нет никаких признаков существенного перерыва в осадконакоплении.

Граница майкопских и тарханских отложений в СГ-12000 проводится на глубине 3170-3200 м (по неопубликованным результатам доизучения фораминифер Т.Н. Пинчук), а исследованные пробы взяты с глубин 3158 м и 3141 м. В нижней пробе фитопланктон составляет до 10% общего состава палиноспектра при доминировании *Spiniferites ramosus*, *Lejeunecysta* (*L. hyalina*, *L. globosa*, *Lejeunecysta* sp.), *Selenopemphix* (*S. armata*, *S. nephroides*, *S. selenoides*), которым сопутствует *Cleistosphaeridium*. Из других таксонов присутствуют *Dapsilidinium pseudocolligerum*, *Achomosphaera*, *Operculodinium*, *Apteodinium*, а также празиофиты *Pterospermella* и *Tasmanites*. В верхней пробе разнообразие диноцист и их общее количество падает до 3%. Присутствуют *Homotryblium* и *Lingulodinium*, не встреченные в пробе с гл. 3158 м.

Органикостенный фитопланктон тархана исследовался по р. Белой (в 2 км выше устья руч. Семиколенный) в пробах, отобранных под и над прослоем мергеля с *Lentipecten denudatus*. В подстилающих мергель слоях тархана разнообразие диноцист in situ и их общее количество составляет до 3%, преобладают, несомненно, переотложенные таксоны палеогена (*Deflandrea*, *Chiropteridium*, *Charlesdowniea*, *Wilsonidium* и др.). По мере раз-

вития тарханского бассейна в комплексах диноцист отмечается увеличение разнообразия (до 60 таксонов).

В целом, тарханскому времени присуще большое разнообразие и доминирование *Operculodinium*, часты *Spiniferites*, *Impagidinium*, при подчиненном количестве других таксонов: *Tuberculodinium vancampoe*, *Caligodinium ruychnum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Distatodinium*, *Tectatodinium psilatium*, *Lejeunecysta oliva*, *L. sabrina*, *L. paratenella* и др.

Высокое разнообразие диноцист, обилие тепловодных видов позволяет реконструировать открыто-морские тепловодные обстановки в большей части тарханского времени, в конце которого происходит регрессия.

Чокрак. Комплекс фитопланктона чокрака изучен в разрезе бухты Булганак Керченского п-ова (урочище Малый Камышлак). Известковистые глины, залегающие в кровле «спирялисовых глин», имеют бедный состав фитопланктона. Комплекс диноцист представлен 15 таксонами, среди которых доминируют *Spiniferites* (несколько видов) и *Chytroeisphaeridia*.

В глинах чокрака, залегающих над первыми биогермными известняками, спектр фитопланктона насчитывает до трех десятков видов. Встречены тонкостенные *Hystrichokolpoma*, угнетенные *Spiniferites*, разнообразные *Batiacasphaera*, а также *Horologinella*. На этом уровне более заметна роль *Spiniferites* spp. (*S. mirabilis*, *S. ramosus*, *S. bentorii*) и *Operculodinium* (в том числе *O. placitum*) при небольшом участии *Cribroperidinium* sp., *Lejeunecysta* sp., *Systematophora* sp., *Labyrinthodinium truncatum*, *Nematosphaeropsis*, *Batiacasphaera baculata*. Значительная редукция обитателей открытого моря свидетельствует о начале опреснения Восточного Паратетиса и усилении его изоляции от океана.

В разрезе сверхглубокой скважины (СГ-12000, глуб. 2900 м) в середине чокрака разнообразие фитопланктона существенно меньше: здесь в единичных экземплярах встречается не более шести-семи видов, постоянным среди которых является *Spiniferites sagittarius* Sütő-Szentai, 1990. Связи с открытым морем, хотя и весьма затрудненные, возможно, в это время продолжали сохраняться, так как иногда встречаются *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Impagidinium*, *Trinovantedinium*. Выше (глуб. 2880 м) фитопланктон (8% от всех палиноморф) становится более разнообразным (до 25 видов). Наряду с таксонами, приспособившимися к обитанию в опресненной обстановке, появляется все больше форм, присущих полносоленым бассейнам (*Operculodinium*, *Impagidinium*, *Lingulodinium*, *Melitasphaeridium* и др.).

Регрессия конца чокрака отразилась на составе фитопланктонного комплекса, и хотя в количественном отношении его меньше не стало (12% в пробах с глуб. 2865 м и 2854 м), но таксономически он беден и включает в равных соотношениях представителей трех родов: *Selenopemphix* (в том числе *S. nephroides*), *Spiniferites* и *Lejeunecysta* (включая *L. hyalina*). В единичных экземплярах присутствуют *Batiacasphaera baculata* и ?*Lingulodinium*.

Караган. Замыкание караганского бассейна и его еще большее распresнение по сравнению с чокракским отразилось на составе фитопланктона. В разрезе сверхглубокой скважины (СГ-12000, глубина 2798 м) он составляет 12% от суммы палиноморф. Диноцисты раннего карагана, так

же как и в терминальном чокраке, представлены только тремя родами: *Selenopemphix*, *Spiniferites* (*S. elongatus*) и *Lejeunecysta*. Доминируют виды рода *Selenopemphix*, остальные таксоны встречены в единичных экземплярах. В позднем карагане (СГ-12000, глуб. 2768 м) в результате прогрессирующего опреснения бассейна комплекс фитопланктона становится, по существу, монотаксонным и представлен угнетенными *Spiniferites*, в том числе *S. bentorii*. Иногда им сопутствуют единичные экземпляры *Tectatodinium*, *Batiacasphaera* (СГ-12000, глуб. 2725 м). Обедненность комплекса сохраняется и в кровле карагана (СГ-12000, глуб. 2643 м), где в единичных экземплярах встречены только *Spiniferites*, *Selenopemphix* и *Lejeunecysta*.

Конка. Фитопланктон конкских отложений изучен по пробам из керна СГ-12000, а также из разреза горы Зеленского Таманского п-ова. В первой половине конкского века (СГ-12000, глуб. 2633 м и 2623 м) возрастает разнообразие фитопланктона (до 20 видов), указывающее на некоторое восстановление нормально-морских палеообстановок и связей бассейна с океаном. В то же время присутствие в большом количестве прازیнофитов: крупных *Leiosphaeridia*, а также *Cymatiosphaera* – возможно, указывает на стратификацию вод, их пониженную аэрацию и сероводородное заражение, особенно в придонных слоях. Из диноцист чаще встречаются *Systematophora*, *Apteodinium* cf. *A. vescum* и *Sumatradinium*. В единичных экземплярах присутствуют *Cleistosphaeridium*, *Impagidinium*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites* (в том числе *S. ramosus*, *S. elongatus*), *Achomosphaera*, *Lejeunecysta*, *Selenopemphix*, *Huysrichosphaeropsis*, *Homotryblum*, *Batiacasphaera baculata*. На границе конки и сармата в разрезе СГ-12000 основной фон комплекса составляют *Operculodinium* и *Systematophora*.

Фитопланктонный комплекс из низов конкских отложений разреза горы Зеленского также включает свыше 20 видов с доминированием *Spiniferites* (в том числе *S. mirabilis*), *Operculodinium* (включая *O. microtrianum*), *Selenopemphix*, *Lejeunecysta*, *Lingulodinium*, *Labyrinthodinium truncatum*, *Distatodinium paradoxum*, *Trinovantedinium*, *Systematophora*, *Dapsilidinium pastielsii*, *Melitasphaeridium choanophorum*, *Impagidinium velorum*, *Homotryblum tenuispinosum*. Празинофиты и акритархи почти отсутствуют, за исключением *Cyclopsiella vieta*. Проба из средней части конки практически лишена фитопланктона и насыщена аморфным органическим веществом. В верхней части разреза вновь появляется фитопланктон, позволяющий предполагать сохранение связей конкского бассейна с открытым морем. Заметную роль в комплексе в этом интервале приобретают *Lejeunecysta beninensis* и *Spiniferites*. Отмечены cf. *Fromea*, *Tectatodinium*, *Batiacasphaera*, *Lingulodinium*, *Cometodinium*, *Sumatradinium*, *Selenopemphix*, *Huysrichosphaeropsis* и другие таксоны.

Выводы

Содержание органикостенного фитопланктона в отложениях верхнего майкопа и тархана – конки Восточного Паратетиса колеблется от 1 до 12% от общего количества палиноморф, а его видовое разнообразие меняется в широких пределах (от 1-2 до 60 видов), в зависимости от температуры

и солености бассейна. Обстановка, наиболее близкая к условиям нормальной солености, существовала в раннекавказское и позднекоцахурское время и сохранялась в тархане, периодически наблюдалась в конкское время.

Состав доминирующих таксонов менялся во времени в зависимости от гидрологии бассейна. В позднем майкопе (аквитан – бурдигал) ведущими таксонами выступали *Deflandrea spinulosa* (кавказский региоляр), *Spiniferites*, *Heteraulacacysta*, группа *Selenopemphix – Lejenecysta* (сакараул), *Batiacasphaera* (большая часть коцахура), *Cleistosphaeridium* и *Spiniferites* (в нижней и терминальной частях коцахура). Обилие *Leiosphaeridia* и *Cymatiosphaera* в отдельных интервалах разреза верхнего майкопа при одновременной редукции диноцист, вероятно, является свидетельством кислородного недонасыщения вод. В тархане доминировали тепловодные виды *Operculodinium*, которым сопутствовал таксономически разнообразный комплекс диноцист, характеризующий значительное потепление. Доминирование во второй половине раннего чокрака *Batiacasphaera* и *Hystrichokolpota* свидетельствует о палеообстановках, схожих с коцахурскими, отражающих похолодание и затрудненные морские коммуникации, приведшие в конце чокрака и раннем карагане к развитию опресненных палеообстановок, где преобладали *Selenopemphix*, *Lejeunecysta*, *Spiniferites*. На поздний караган, либо картвел, падает новый расцвет *Spiniferites*. В конкское время, по мере восстановления морских условий, кроме *Spiniferites*, возрастает роль *Operculodinium* и *Systematophora*.

Бентосные фораминиферы

Т.Н. Пинчук

Первые сведения о миоценовых бентосных фораминиферах даны в работе Э. Эйхвальда «Палеонтология России». Ф. Каррером были изучены фораминиферы из миоценовых отложений Ставрополя, Каррер и И.Ф. Синцов описали несколько видов из сарматских отложений окрестностей Кишинева (Молдова). В 30-х гг. XX века начались микропалеонтологические исследования, связанные с разведкой нефти и газа.

Изучением майкопских фораминифер Северного Кавказа и Предкавказья в XX веке занимались А.К. Богданович и А.Н. Федоров (1932), Н.Н. Субботина (1936), А.К. Богданович (1947, 1960а, 1961, 1965), Л.С. Тер-Григорьянц (1961, 1964), позднее Э.М. Бугрова (2006а, б) и др. Стратиграфическое расчленение Западного и Центрального Предкавказья по фораминиферам проведено В.А. Крашенинниковым (1958а, б, 1960), А.К. Богдановичем (1961, 1965, 1986) и Л.С. Тер-Григорьянц (1961, 1964), которые выделили зоны и слои с микрофауной в неогеновых отложениях. Слои с фораминиферами, предложенные в биостратиграфических схемах А.К. Богдановича (1965; Bogdanowicz, 1971; Неогеновая система, 1986), актуальны и на сегодняшний день. Выделенные ими комплексы фораминифер прослеживаются в Восточном Предкавказье, Крыму, Причерноморье, Азербайджане, Грузии и других районах. Продолжением этих исследований стали публикации Т.Н. Пинчук (2006, 2011) и Э.М. Бугровой (2006а, б).

В неогеновых отложениях юга Украины бентосные фораминиферы изучались В.Я. Дидковским (1962, 1964, 1966) Дидковским и З.Н. Сатановской (1970), И.Д. Коненковой (1984, 1989, 1994а, б, с Е.М. Богданович), Ю.В. Вернигоровой (2008, 2009, 2014, 2015; Вернигорова, Рябокони, 2018), Т.А. Ивановой и др. (1998, 1999, 2004, 2014). Комплексы из миоценовых отложений Грузии приводятся в работах О.И. Джанелидзе (1953, 1970), Л.С. Майсурадзе (1971, 1980; Майсурадзе и др., 2004), К.И. Койава (2006). В Азербайджане фауна фораминифер изучалась В.М. Побединой и др. (1956), М.Т. Прониной (1959).

Систематике фораминифер посвящена монография А.К. Богдановича (1952) «Милиолиды и пенероплиды». В работе Н.А. Волошиновой и Л.Г. Дайна (1952) приводятся данные о мезо-кайнозойских нонионидах, касидулинидах, хилостомелидах и рассмотрены вопросы их систематики. Справочники по фораминиферам опубликованы В.М. Побединой и ее соавторами (Победина и др., 1956) и В.Я. Дидковским и З.Н. Сатановской (1970). В этих работах дается синонимика фораминифер из миоценовых отложений Азербайджана и Украины, их стратиграфическое и географическое распространение. В работе А. Паппа и М. Шмида (Papp, Schmid, 1985) «Ископаемые фораминиферы Венского третичного бассейна», приводятся итоги ревизии коллекции А. д'Орбиньи (d'Orbigny, 1846). Работа И. Циха и его соавторов (Cicha et al., 1998) «Олигоцен-миоценовые фораминиферы Центрального Паратетиса» является атласом, в котором суммированы

данные многолетних исследований 28 ученых из 13 стран. В этой работе рассматриваются вопросы седиментологии, стратиграфии и палеонтологии Центрального Паратетиса от Баварии до Черного моря; описано около 600 основных видов фораминифер, сгруппированных согласно систематике А. Леблиха и Р. Тапана (Loeblich, Tappan, 1987).

Кавказский региоярус

В разрезах Предкавказья видовой состав планктона и бентоса в миоценовой части майкопа изучен достаточно полно (табл. 2). Общими видами для отложений всего кавказского региояруса являются: *Spiroplectamina caucasica*, *Haplophragmoides* ex gr. *kjurendagensis*, *Nodosaria calomorpha*, *Porosonion dendriculus*, *Elphidium onerosum*, *Bolivina goudkoffi*, *B.* ex gr. *floridana*, *B.* ex gr. *plicatella*, *Uvigerinella californica*, *Virgulinea eaquale*, *V.* aff. *neobuliminiformis*, *Fursenkoina schreibersiana*, которые встречаются почти во всех районах Восточного Паратетиса (Богданович, 1986).

Для раннекавказского бассейна характерен морской, относительно богатый комплекс фораминифер (около 27 родов и более 70 видов) с широким развитием родов *Virgulinea*, *Uvigerinella*, *Bolivina*, *Porosonion*, *Cibicides*. Реже встречались представители родов *Haplophragmoides* и *Spiroplectamina*, единичными раковинками представлены планктонные роды: *Globigerina* и *Sphaeroidina*. Присутствие многочисленных полигалинных видов-иммигрантов (*Virgulinea* ex gr. *pertusa*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Sphaeroidina bulloides*, *Bolivina goudkoffi* и др.) указывает на широкую связь Восточного Паратетиса со Средиземноморьем. В бассейне возникали неоавтохтоны из видов иммигрантов (*Spiroplectamina caucasica*, *Uvigerinella californica* var. *uruchensis*, *Porosonion dendriculus* и др.). Число видов, перешедших из олигоцена, невелико (*Haplophragmoides* ex gr. *kjurendagensis*, *Rotaliammina* cf. *depressa*, *Bolivina* ex gr. *plicatella*, *Globigerina officinalis* и др.). Характерными для среднего майкопа являются слои с *Uvigerinella* ex gr. *californica* – *Bolivina goudkoffi* (Bogdanowicz, 1971; Богданович, 1986), которые широко распространены в Крымско-Кавказской области.

Для позднекавказского времени характерно обеднение состава фораминифер, сопровождавшееся увеличением численности группы видов *Uvigerinella* ex gr. *californica*. Отсутствие новых видов-пришельцев указывает на затрудненную связь бассейна с открытыми морями (Богданович, 1986).

В нижнемиоценовой части Западного Предкавказья, по южному борту Западно-Кубанского передового прогиба, майкопские отложения охарактеризованы находками микрофауны достаточно полно по таксономическому составу, но бедны в количественном отношении. В разрезах скважин и обнажений было найдено более 100 видов фораминифер.

В основании разреза кавказского региояруса можно выделить появление известковистых глин с планктонной и бентосной фауной алкунской свиты (р. Фюнтв, правый приток р. Белой), где встречен комплекс *Spiroplectamina* aff. *terekensis*, *Trochammina depressa*, *Baggina* sp., *Cibicides* aff. *pseudoungerianus*, *C. almaensis*, *Caucasina* aff. *buliminoides*, *Fursenkoina*

ex gr. *pertusa*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Globigerina praebulloides*, *G. yeguaensis yeguaensis*, *Globorotalia* sp., *Guembelina gracillima* и др., характерный для вергулинелловых слоев подошвы кавказского регионаруса (Богданович, 1986) или слоев с *Fursenkoina schreibersiana* – *Caucasina* sp. (Пинчук, 2006, 2018).

Восковогорская свита содержит комплекс слоев с *Bolivina goudkoffi caucasica* (Богданович, 1965, 1986; Bogdanowicz, 1971) и охарактеризована керном по разрезам глубоких скважин южного борта Западно-Кубанского прогиба, от Хадьженской площади до Федоровской, где в глинах с прослоями сидеритизированного мергеля найдены: *Bolivina plicatella*, *B.* aff. *goudkoffi caucasica*, *Uvigerinella californica*, *U. californica uruchensis*, *Virgulinea* aff. *pertusa*, *V. eaquale*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Globorotalia* sp., *Asterigerina* aff. *bracteata*, *Cibicidina* aff. *amphisylensis*, *C.* aff. *oligocenicus* и др. В пределах платформенных фаций комплекс обогащается песчаными видами фораминифер *Haplophragmoides* aff. *kjurendagensis*, *H. stavropolensis*, *Ammodiscus tenuiculus*, *Cyclamina constrictimargo* и др. Присутствуют представители *Bolivina*, *Uvigerinella*, *Cibicides* и др., вероятно, средиземноморского происхождения. Слои с *Bolivina goudkoffi caucasica* распространены в Предкавказье, на Украине, Закавказье и в Причерноморье, в интервале нижней части кавказского регионаруса, средней части майкопской подсерии.

Слой с *Uvigerinella californica* (Богданович, 1960а, 1986; Носовский, Богданович, 1980). Комплекс содержит: *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectamina caucasica*, *Reophax splendidus*, *Cibicides ornatus*, *Uvigerinella* ex gr. *californica*, *Bolivina goudkoffi caucasica*, *Bolivina* ex gr. *floridana*, *Caucasinella elongata*, *Virgulinea aequale*, *Porosonion dendriculus*, *Rotalia propinqua*. В разрезах скважин Западно-Кубанского прогиба на площадях: Мингрельская, Федоровская, Кубанская СГ-12000 и многих других, в глинах серых, неизвестковистых найдены остатки рыб, стеррастры, растительные остатки, пиритизированные ядра диатомей и фораминиферы: *Hyperammia* sp., *Saccamina* sp., *Haplophragmoides kjurendagensis*, *Haplophragmoides* sp., *Trochamminoides* sp., *Uvigerinella* ex gr. *californica*, *Uvigerinella* sp., *Bolivina* sp., *Cibicides* aff. *stavropolensis*, *Cibicidina* sp. и др., указывающие на принадлежность к кавказскому регионарусу слоев с *Uvigerinella californica*. Слои прослеживаются в разрезах Предкавказья, Причерноморья, Крыма и Закавказья, соответствуя верхней части кавказского регионаруса, верхней части среднего майкопа.

Майкопские отложения Центрального Предкавказья фациально различаются. Южное Ставрополье характеризуется относительно глубоководными и переходными фациями с комплексами фораминифер, содержащими планктонную и бентосную микрофауну. Северное Ставрополье отличается мелководными фациями с бентосным набором фауны. Так, в разрезе стратотипа по р. Кубань в глинах алкунской свиты определены: *Ammodiscus incertus*, *Cibicides stavropolensis*, *Pseudoparella caucasica*, *Caucasina* sp., *Uvigerinella* aff. *californica*, *Bolivina* ex gr. *plicatella*, *B.* ex gr. *floridana*, *Virgulinea nebuliminiformis*, *Globigerina* sp., отсюда приведены еще *Ammodiscus tenuiculus*, *Discorbis* sp., *Quinqueloculina* sp., *Angulogerina* sp., *Globigerinella* sp., *Cibicides amphisylensis* (Nosovsky, Bogdanowicz, 1979), с преобладанием раковин *Virgulinea* и *Bolivina* (Богданович, 1986). Виды рода *Virgulinea*

встречены в раннем миоцене также на Северном Кавказе (обнажения по рр. Белая, Лаба, Урух, Фиагдон, Асса, Аргун и Сулак), в Предкавказье (разрезы по скважинам Армавирского, Грозненского, Элистинского районов), в Крыму (Вернигорова, Рябоконт, 2018) и в северной части Каспийского моря (Улановская и др., 2004).

Алкунская свита по руч. Алкун (приток р. Асса), по данным А.К. Богдановича (1960а), характеризуется фораминиферами *Porosonion* aff. *martcobi*, *Uvigerinella* ex gr. *californica*, *Angulogerina* aff. *angulosa*, *Bulimina* sp., *Globigerina* aff. *bulloides* и др.

В Северном Причерноморье кавказскому региарусу соответствует нижняя часть арабатской свиты (отложения, вмещающие фораминиферовые слои с *Haplophragmoides periferioexcavatus*), развитая вдоль Парпачского гребня на Керченском п-ове, а также неопределенная часть алагольской свиты в восточной части Керченского п-ова (Вернигорова, Рябоконт, 2018).

Таблица 2. Распространение характерных видов фораминифер в средне-верхнемайкопских отложениях Предкавказья (по: Богданович, 1960а, 1965; Тер-Григорьянц, 1964, с добавлениями автора)

№ №	Фораминиферы \ стратоны Районы	Кавказ				Сакараул				Коцахур			
		Северное Предкавказье											
		Западное	Северное	Центральное	Восточное	Западное	Северное	Центральное	Восточное	Западное	Северное	Центральное	Восточное
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	<i>Saccammina variabilis</i> Bogdanowich, 1963	x				x				x	x		x
2	<i>Saccammina zuramakensis</i> Bogdanowich, 1954									x	x	x	x
3	<i>Saccammina complanata</i> (Franke, 1912)	x				x				x			
4	<i>Saccammina bulla</i> Bogdanowich, 1960		x			x							
5	<i>Saccammina grzybowskii</i> Bogdanowich, 1960					x		x					
6	<i>Saccammina ovalis</i> Subbotina	x						x				x	x
7	<i>Saccammina suzini</i> Bogdanowich, 1954	x											x
8	<i>Hyperammina caucasica</i> Bogdanowich, 1960	x				x		x			x		
9	<i>Hyperammina djanaica</i> Bogdanowich, 1960	x	x			x							
10	<i>Ammodiscus tenuiculus</i> Subbotina, 1960	x	x		x	x							
11	<i>Ammodiscus</i> aff. <i>pellucidus</i> Andrea, 1884	x		x				x					
12	<i>Ammodiscus granatus</i> Subb.		x										x
13	<i>Ammodiscus dignus</i> Ter-Grigorjanz, 1965	x				x		x					
14	<i>Reophax dentaliniformis</i> Brady, 1881	x				x				x			
15	<i>Reophax splendida</i> Grzybowski, 1898.	x	x	x		x		x					
16	<i>Haplophragmoides deformabilis</i> Subb., 1950	x				x							

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 2

17	<i>H. stavropolensis</i> Ter-Grigorjanz, 1965	x	x				x						
18	<i>H. rotunditorsatus granatus</i> Ter-Grig, 1964	x							x				x
19	<i>H. karadjalgensis</i> Ter-Grigorjanz, 1964	x		x									
20	<i>H. ex gr. kjurendagensis</i> Morosova, 1949	x	x	x			x	x	x				
21	<i>H. kjurendagensis karadjalgensis</i> Ter-Grig.			x					x				
22	<i>H. aff. periferoexcavatus</i> Subbotina, 1936	x					x						
23	<i>H. inaequilateralis</i> Subbotina, 1936	x							x				
24	<i>H. ex gr. rotunditorsatus</i> (Hantken, 1875)	x						x	x				
25	<i>H. aff. latitorsatus</i> (Bornemann, 1855)	x							x				
26	<i>H. ex gr. canariensis</i> (d'Orbigny, 1839)								x				
27	<i>H. aff. quenquelocularis</i> Subbotina, 1960								x				
28	<i>Trochamminoides concentricus</i> Subbotina, 1960						x						
29	<i>Trochammina florifera</i> Subbotina, 1973	x					x						
30	<i>Trochammina chadumica</i> Ter-Grigorjanz, 1964		x										
31	<i>Trochammina vera</i> Ter-Grig.							x					
32	<i>Trochamminoides rotaeformis</i> Subbotina								x				
33	<i>Trochammina depressa</i> Subbotina, 1973								x				
34	<i>Ammoscalaria</i> sp.	x					x						
35	<i>Rotaliammina</i> cf. <i>depressa</i> Subbotina, 1973	x					x						
36	<i>Ammomarginulina lobsanense</i> (Andrea)			x					x				
37	<i>Cyclammina turossa</i> Ter-Grigorjanz, 1964	x					x		x				
38	<i>C. constrictimargo</i> Stewart et Stewart, 1930		x										
39	<i>Cyclammina kapustiana</i> Ter-Grigorjanz								x				
40	<i>Cyclammina kubanica</i> Ter-Grigorjanz								x				
41	<i>Pseudocyclammina transcaspensis</i> Mor., 1949	x											
42	<i>Pseudocyclammina insignidentata</i> Subbotina			x									
43	<i>Spiroplectammina carinata</i> (d'Orbigny, 1846).	x		x									
44	<i>S. terekensis</i> Bogdanowich, 1960	x	x	x	x								
45	<i>Spiroplectammina caucasica</i> Djanelidze, 1970	x		x	x	x			x			x	
46	<i>Karreriella longula</i> Subbotina, 1964								x				
47	<i>Gaudryina gracilis</i> Cushman, Laiming, 1931		x	x									
48	<i>Verneuilinoides rasilis</i> (Subbotina, 1973)			x					x				
49	<i>Verneuilinoides tripartita</i> (Subbotina, 1973)	x	x	x					x				
50	<i>Quinqueloculina</i> sp.	x	x				x	x					
51	<i>Quinqueloculina ermani</i> Bornemann								x				
52	<i>Sigmoilina</i> sp.	x					x						
53	<i>Sigmoilina tenuis</i> (Czizek)			x									
54	<i>Miliolinella circularis</i> (Bornemann)								x				
55	<i>Triloculina tricarinata</i> Orbigny			x									

Продолжение таблицы 2

56	<i>Globulina gibba</i> Orb.,						x												
57	<i>Globulina minuta</i> (Roemer)			x															
58	<i>Globulina flexa</i> Cushman et Ozawa			x															
59	<i>Guttulina irregularis</i> (Orbigny)			x															
60	<i>Nodosaria</i> sp.						x	x											
61	<i>Lagena laevigata</i> (Reuss, 1850).	x					x												
62	<i>Lagena vulgaris</i> Williamson, 1858	x	x				x												
63	<i>Lagena oblonga</i> (Reuss, 1850).			x					x										
64	<i>Lenticulina angustimargo</i> (Reuss)			x															
65	<i>Robulus inornatus</i> (Orbigny)			x															
66	<i>Ammoscalaria impexus</i> Subbotina			x															
67	<i>Discorbis</i> sp.	x				x													
68	<i>Valvulineria cubanica</i> Subb., Myatlyuk, 1953	x				x													
69	<i>Pseudoparella caucasica</i> Bogdanowich, 1960	x	x			x													
70	<i>Cibicoides almaensis</i> (Samoilova, 1947)	x					x		x										
71	<i>Cibicoides oligocenicus</i> (Samoilova, 1947)		x																
72	<i>C. pseudoungeriana</i> (Cushman, 1922).								x										
73	<i>Cibicides ornatus</i> Bogdanowich, 1960	x	x	x			x												
74	<i>Cibicides stavropilensis</i> Bogdanowich, 1960	x	x				x			x									
75	<i>Cibicidina amphisyliensis</i> (Andreae, 1884)		x			x			x										
76	<i>Pulenia bulloides</i> (Orbigny, 1826)			x															
77	<i>Asterigerina</i> aff. <i>bracteata</i> Cush.		x																
78	<i>Asterigerina lucida</i> Minakova et Myatlyuk 1953			x															
79	<i>Melonis dosularensis</i> (Khalilov, 1957)			x															
80	<i>Astrononion ergenicus</i> Bogd.								x										
81	<i>Porosononion polymorphus</i> Subb.								x	x									
82	<i>Porosononion dendriculus</i> (Khalilov, 1957)	x	x					x		x									
83	<i>Porosononion</i> aff. <i>martcobi</i> Bogd., 1950							x											
84	<i>Rotalia propinqua</i> (Reuss).		x	x															
85	<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne, 1758)	x						x											
86	<i>Elphidium onerosum</i> Bogdanowich, 1960	x							x	x	x								
87	<i>Caucasinella</i> aff. <i>elongata</i> (d'Orbigny, 1826)								x	x	x								
88	<i>Caucasina oligocenicica</i> Khalilov, 1951	x																	
89	<i>Caucasina</i> aff. <i>tumidula</i> Bogdanowich, 1960	x		x					x	x									
90	<i>Caucasina schischkinskayae</i> (Samoilova, 1947)	x		x															
91	<i>Caucasina buliminoides</i> Bogdanowich			x	x														
92	<i>Caucasinella elongata leninabadensis</i> Kusnetzova, 1964								x										
93	<i>Caucasinella kasachensis</i> Kusnezova			x															
94	<i>Caucasinella</i> sp.								x	x									
95	<i>Bulimina ovata</i> Orbigny			x							x								

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 2

96	<i>Uvigerinella californica parva</i> Kleinpell, 1938	x		x											
97	<i>Uvigerinella californica</i> Cushman, 1926	x	x	x	x										
98	<i>U. californica</i> var. <i>uruchensis</i> Bogd., 1960	x	x				x								
99	<i>Angulogerina</i> aff. <i>angulosa</i> Will.				x	x									
100	<i>Angulogerina gracilis</i> (Reuss, 1851)	x													
101	<i>Bolivina mississippiensis</i> Cushman, 1922	x		x					x						
102	<i>Bolivina goudkoffi caucasica</i> Bogd., 1960	x	x	x			x								
103	<i>Bolivina dilatata</i> Reuss, 1850				x		x								
104	<i>Bolivina</i> ex gr. <i>floridana</i> Cushman, 1918	x	x				x								
105	<i>Bolivina</i> ex gr. <i>plicatella</i> Cushman, 1930	x	x				x	x							
106	<i>Fursenkoina schreibersiana</i> (Czjzek, 1848)	x	x												
107	<i>Virgulinea</i> ex gr. <i>pertusa</i> (Reuss, 1861)	x	x	x											
108	<i>V.</i> aff. <i>neobuliminiformis</i> Kuznezova, 1964				x										
109	<i>Virgulinea eaquale</i> Z.Kusn.,		x												
110	<i>Cassidulina oblonga</i> Reuss, 1850	x		x			x		x						
111	<i>Globigerina officinalis</i> Subbotina, 1953	x													
112	<i>Globigerina</i> aff. <i>bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)	x			x	x				x					
113	<i>Globigerina</i> sp.	x				x	x								
114	<i>Globigerina tarchanensis</i> Subb., Chut., 1950							x		x					
114	<i>G. ouachitaensis ouachitaensis</i> Howe, Wall.				x					x					
115	<i>Sharoidina bulloides</i> (d'Orbigny, 1826)							x							
116	<i>Cassidulina oblonga</i> Reuss, 1850				x					x					

На северо-востоке Ставрополя в скважине Дербетовская-37, опорной для кавказского регионаруса, в аналогах алкунской свиты найдена богатая микрофауна с *Vergulinella* и *Bolivina goudkoffi*, в комплекс которой входят *Uvigerinella californica uruchensis*, *Spiroplectammia caucasica* и др. (Nosovsky, Bogdanowicz, 1979). По керну скважин (площадей Сальская, Ивановская, Ипатовская, Манычская) выделены две микрофаунистические зоны: в отложениях зеленчукской свиты – слои с *Trochamminoides concentricus* (Тер-Григорьянц, 1964), в которых постоянно присутствуют *Trochammina florifera*, *Pseudocyclammina insignidentata*, *Hyperammina* sp., *Ammodiscus tenuiculus*, *Saccammina variabilis*. В отложениях караджалгинской свиты выделены слои с *Haplophragmoides kjurendagensis* (Тер-Григорьянц, 1964), охарактеризованные многочисленным комплексом фораминифер родов *Haplophragmoides*, *Cyclammina*, *Uvigerinella*, *Cibicides* и др., впервые появляются представители родов *Nonion*, *Eponides*, а также виды *Bolivina goudkoffi* и *Spiroplectammia caucasica*.

В количественном отношении комплекс фораминифер Центрального Предкавказья богаче, чем Западного. Раннемиоценовая часть майкопа содержит здесь 68 видов, из которых 42 переходят из подстилающих отложений, включая бентосные и планктонные виды.

По скважине Новопокровская-4 комплексы бентосных фораминифер опорного разреза кавказского региояруса делятся на слои с *Bolivina goudkoffi caucasica* (интервал 790-855 м) (Носовский, Богданович, 1980) или слои с *Haplophragmoides kjurendagensis*. В состав последнего комплекса входят виды: *Haplophragmoides* aff. *kjurendagensis*, *H. stavropolensis*, *Ammodiscus perllucidus*, *Cyclammina clivosa*, С aff. *constrictimargo*, *Cibicidoides tachtaensis*, *Bolivina goudkoffi*, *B.* aff. *floridana*, *Porosonion dendriticum* и др. Выше А.К. Богдановичем выделены слои с *Uvigerinella californica* (интервал 750-790 м).

В Предкавказских разрезах слои с *Bolivina goudkoffi caucasica* и *Uvigerinella californica* не содержат планктонных фораминифер, но прослеживаются выше алкунской свиты, которая содержит планктонные фораминиферы и по наннопланктону относится к нижнему миоцену.

В Северном Причерноморье в низах нижнего миоцена в горностаевской свите характерными видами являются: *Porosonion dendriticus*, *Elphidium onerosum*, *Heterolepa ornata*, в песчаных фациях – *Spiroplectammina caucasica*, *Bolivina goudkoffi*, *Sphaeroidina variabilis* (Носовский, Семеновко в: Неогеновая система, 1986).

В отложениях юга Украины слои с *Bolivina goudkoffi caucasica* и с *Uvigerinella californica* по диноцистам датированы поздним олигоценом (хаттом). На Керченском п-ове верхнекерлеутская подсвита с теми же слоями по фораминиферам имеет по фитопланктону позднеолигоценый возраст (Вернигорова, Рябоконт, 2018; Vernyhorova, Ryabokon, 2020).

Из олигоцена перешло 52 вида, из них 15 известны и в Средиземноморье, остальные описаны в разрезах Восточного Паратетиса. Из общего числа 17 видов сохранилось до сакараульского времени, а в коцахуре встречено только восемь видов.

Сакараульский региоярус

Нижняя часть верхнего майкопа, предположительно коррелируемая с сакараулом, в Северном Предкавказье по микрофауне выделена в **слои с *Caucasinella elongata*** (Богданович, 1986; Пинчук, 2006). Комплекс содержит: *Rhabdammina cylindrica*, *Haplophragmoides* aff. *stavropolensis*, *H.* aff. *rotundidorsatus*, *Trochammina vera*, *Cibicides stavropolensis*, *Elphidium onerosum*, *Bulimina tumidula*, *Caucasinella elongata*, *Bolivina dilatata*, *B.* ex gr. *floridana*, *B.* ex gr. *plicatella* и др.

В разрезе Кубанской сверхглубокой скважины СГ-12000, расположенной в центральной части Западно-Кубанского прогиба, микрофауной охарактеризованы только средняя и верхняя части вскрытых майкопских отложений мощностью 661 м. По разрезу предполагаемых аналогов сакараула встречена обедненная микрофауна фораминифер, представленная преимущественно бентосными и, реже, планктонными видами слоев с *Caucasinella elongata* (рис. 72). В этом интервале встречены виды, перешедшие из подстилающих отложений (*Haplophragmoides kjurendagensis* и др.), и появляются характерные виды *Haplophragmoides rotundidorsatus*, *H. rotundidorsatus granatus*, *Caucasinella* aff. *elongata* и др.

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

В разрезах Западно-Предкавказской подзоны слои распространены на площадях Федоровской, Ильской, Северо-Краснодарской, Тимашевской, Выселковской, Бейсугской и др. Нижняя часть верхнего майкопа, выделяемая в слои с *Caucasinella elongata*, содержит виды: *Haplophragmoides kujurendagensis*, *Quinqueloculina* sp., *Globulina gibba*, *Bolivina mississippiensis*, *Cibicides pseudoungerianus*, *C. aff. amphisyliensis*, *Caucasinella aff. elongata*, *Caucasina schischkinskae*, *Gaudryina* sp.

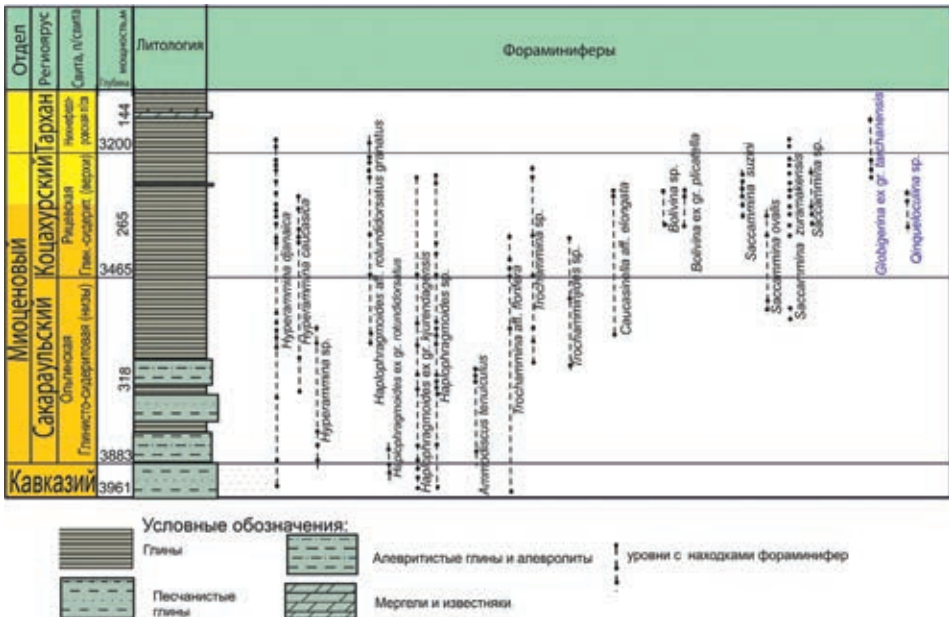


Рис. 72. Схема распространения фораминифер по разрезу нижнего – низов среднего миоцена в сверхглубокой скважине Кубанская СГ-12000

В Приазовской подзоне распространение верхнемайкопских отложений ограничено. Их отсутствие отмечается в северной части в связи с последующим размывом. Южнее породы содержат фораминиферы, характерные для нижней части верхнего майкопа: *Nodosaria* sp., *Bulimina tumidula*, *Cibicides stavropolensis*, *Cibicides* sp. Здесь выделяют слои с *Porosonion dendriticum* и слои с *Caucasinella elongata* – *Cibicides stavropolensis* (Богданович, 1965, 1986), которые содержат комплекс фораминифер с *Haplophragmoides aff. rotundidorsatus*, *Trochammina vera*, *Cibicides stavropolensis*, *Elphidium oerosum*, *Astronionion ergenicus*, *Bulimina tumidula*, *Caucasinella elongata* и др.

В Центральном Предкавказье слои с *Caucasinella elongata* содержат комплекс песчаных и секреторных форм: *Haplophragmoides rotundidorsatus*, *H. periferexcavatus*, *Trochammina depressa*, *T. inflata*, *Ammodiscus tenuiculus*, *Caucasinella elongata*, *Bulimina tumidula*, *Cibicides stavropolensis*, *C. almaensis*, *Elphidium oerosum* и др. (Тер-Григорьянц, 1964). В ольгинской свите по разрезу р. Кубань встречены *Haplophragmoides periferexcavatus*, *H. inaequilateralis*, *Hyperammia* sp., *Ammodiscus granatus*, *Trochammina*

depressa, *Trochamminoides* sp., *Cyclammina* (?) sp., *Bulimina* cf. *ovata*, *Bolivina* sp., *Globigerina* sp. (опр. Н.Н. Субботиной и А.К. Богдановича, 1961, 1986). Автором там же выделен многочисленный комплекс агглютинированных видов: *Ammodiscus* aff. *pellucidus*, *Haplophragmoides latidorsatus*, *H.* aff. *kjurendagensis*, *H. kjurendagensis karadjalgensis*, *H. periferoexcavatus*, *Pseudocyclammina* sp., *Cyclammina turosa*, *Cyclammina* sp., *C.* aff. *kapustina*, *Ammomarginulina* aff. *lobsanense*, *Rotaliammina depressa*, *Verneuilioides* aff. *rasilis* и др.

На юге Украины *Haplophragmoides rotundidorsatus* встречен в верхнем олигоцене (Вернигорова, Рябокони, 2018). В Причерноморье и на шельфе Черного моря, по данным Е.А. Краевой, этот вид присутствует в батисифоновом горизонте лоны *Caucasinella elongata* и *Haplophragmoides periferoexcavatus* (Астахова и др., 1984).

В Азербайджане к сакараулу относят слои с *Caucasinella elongata leninabadensis*, выделенные З.В. Кузнецовой (Халилов, Кузнецова, 1964), содержащие виды: *Bulimina tumidula*, *Virgulinea schreibersiana*, *Elphidium kvesanensis*, *Cibicides variolatum*, *Florilus* aff. *incisus*, *Lagena vilardeboana*, *Bolivina punctata*, *Astrononion ergenicus*, которые рассматриваются как аналоги слоев с *Caucasinella elongata*.

В Западной Грузии и Абхазии в пределах сакараульского регионаруса выделено два микрофаунистических комплекса: к нижней части отнесена «увигеринелловая зона», а к верхней – «зона» *Caucasinella* (= *Neobulimina*) *abchasiensis* (Джанелидзе, 1964, 1970).

К нижнемиоценовым формам (аквитан, бурдигал), которые мигрировали в сакараульский бассейн из южных открытых водоемов, относятся виды: *Quiqueloculina agglutinanas*, *Polymorphina incerta*, *Nonion granosus*, *Florilus boueanus*, *Virgulina pertusa*, *Bolivina floridana*, *Caucasinella elongata*, *Ammonia beccarii* и др.

Общими видами фораминифер в сакарауле для всего Восточного Паратетиса являются: *Hyperammia caucasica*, *Bolivina* ex gr. *floridana*, *Bulimina tumidula*, *Caucasinella* aff. *elongata*, *Cibicides stavropilensis*, *Astrononion ergenicus*, *Ammomarginulina depressa*, *Porosonion dendriculus*, *Elphidium onerosum* (Богданович, 1986).

Установление в сакарауле сообщения Восточного Паратетиса с нормально-морскими бассейнами привело к довольно богатому комплексу фораминифер в Северном Предкавказье (до 40 родов, 50 видов), в Грузии, Абхазии (до 38 родов и 100 видов). В бассейне преобладали представители родов *Caucasinella*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Porosonion* и др. Среди агглютинирующих выделялись виды родов *Saccammina*, *Haplophragmoides*, *Cyclammina* и др. Редкий планктон представлен единичными *Globigerina*. К видам-иммигрантам отнесены *Caucasinella* aff. *elongata*, *Bolivina* ex gr. *floridana* и др., к неоавтохтонам отнесены – *Cibicides stavropilensis*, *Caucasinella elongata leninabadensis*, *Bulimina tumidula* и др. Необходимо отметить виды, перешедшие из предшествующего бассейна кавказия: *Porosonion dendriculus*, *Hyperammia caucasica*, *Elphidium onerosum* и др.

Коцахурский регионарус

Верхняя часть верхнего майкопа отличается обедненным комплексом фораминифер, выделенным в турамминовую зону Н.Н. Субботиной (1936) или **слои с *Saccamina zuramakensis*** (Богданович, 1954, 1960а, 1986; Bogdanowicz, 1971). Характерным является приуроченность саккамин к верхней части майкопа и широкое их распространение по разрезам Предкавказья. В разрезах Керчи вид *Saccamina zuramakensis* встречен единичными раковинами в королевской свите, по данным В.Ф. Козыревой (Астахова и др., 1984). Несмотря на редкие находки саккамин и других видов фораминифер в верхней части майкопских отложений, можно провести сопоставление разных свит по территории Крымско-Кавказской области. В комплексе встречаются следующие виды: *Saccamina zuramakensis*, *S. ovalis*, *Saccamina suzini*, *Ammodiscus granatus*, *Elphidium* aff. *onerosum*. На юге Ставрополья они приурочены к рицевской свите, в северных районах отложения верхнего майкопа размыты или не отлагались.

Коцахурский бассейн отличался опресненным режимом, и сохранились только неавтохтонные виды саккамин. Однако по разрезам скважин СГ-12000 (рис. 72) и Приютнинской площади в нижней части коцахурского разреза наблюдается чередование слоев с фауной и немых толщ, с постепенным исчезновением секреционных видов майкопа, а иногда с редким появлением раковин планктона *Globigerina* sp. и *G. tarhanensis*, указывающих на связи с открытыми бассейнами.

Тарханский регионарус

Тарханский комплекс фораминифер содержит планктонные и бентосные виды, которые описаны в работах А.К. Богдановича (1947, 1951, 1965, 1986), Ф.Ф. Герке (1938), О.И. Джанелидзе (1970), В.А. Крашениникова (1959), В.А. Крашениникова и др. (2003), И.Д. Коненковой (1984), Т.А. Ивановой и др. (1998), М.Ф. Носовского и Т.А. Ивановой (2005), Т.Н. Пинчук (2006), Ю.В. Вернигоровой (2014), Т.А. Ивановой, О.В. Бондарь (2014), Л.А. Головиной и М.Е. Былинской (2020).

Тарханский бассейн характеризуется богатым комплексом фораминифер (до 46 родов и 130 видов), сформированным благодаря установлению новой связи Восточного Паратетиса с морями Тетиса и Центрального Паратетиса (табл. 2). Бентосные фораминиферы представлены преимущественно милиолидами (*Quinqueloculina*, *Sigmoilinita*, *Varidentella* (*Miliolinella*), *Triloculina*), а также представителями родов: *Nodosaria*, *Lagena*, *Bolivina*, *Caucasina*, *Guttulina*, *Polymorphina*, *Florilus* и некоторыми другими.

Таблица 3. Распространение фораминифер в отложениях тарханского региояруса в различных районах Восточного Паратетиса (по: Богданович, 1965; Джанелидзе, 1970; Крашенинников и др., 2003; Носовский, Иванова, 2005; Минашвили, Ананиашвили, 2013, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Предкавказье			Крым	Грузия		Апшеронский п-ов
		Зап.	Центр.	Вост.		Зап.	Вост.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	<i>Hyperammina</i> aff. <i>algaeformis</i> Brady, 1879		x	x				
2	<i>Hyperammina</i> sp.			x	x			
3	<i>Saccammina zuramakensis</i> Bogd., 1947	x			x			
4	<i>Saccammina ovalis</i> Subb., 1947	x			x			
5	<i>S. vulgaris</i> Bogd.	x		x				
6	<i>Trochammina</i> sp.			x		x	x	
7	<i>Haplophragmoides</i> sp.	x	x					
8	<i>Textularia tarchanensis</i> Bogd., 1950	x				x	x	
9	<i>T. deperdita</i> (Orb., 1846)	x				x	x	
10	<i>Textularia</i> sp.	x	x	x				
11	<i>Quinqueloculina akneriana</i> Orbigny, 1846		x	x	x	x		x
12	<i>Quinqueloculina akneriana rotunda</i> (Gerke, 1938)	x	x	x	x	x		
13	<i>Quinqueloculina</i> ex gr. <i>badenensis</i> Orb., 1846	x	x		x			x
14	<i>Q.</i> ex gr. <i>circularis</i> (Bornemann, 1855)	x						
15	<i>Q. boueana</i> Orbigny, 1846	x			x	x	x	x
16	<i>Q. boueana plana</i> O.Djan., 1958					x	x	
17	<i>Q. boueana levis</i> O.Djan., 1958					x	x	
18	<i>Q. grasilis</i> Karrer, 1867			x				
19	<i>O. laevigata</i> Orb., 1846		x	x		x		
20	<i>Q. ungeriana</i> Orb., 1846	x	x			x		
21	<i>Q.</i> aff. <i>cubonica</i> Bogd., 1950		x	x		x		
22	<i>Articulina</i> sp.	x	x					
23	<i>Spiroloculina</i> sp.			x				
24	<i>Siphonaperta mediterraneensis</i> (Bogd., 1950)	x	x	x	x	x		x
25	<i>Sigmoilinita haidingerii</i> (Orbigny, 1846)	x	x		x			
26	<i>Sigmoilinita tenuis</i> (Czjžek, 1848).	x	x	x	x	x	x	
27	<i>Sigmoilinita tenuis tarchanensis</i> O.Djan, 1958					x	x	
28	<i>Sigmoilinita tschokrakensis</i> (Gerke, 1938)	x			x			
29	<i>Triloculina selene</i> (Karrer, 1868)	x	x			x	x	
30	<i>Triloculina gubkini</i> (Bogd., 1947)		x	x				

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 3

31	<i>T. gibba</i> Orb., 1826	x	x			x	x	
32	<i>T. aff. austriaca</i> Orb., 1857	x				x	x	
33	<i>T. subfoliacea</i> (Bogd., 1947)	x						
34	<i>Tschokrakella parensis</i> Bogd., 1950	x	x					
35	<i>Nodosaria badensis</i> Orb. <i>caucasica</i> Bogd., 1947	x						
36	<i>Nodosaria</i> sp.	x	x					
37	<i>Nodosaria</i> ex gr. <i>soluta</i> Reuss, 1851				x			
38	<i>N. cf. marie</i> Orb., 1839					x	x	
39	<i>Nodosaria radricula</i> (Linnaeus, 1758).					x		
40	<i>N. tarchanensis</i> O.Djan., 1958					x		
41	<i>Lagena</i> sp.	x	x	x	x			
42	<i>Lagena vulgaris</i> Will., 1858.	x				x	x	
43	<i>Lagena vulgaris clavata</i> Will., 1858.					x		
44	<i>Lenticulina simplex</i> (d'Orbigny, 1846)	x				x		
45	<i>L. aff. similis</i> (Orb., 1846)		x	x		x		
46	<i>L. inornata</i> (Orb., 1846)		x	x	x	x		
47	<i>Dentalina elegans</i> Orb. 1846				x			
48	<i>Guttulina</i> sp.	x						
49	<i>G. austriaca</i> Orb.	x	x	x	x	x	x	
50	<i>G. lactea</i> (W. et J.,)				x	x		
51	<i>Discorbis tschokrakensis</i> Bogd., 1947	x	x			x		
52	<i>D. leo</i> O.Djan. 1958					x		
53	<i>D. tarchanensis</i> O.Djan., 1958					x		
54	<i>D. arcuatus</i> O.Djan., 1958					x		
55	<i>Glabratella tarchanensis</i> (O.Djan. 1952)				x	x		
56	<i>Glabratella aff. imperatoria</i> (Orb. 1839)				x			
57	<i>Siphonina aff. reticulata</i> (Czjzek, 1848)				x			
58	<i>Asterigerina risilla</i> Jarz.,				x			
59	<i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (W. et J., 1798.)	x	x	x		x	x	
60	<i>Cibicides ungerianus</i> (Orb., 1846)				x			
61	<i>Nonion punctatus</i> (Orb., 1846)				x			
62	<i>Porosonion subbotina</i> Chutzieva, 1952.	x				x	x	
63	<i>Nonionella pulchella</i> O.Djan., 1958					x	x	
64	<i>Florilus parvus</i> (Bogd., 1950)					x		
65	<i>Florilus boueanus</i> (Orb., 1826)	x	x	x	x	x	x	x
66	<i>Melonis pompilioides</i> (F. et M.)	x	x	x				
67	<i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chutz., 1950	x	x	x	x	x	x	x

Продолжение таблицы 3

68	<i>Globigerina</i> aff. <i>bollii</i> (Cita, Premoli Silva, 1960)				x			
69	<i>G. bradyi</i> Wiesner, 1931				x			
70	<i>Globigerina bulloides</i> Orb., 1826	x	x		x			x
71	<i>G. cognata</i> (Pichvanova, 1958)							
72	<i>G. officinalis</i> Subb. et Chutz., 1953	x			x			
73	<i>G. praebulloides</i> Blow, 1959	x			x			
74	<i>Globigerina dubia</i> Egger, 1857	x	x					
75	<i>Globigerina glutinata</i> Egger, 1893	x						
76	<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg, 1861)	x	x	x				
77	<i>G. opinata</i> Pichvanova, 1959	x						
78	<i>Globigerina falconensis</i> Blow, 1959	x		x	x			
79	<i>G. brevispira</i> Subbotina, 1960	x						
80	<i>Tenuitella pseudoedita</i> (Subbotina, 1960)	x	x	x				
81	<i>Tenuitella angustumbilicata</i> (Bolli, 1957)	x	x					
82	<i>Globoturborotalita woodi</i> (Jenkins, 1960)	x	x	x				
83	<i>Globoturborotalita euapertura</i> Jenkins, 1960		x					
84	<i>Paragloborotalia birnageae</i> (Blow, 1959)	x	x					
85	<i>Paragloborotalia continuosa</i> Blow, 1959	x	x		x			
86	<i>P. acrostoma</i> (Wezel, 1966)		x					
87	<i>Paragloborotalia birnageae</i> (Blow, 1959)	x	x					
88	<i>Globorotalia (Catapsydrax) scitula</i> (Brady, 1882)	x						
89	<i>Gl. (Fohsella) peripheroronda</i> (Blow, Ban., 1966)	x	x					
90	<i>Globoturborotalita euapertura</i> (Jenkins, 1960)	x		x				
91	<i>Turborotalita quinqueloba</i> (Natland, 1938)	x		x				
92	<i>Streptochilus pristinum</i> Brönnim. et Resig, 1971	x	x					
93	<i>Ciperoella anguliofficialis</i> (Blow, 1969)	x						
94	<i>Planorotalia minutissima</i> (Bolli)				x			
95	<i>Ammonia simplex</i> (Orb., 1846)				x			
96	<i>Ammonia mjalliukae</i> (Putrja)				x			
97	<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne, 1758)	x	x	x		x	x	x
98	<i>Ammonia</i> aff. <i>compacta</i> Hofker, 1964	x	x	x		x	x	

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 3

99	<i>Ammonia pseudobeccarii</i> (Putrja)				x		
100	<i>Rotalia maschanliensis</i> Pron.		x	x		x	x
101	<i>Rotalia bullaeformis</i> Pron.						x
102	<i>Elphidium</i> ex gr. <i>macellum</i> (F.et M., 1803)	x	x	x			
103	<i>Elphidium</i> aff. <i>antonina</i> (Orb. 1846)		x				
104	<i>Elphidium</i> aff. <i>fichtellianum</i> (Orb., 1846)		x	x			
105	<i>Elphidium</i> sp.						x
106	<i>Virgulina tarchanensis</i> Bogd., 1947	x				x	x
107	<i>Virgulina schreibersiana</i> Czjzek, 1848			x		x	
108	<i>Enosolenia ovulum</i> Subb. et Chutz., 1952		x	x		x	x
109	<i>Caucasinella</i> aff. <i>elongata</i> (d'Orbigny, 1826)	x	x			x	
110	<i>Bolivina tarchanensis</i> Subb. et Chutz., 1950	x	x				
111	<i>Bolivina floridana</i> Cushman, 1918	x	x				
112	<i>Caucasina</i> aff. <i>spinulifera</i> Bogd., Gavr., 1965	x					
113	<i>Pseudopolymorphina uniserias</i> Suzin, 1950	x	x				
114	<i>P. subbotinae</i>					x	
114	<i>P. compressa</i> (Orb., 1846)					x	x
115	<i>Globulina gibba</i> Orb., 1846		x	x	x		
116	<i>G. tuberculata</i> Orb., 1846						x
117	<i>G. striata</i> Egger, 1857						x
118	<i>Caudina caudata</i> (Suzin)	x	x	x	x	x	x
119	<i>Patellina corrugata</i> Will., 1858		x	x		x	
120	<i>Loxostomum colchicum</i> O.Djan., 1970					x	
121	<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss, 1850)						x
122	<i>Angulogerina angulosa</i> (Will., 1858)	x				x	
123	<i>Caucasina schischkinskaye</i> (Sam., 1947)		x	x		x	
124	<i>Caucasina buliminoides</i> Bogd., 1947	x	x	x		x	
125	<i>Cassidulina</i> sp.	x					
126	<i>Cassidulina tarchanensis</i> Chutz., 1952		x	x	x		
127	<i>C. subglodosa</i> Brady, 1881	x	x	x			
128	<i>Cassidulinoides tarchanensis</i> Chutz., 1952	x	x	x		x	
129	<i>Bolivina miocenica</i> Macf.		x	x	x		
130	<i>B. floridana</i> Cushman, 1918	x	x	x	x	x	
131	<i>B. tarchanensis</i> Subb. et Chutz., 1952	x	x	x	x	x	x
132	<i>B. fastigia</i> Cushman, 1936		x	x			

Распределение фораминифер по разрезу тархана позволяет установить характерные комплексы, выделяемые А.К. Богдановичем в качестве «зон» или слоев с фауной. Мы пользуемся вторым термином.

Кувинские слои. Нижняя часть гипостратотипа тархана в бухте Булганак сложена темно-серыми известковистыми глинами, которые содержат фораминиферы: *Saccamina zuramakensis*, *S. ovalis*, *Hyperammia* sp., *Discorbis* sp., *Cibicides* cf. *borislavensis*, *Bolivina tarchanensis* и др. (Носовский и др., 1976; Богданович, 1986). Отложения этой части разреза выделены авторами первой публикации как камышлакские слои. Однако ранее те же слои, подстилающие «тарханский мергель», были названы кувинскими (Мерклин и др., 1964), поэтому мы пользуемся последним названием, имеющим приоритет. Для ассоциации фораминифер в них А.К. Богданович (в: Невеская и др., 1975) предложил для кувинских слоев выделять **слои с *Globigerina tarchanensis* – *Saccamina zuramakensis***. Комплекс включает *Saccamina zuramakensis*, *Textularia tarchanensis*, *Quinqueloculina boueana*, *Sigmoilinita tenuis*, *Triloculina gibba*, *T. austriaca*, *Nonion granosus*, *Bolivina tarchanensis*, *Globigerina tarchanensis*, *G. parva* и др. Нижняя граница устанавливается по сокращению песчаных агглютинированных видов *Saccamina* и резкому появлению планктонных и секреторных форм тархана (Пинчук, 2006).

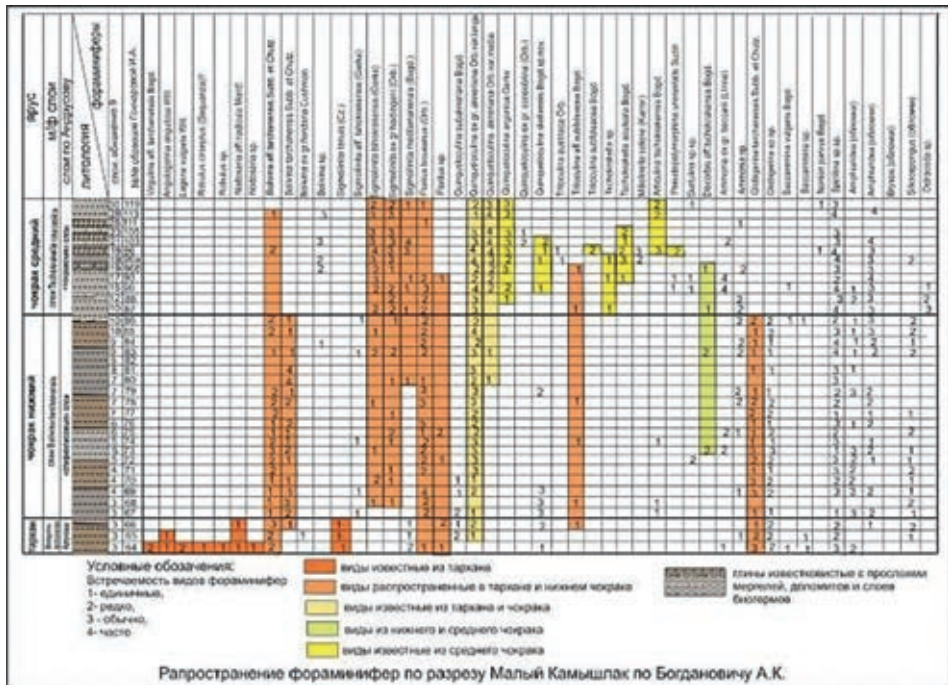
Терские слои по составу фораминифер выделялись как **слои с *Globigerina tarchanensis*** (Bogdanowicz, 1971), которые содержат наиболее полига-линный комплекс фораминифер с *Haplophragmoides periferioexcavatus*, *Textularia tarchanensis*, *Quinqueloculina boueana*, *Triloculina gibba*, *T. gubkini*, *Sigmoilinita tenuis*, *Entosolenia ovulum*, *Bolivina tarchanensis*, *B. aff. floridana*, *Uvigerina* ex gr. *pygmaea*, *Polymorphina* aff. *striata*, *Ammonoia* ex gr. *beccarii*, *Globigerina tarchanensis*, *G. parva*, *G. bulloides*, фораминиферы мелкорослые и тонкостенные, многочисленные (Пинчук, 2006). Хотя вид *Globigerina tarchanensis* встречается на разных уровнях нижнего и среднего миоцена (от сакараула до чокрака), но обычно в единичных экземплярах, а в тархане он представлен массовым количеством раковин и поэтому указывается в качестве вида-индекса среднего тархана.

Аргунские слои с *Sigmoilinita haidingerii* (Bogdanowicz, 1971), в комплексе фораминифер входят: *Bolivina tarchanensis*, *Quinqueloculina akneriana*, *Miliolinella selene*, *Sigmoilinita tarchanensis*, *S. haidingerii*, *Triloculina gibba*, *Florilus boueanus*, *Globigerina tarchanensis*. Фораминиферы мелкорослые и многочисленные (Пинчук, 2006).

Обсуждая положение границы тархана и чокрака в лектостратотипе, А.К. Богданович считал лишь самые низы «спириалисовых глин» Н.И. Андрусова (мощностью 10 м) отвечающими аргунским слоям тархана (Богданович, Гончарова, 1976). Вышележащие глины он отнес к слоям с *Bolivina tarchanensis*, которые датировал нижним чокраком, в основном по выпадению наиболее полига-линных видов (табл. 4, помечены темно-оранжевым) и доминированию эндемичных видов (помечены светло-оранжевым).

Неоген Восточного Паратетиса: региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

Таблица 4. Распространение фораминифер по разрезу Малый Камышлак по А.К. Богдановичу (неопубл. материалы к статье: Богданович, Гончарова, 1976)



Изучение «спириалисовых глин» в разрезах Малый Камышлак, Скеля и мыс Такиль многочисленными исследователями (А.К. Богдановичем, О.И. Джанелидзе, И.Д. Коненковой, Н.А. Трофимович, Ю.В. Вернигоровой и др.) показало, что граница между тарханским и чокракским регионарусми достаточно полно охарактеризована по фораминиферам. Решающее значение для проведения этой границы по фораминиферам имеет уровень появления руководящих чокракских видов, таких как *Quinqueloculina akneriana*, *Q. aff. dmitrovae*, *Q. orbignyana*, *Q. laevigata*, *Q. circularis*, *Q. selene*, *Ammonia beccarii* и др., которых много уже в нижней части «спириалисовых глин».

Позднетарханское время характеризовалось обеднением состава фораминифер, вызванным начавшейся изоляцией Восточного Паратетиса и снижением солености поверхностных вод. Исчезли характерные для раннего тархана нодозарииды, текстулярииды и некоторые другие бентосные виды, значительно снизилось количество планктонных видов (Богданович, 1986). Однако в зонах погружений еще сохранялась повышенная соленость: в некоторых разрезах глубоких свайин Западно-Кубанского прогиба (Прибрежная, Песчаная, Варавенская и др. площади, данные автора) верхнетарханские отложения характеризуются совместным нахождением фораминифер слоев *Globigerina tarchanensis* и *Sigmoilinita haidingerii*.

Сходство ряда тарханских комплексов фораминифер Восточного Паратетиса с миоценовыми центральнопаратетическими и средиземноморскими видами позволяет говорить о происхождении значительной части тархан-

ской микрофауны из одновозрастных западноевропейских морских бассейнов. Некоторые виды мигрантов неотличимы от венских или галицийско-подольских видов (*Sigmoilinita tenuis*, *Florilus boueanus* и др.) (Богданович, 1950, 1986), другие претерпели значительные эволюционные изменения и дали начало новым неоавтохтонным видам: *Textularia tarchanensis*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Nonion bogdanowiczi*, *Bolivina tarchanensis* и др. Агглютинирующий бентос встречается реже и представлен в основном родами *Hyperammina*, *Saccamina* и *Textularia*. Из них представители рода *Saccamina*, вероятно, были генетически связаны с *Saccamina zuramakensis* из коцахурского бассейна.

Чокракский региоярус

Чокракские отложения Восточного Паратетиса содержат богатую фауну фораминифер, большей частью унаследованную от тарханского бассейна. Фораминиферовые комплексы чокракских отложений Восточного Паратетиса хорошо освещены в публикациях А.А. Герке (1938), А.К. Богдановича (1947, 1960б, 1965), О.И. Джанелидзе (1970), В.А. Крашенинникова (1959, 2003), И.Д. Коненковой (1989), З.Н. Сатановской (1994), Т.А. Ивановой (1999, 2014), Т.Н. Пинчук (2006, 2011).

Стратотип чокрака расположен на Керченском п-ове, на восточном берегу оз. Чокрак и представлен известняками мелководной фации (Богданович, Гончарова, 1976). Комплекс фораминифер содержит: *Quinqueloculina akneriana akneriana*, *Q. akneriana longa*, *Discorbis figuratus*, *D. ukrainicus*, *Florilus communis*, *Ammonia maschanliensis*, *A. simplex*, *Elphidium* aff. *rugosum*, *E. rugosum atschiensis*, *Bolivina tarchanensis* и др.

Наиболее богатые комплексы фораминифер найдены автором в обнажениях по рекам Северного Кавказа (рр. Белая, Пшеха, Большой Зеленчук, Кубань и др.) и в разрезах глубоких скважин Западно-Кубанского прогиба. Выделенные комплексы отличаются значительным развитием милолид, в комплексе входят преимущественно бентосные виды, реже встречается планктон. Всего в чокраке встречено более 36 родов и 103 видов фораминифер (табл. 5). Общими видами для чокракского бассейна Восточного Паратетиса являются: *Triloculina austriaca*, *Tschokrakella caucasica*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Quinqueloculina consobrina*, *Q. akneriana*, *Milliolinella selene*, *Articulina tschokrakensis*, *Florilus parvus*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *Bolivina tarchanensis*, *Entosolenia mironovi*, *Pseudopolymorphina uniserialis* и др.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Таблица 5. Распространение фораминифер в отложениях чокракского региона в различных районах Восточного Паратетиса (по: Богданович, 1965; Джанелидзе, 1970; Крашенинников и др., 2003; Носовский, Иванова, 2005; Минашвили, Ананиашвили, 2013, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Северное Предкавказье			Крым	Грузия		Апшеронский п-ов
		Зап.	Центр.	Вост.		Зап.	Вост.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	<i>Hyperammina</i> sp.	x						
2	<i>H. aff. algaeformis</i> Brady	x	x		x			
3	<i>Hippocrepinella hirudiformis</i> Suzin		x	x				
4	<i>Saccamina vulgaris</i> Bogd., 1947	x						
5	<i>Haplophragmoides</i> sp.	x	x					
6	<i>Textularia</i> sp.	x						
8	<i>Q. akneriana akneriana</i> Orb., 1846	x	x	x	x	x	x	x
9	<i>Q. akneriana argunica</i> Gerke, 1938	x	x	x	x	x	x	
10	<i>Q. akneriana rotunda</i> Gerke, 1938	x	x	x	x	x	x	x
11	<i>Q. akneriana elongata</i> Gerke, 1938	x	x	x	x	x	x	
12	<i>Q. longiuscula</i> (Bogd., 1947)	x	x	x				x
13	<i>Q. laevigata</i> Orb.	x				x		
14	<i>Q. circularis</i> Orb., 1846	x						
15	<i>Quinqueloculina aff. pauperata</i> Orb.				x			
16	<i>Q. lachesis</i> (Kar.) var. <i>gracilissima</i> Bogd.			x	x	x	x	
17	<i>Q. pyrilla</i> (Karrer)			x		x	x	
18	<i>Q. brevis</i> Bogd., 1947	x						
19	<i>Q. ungeriana</i> Orb., 1846	x		x	x			
20	<i>Q. akneriana longa</i> Gerke, 1938	x	x	x	x	x	x	
21	<i>Q. consobrina consobrina</i> Orb., 1846	x						
22	<i>Q. badenensis</i> Orb., 1846	x	x					
23	<i>Q. orbignyana</i> Bogd., 1950	x			x			
24	<i>Q. confortata</i> Orb., 1846	x						
25	<i>Q. ex gr. circularis</i> Born.	x			x			
26	<i>Q. dmitrievae</i> (Bogd., 1950)	x		x				
27	<i>Q. serovae</i> Bogd., 1952	x		x		x	x	
28	<i>Milliolinella selene</i> (Karrer, 1938)	x	x	x	x	x		
29	<i>Tschokrakella parensis</i> Bogd., 1965	x						
30	<i>Tschokrakella caucasica</i> (Bogd., 1950)	x	x	x	x	x		x
31	<i>T. longiuscula</i> (Bogd.)	x						
32	<i>T. litoralis</i> (Bogd., 1950)	x						
33	<i>Triloculina austriaca</i> Orb.	x	x	x	x			
34	<i>T. austriaca</i> Orb. var. <i>eggeri</i> Bogd.	x						
35	<i>T. subfoliacea</i> Bogd.	x		x		x	x	
36	<i>T. gibba</i> Orb.	x						
37	<i>Siphonaperta mediterraneis</i> (Bogd.)	x	x	x	x	x	x	

Продолжение таблицы 5

38	<i>Sigmoilinita tenuis</i> Orb.	xx						
39	<i>S. haidingerii</i> Orb.	x		x	x	x	x	
40	<i>S. haidingerii haidingerii</i> Bogd.	x			x	x		
41	<i>S. haidingerii aculeata</i> Bogd.	x		x		x	x	
42	<i>S. tschokrakensis</i> Gerke, 1938	x	x	x	x	x	x	x
43	<i>S. tschokrakensis plana</i> O.Djan.					x	x	
44	<i>S. tschokrakensis media</i> Bogd.	x						
45	<i>Spiroloculina irma</i> Bogd., 1950	x	x	x		x	x	
46	<i>Flintina georgii</i> Bogd., 1950	x						
47	<i>Adelosina</i> sp.	x						
48	<i>A. aff. schreibersi</i>	x	x	x		x	x	
49	<i>Articulina tschokrakensis</i> Bogd., 1950	x		x				x
50	<i>Articulina agglutinans</i> Bogd., 1950	x						
51	<i>Articulina</i> sp.	x	x	x	x	x	x	x
52	<i>Nodobaculiella aff. sulcata</i> (Reuss)	x						
53	<i>Nodosaria</i> sp.	x						
54	<i>Lagena</i> sp.	x	x	x	x	x	x	x
55	<i>Guttulina aff. communis</i> Orb.	x						
56	<i>G. gibba</i> Orb.	x				x		
57	<i>G. austriaca</i> Orb.	x				x		
58	<i>Pseudopolymorphina uniserialis</i> Suzin	x						
59	<i>P. caudata</i> Suzin, 1950	x						
60	<i>P. tschokrakensis</i> O.Djan., 1970					x	x	
61	<i>Globulina</i> sp.	x						
62	<i>Fissurina aff. mironovi</i> Bogd.	x						
63	<i>F. marginata</i> (Mor.)	x						
64	<i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chut.	x	x	x	x	x		x
65	<i>Globigerina bulloides</i> Orb.	x			x			
66	<i>G. falconensis</i> Blow, 1959	x	x		x			
67	<i>Globigerina</i> sp.	x	x	x	x	x	x	x
68	<i>Globorotalia woodi</i> (Jenkins, 1960)	x	x		x			
69	<i>Dicrorbis tschokrakensis</i> Bogd., 1950	x			x			
70	<i>Discorbis figuratus</i> Konen.				x			
71	<i>D. kudakoensis</i> Bogd., 1965	x						
72	<i>D. klavdia</i> Bogd., 1965	x						
73	<i>D. ukrainicus</i> Satanov.				x			
74	<i>Cibicides ex gr. lobatulus</i> (Walk. et Jac.)	x						
75	<i>Cibicides</i> sp.	x						
76	<i>Florilus parvus</i> (Bogd., 1950)	x	x	x	x	x	x	
77	<i>Florilus bogdanowichi</i> Volochina	x						
78	<i>Florilus granosus parvus</i> (Bogd., 1965)	x	x	x	x	x	x	
79	<i>Florilus boueanus</i> Orb.	x	x	x		x		x

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 5

80	<i>Florilus communis</i> Orb.				x			
81	<i>Porosononion martcobi</i> (Bogd.)	x	x	x	x	x	x	x
82	<i>P. granosus</i> (Bogd.)	x	x	x				
83	<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne)	x				x		
84	<i>Ammonia</i> sp.	x	x	x	x	x	x	x
85	<i>Ammonia maschanliensis</i> (Pron.)		x		x			
86	<i>A. simplex</i> (Orb.)				x			
87	<i>Elphidium</i> ex gr. <i>macellum</i> Fish. et Molli	x	x	x	x	x	x	
88	<i>E. rugosum</i> (Orb.)	x	x	x	x			
89	<i>E. rugosum</i> (Orb.) var. <i>atschiensis</i> Suzin		x	x	x	x	x	
90	<i>Caucasinella</i> ex gr. <i>elongata</i> Orb.	x	x		x			
91	<i>Caucasina</i> sp.	x						
92	<i>Entosolenia mironovi</i> Bogd., 1947	x	x	x	x			
93	<i>E. ex. gr. marginata</i> (Walker et Boys)	x						
94	<i>Entosolenia</i> sp.	x	x	x				
95	<i>Caudina caudata</i>	x	x	x	x			
96	<i>Cassidulina</i> sp.	x		x				
97	<i>Bulimina</i> sp.	x						
98	<i>Bolivina tarchanensis</i> Subb. et Chutz., 1950	x	x	x	x	x		x
99	<i>B. ex gr. floridana</i> Cushman	x			x	x	x	x
100	<i>B. dilatata</i> Cushman	x	x	x				
101	<i>Patellina</i> aff. <i>corrugata</i> Will.	x			x			
102	<i>Turrispirillina</i> sp.	x	x	x				
103	<i>Conicospirillina</i> sp.	x						

Анализ вертикального распределения фауны фораминифер позволил А.К. Богдановичу (1950, 1971) разделить чокрак на три части. Такое подразделение ныне не является общепринятым. В случае двучленного деления чокрака нижний и средний подъярусы Богдановича соответствуют нижнему чокраку по моллюскам в понимании И.А. Гончаровой (1989). В отложениях нижнего чокрака Предкавказья доминирующими видами являлись разнообразные милиолиды: *Triloculina austriaca*, *Quinqueloculina akneriana*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Milliolinella selene*, *Ammonia maschanliensis*, *A. simplex* и многочисленные раковины *Bolivina* aff. *tarchanensis*, что позволило выделить слои с ***Bolivina tarchanensis*** (Bogdanowicz, 1971; Пинчук, 2006). Эти слои в разрезах скважин Западно-Кубанского прогиба представлены только в глубоководных фациях, по бортам они часто отсутствуют из-за размыва в связи с изменением тектонического плана в начале чокракского времени.

В среднем чокраке, в условиях изоляции Восточного Паратетиса и понижения солености, сформировалась своеобразная разнообразная микрофауна фораминифер (табл. 4), представленная как видами, перешедшими из тархана (*Siphonaperta mediterraneensis*, *Florilus parvus*, *Bolivina tarchanensis* и др.), так и новыми вселенцами, сходными с западноевропейской среднемиоце-

новой фауной, неизвестными из тархана (*Quinqueloculina* ex gr. *circularis*, *Triloculina austriaca* и др.), а также видами, свойственными только для чокрака (*Tschokrakella caucasica*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *S. tschokrakensis media* и др.). Этот комплекс, характерный для большей части чокрака, был выделен в качестве **слоев с *Tschokrakella caucasica*** (Богданович, 1960б, 1975; Bogdanowicz, 1971) с преобладанием разнообразных милиолид. Комплекс состоит в основном из многочисленных видов: *Quinqueloculina consobrina*, *Q. akneriana akneriana*, *Q. akneriana longa*, *Q. akneriana media*, *Q. akneriana rotunda*, *Q. gracilissima*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Triloculina eggeri*, *T. subfoleacea*, *Articulina tschokrakensis*, *Protelphidium granosus*, *Florilus boueanus*, *Discorbis* sp., *Bolivina* sp. *Bolivina* aff. *tarchanensis*, *Ammonia* ex gr. *beccarii* и др.

В позднем чокраке, с понижением солености вод, комплекс фораминифер постепенно сокращался в видовом отношении, появилась мелкорослая фауна **слоев с *Florilus parvus*** (Богданович, 1965; Bogdanowicz, 1971; Пинчук, 2006). Комплекс фораминифер содержит мелкорослые раковинки: *Florilus parvus*, *Quinqueloculina akneriana akneriana*, *Q. akneriana elongata*, *Q. gracilissima*, *Q. laevigata*, *Sigmoilinita tschokrakensis*, *Florilus boueanus*, *Triloculina gibba*, *Discorbis* sp. и др. Часто они представлены деформированными, карликовыми, нередко аномально развитыми раковинами. Отложения, содержащие этот комплекс фораминифер, установлены от Керченского п-ова до Мангышлака включительно и первоначально были названы «зоной *Nonion parvus*» (Богданович, 1965; Bogdanowicz, 1971).

Караганский региолярус

Фораминиферы караганского региоляруса и их распространение освещены в работах А.К. Богдановича (1965; Bogdanowicz, 1971), О.И. Джанелидзе (1970), В.А. Крашенинникова (1959), Е.М. Жгенти, Л.С. Майсурадзе (2016), Т.Н. Пинчук (2006, 2017), Ю.В. Вернигоровой (2009).

Фауна бентосных фораминифер карагана характеризуется резко обедненным составом и малочисленностью, что связано с изолированностью бассейна от вод Мирового океана, опреснением и редукцией морской фауны. Остались только обитатели моря, наиболее устойчивые к изменению солености. На территории Западного Предкавказья в обнажениях и скважинах фауна карагана представлена обедненным комплексом фораминифер **слоев с *Discorbis*** (Bogdanowicz, 1971) или с ***D. urupensis*** (согласно Пинчук, 2006), в состав которых входят виды: *Quinqueloculina consobrina*, *Q. pseudoangustissima*, *Sigmoidella caucasica*, *Nonion* sp., *Porosonion martcobi*, *Discorbis* aff. *effusus*, *Discorbis urupensis* и др. Раковины мелкорослые, встречаются в разрезах Западного Предкавказья не постоянно. Состав караганского комплекса фораминифер в Предкавказье обеднился до 39 видов, из которых 92% составляли эвригалинные виды.

Общими видами для различных районов Восточного Паратетиса являются: *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Q. ersaconica*, *Discorbis urupensis*, *D. kartvelicus*, *Nonionella karaganica*, *Cassidulina bulbiformis*. Полный комплекс караганских фораминифер составляет 39 видов из 17 родов (табл. 6).

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Чаще всего встречались виды: *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *E. cubanicum*, *Nonion bogdanowiczi*, *Discorbis urupensis*, *D. conicus*, *D. kartvelicus*, *Ammonia pschechensis*, *Cassidulina bulbiformis*. Преобладали мелкорослые, мелководные виды. В карагане скважины Кубанской СГ-12000 отмечено всего девять видов, преимущественно глубоководных форм (Савопуло и др., 1991).

Таблица 6. Распространение фораминифер в отложениях караганского региона в различных районах Восточного Паратетиса (по: Победина и др. 1956; Джанелидзе, 1970; Крашенинников и др., 2003; Жгенти, Майсурадзе, 2016, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Северное Предкавказье	Крым	Грузия		Апшеронский п-ов
				Запад.	Восточ.	
1	2	3	4	5	6	7
1	<i>Hyperammina</i> sp.	x				
2	<i>Saccammina</i> sp.	x				
3	<i>S.</i> aff. <i>vulgaris</i> Bogd.	x				
4	<i>Lagena</i> sp.	x	x	x	x	x
5	<i>Quinqueloculina</i> ex gr. <i>consobrina</i> (Orb., 1846)	x		x	x	
6	<i>Q. ersaconica</i> Krash., 1959	x		x	x	
7	<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>conforta</i> Orb.	x			x	x
8	<i>Q. gracilis</i> Karrer, 1867	x				
9	<i>Q. reussi sartaganica</i> Krash., 1959	x		x	x	
10	<i>Q.</i> sp.	x	x	x	x	x
11	<i>Miliolinella reussi</i> (Karrer, 1868)	x		x	x	
12	<i>Triloculina confirmata</i> Krach., 1959	x				
13	<i>Dendritina</i> sp.			x	x	
14	<i>Discorbis urupensis</i> Krasch., 1959	x		x		
15	<i>D. effusus</i> Krash., 1959	x		x	x	
16	<i>D. conicus</i> Bogd., 1959	x		x	x	
17	<i>D. arculus</i> Chutz.	x				x
18	<i>D. kartvelicus</i> Krash., 1959	x		x	x	
19	<i>Discorbis</i> sp.	x	x	x	x	x
20	<i>Lamarckina</i> sp.			x	x	
21	<i>Cibicides</i> sp.			x		
22	<i>Nonion</i> sp.	x	x	x	x	x
23	<i>N.</i> aff. <i>punctatus</i> (Orb., 1846)			x	x	
24	<i>Nonion</i> aff. <i>biporus</i> Krasch., 1959	x				
25	<i>Nonion</i> aff. <i>tauricus</i> Krasch., 1959	x				
26	<i>N. miocenicus</i> Pobedina et Vorosh., 1956					x
27	<i>Nonionella karaganica</i> Krash., 1959	x				
28	<i>Globigerina</i> sp.	x	x	x	x	
29	<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne)	x		x	x	x
30	<i>Rotalia pschechensis</i> Krash., 1959	x	x	x	x	
31	<i>Elphidium</i> ex gr. <i>macellum</i> (Fich. et Molli)	x	x	x	x	x
32	<i>E. cubanicum</i> Krasch., 1959	x	x	x	x	
33	<i>Florilus bogdanowichi</i> Voloch., 1950	x				

Продолжение таблицы 6

34	<i>Porosonion martcobi</i> (Bogd., 1947)	x	x	x	x	x
35	<i>Melonis</i> aff. <i>pompilioides</i> (Fisch.et Moll, 1798)	x				
36	<i>Cassidulina bulbiformis</i> Krash., 1959	x	x	x	x	
37	<i>Cassidulina micra</i> Djan.1970			x	x	
38	<i>Caucasina</i> cf.	x	x	x	x	
39	<i>Bolivina</i> sp.	x	x	x	x	x
40	<i>Bolivina</i> aff. <i>scaprata</i> Cushman, 1936	x				
41	<i>Spirillina</i> sp.	x				

В генетическом отношении караганская микрофауна происходит от чо-кракской, а эндемизм и отсутствие среди них средиземноморских видов указывает на изоляцию караганского моря от полносоленых бассейнов. Бедность микрофауны в караганских слоях может также указывать на большие глубины и, возможно, аноксические условия в придонных водах. Присутствие песчаных родов *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Saccamina* говорит о больших глубинах участков бассейна, где они обитали.

В караганском бассейне жили виды родов *Discorbis*, *Nonion*, *Elphidium*, *Quinqueloculina* и др. В Крымско-Кавказской области В.А. Крашенинников (1959) описал комплекс с мелкими и тонкостенными раковинами: *Quinqueloculina ersaconica*, *Triloculina confirmata*, *Elphidium cubanicum*, *Nonionella karaganica*, *Discorbis urupensis*, *D. effusus*, *Rotalia pshechensis*, *Cassidulina bulbiformis* и др. Караганский комплекс содержит многочисленные мелкорослые раковины представителей родов *Cassidulina* и *Discorbis*, из которых *Discorbis urupensis* наиболее часто встречается и является видом-индексом (Пинчук, 2006).

Во второй половине карагана, вероятно, была кратковременная связь Восточного Паратетиса с полносолеными бассейнами, о чем свидетельствуют находки *Caucasinella elongata*, *Dentrinita* sp. (Богданович, 1965; Джанелидзе, 1970). Автором в разрезе карагана р. Белой были найдены слои, содержащие планктонные фораминиферы, представленные видами *Globigerina bullodes*, *G.* aff. *tarchanensis* и др. В Грузии варненский горизонт также содержит мелкие формы глобигерин и роталиид (Джанелидзе, 1970). Планктонная микрофауна не получила дальнейшего развития в караганском бассейне Восточного Паратетиса на территории Предкавказья и вскоре вымерла при изменении условий обитания и опреснения бассейна.

Конкский региоярус

В Восточном Паратетисе отложения конкского региояруса распространены повсеместно и подвержены значительному фациальному изменению и неравномерному распределению микрофауны. От караганской микрофауны комплекс конки отличается присутствием фораминифер средиземноморского происхождения, более разнообразным составом и значительным развитием милиолид, булиминид, нонионид и эльфидиид, появлением множества видов, которые не встречались в подстилающих отложениях. Фауна фораминифер конкских отложений и ее распространение описаны

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

в работах А.К. Богдановича (1947, 1965, 1971), О.И. Джанелидзе (1953, 1970), В.А. Крашенинникова (1959, 1960), Крашенинникова и др. (2003), Е.М. Жгенти, Л.С. Майсурадзе (2016), Т.Н. Пинчук (2006, 2017), Ю.В. Вернигоровой (2009, 2015), Вернигоровой и др. (2006), Т.А. Ивановой, О. В. Бондар (2014).

Конкские отложения в настоящей работе подразделены на картвельские, сартаганские и веселянские слои. Положение картвельских слоев часто понимается неоднозначно. Первоначально они были отнесены Н.И. Андрусовым (1917а) к низам конки, однако многие исследователи относили их к верхней части карагана (Жижченко, 1940; Богданович, 1971; Неогеновая система, 1986). В картвельском «горизонте» О.И. Джанелидзе (1970) выделила фораминиферы караганского облика, виды которых без изменения продолжают существовать в варненских, картвельских и конкских s.str. отложениях. Она считала картвельский горизонт (как и варненский) самостоятельным, равным регионарису. Угнетенность и обедненность фауны фораминифер картвельского горизонта, представленных комплексом бентосных родов с *Discorbis*, *Nonion*, *Elphidium*, наряду с пышным расцветом *Barnea* и редкостью стеногалинных видов, указывает на стрессовые условия в картвельском бассейне.

В целом по анализу публикаций по конкским отложениям Северного Кавказа, Крыма и Грузии комплекс фораминифер представлен богатым составом (до 44 родов и 197 видов) (табл. 7).

Таблица 7. Распространение фораминифер в отложениях конкского региона в различных районах Восточного Паратетиса (по: Победина и др. 1956; Джанелидзе, 1970; Крашенинников и др., 2003; Жгенти, Майсурадзе, 2016, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Северное Предкавказье	Север. Причерноморье	Крым	Грузия		Апшеронский п-ов
					Зап.	Вост.	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	<i>Ammodiscus</i> sp.	x					
2	<i>Textularia</i> sp.				x		
3	<i>Tritaxia</i> sp.				x		
4	<i>Cornuspira involensis</i> (Reuss, 1839)	x					
5	<i>C. plicata</i> (Czjzek, 1848)	x					
6	<i>Colominella</i> aff. <i>paalzowi</i> (Cushm., 1936)				x		
7	<i>Pseudogaudryina karreriana</i> (Cushm., 1926)				x		
8	<i>Dorothia</i> sp.				x		
9	<i>Glomospira gordialis</i> (Jones & Parker, 1860).				x		
10	<i>Haplophragmoides</i> sp.	x					
11	<i>Nubecularia novorossica m. crustaformis</i> Bogd.	x		x			
14	<i>Quiquueloculina schweyeri</i> Bogd., 1952	x					
15	<i>Quiquueloculina minakovae minakovae</i> Bogd.	x	x	x	x	x	
16	<i>Q. minakovae ukrainica</i> Didk., 1961		x				

Продолжение таблицы 7

17	<i>Q. andrussovi</i> (Bogd.)	x			x	x	
18	<i>Q. badenensis</i> Orb., 1846	x		x	x	x	
19	<i>Q. badenensis badenensis</i> Orb., 1846		x				
20	<i>Q. ex gr. consobrina</i> Orb., 1846	x			x	x	
21	<i>Quinqueloculina</i> aff. <i>dilatata</i> d'Orb., 1846	x		x			
22	<i>Q. inornata</i> (Orb., 1846)	x		x	x	x	
23	<i>Quinqueloculina</i> sp.	x		x	x	x	x
24	<i>Q. aff. arneriana</i> Orb., 1864				x	x	
25	<i>Q. angustitissima</i> Krasch.,				x		
26	<i>Q. aff. angustoris</i> Bogd., 1952	x			x		
27	<i>Q. consobrina sarmatica</i> Gerke, 1952	x		x			
28	<i>Q. intermedia</i> (Karrer, 1867)	x					
29	<i>Q. collaris</i> G. et Iss., 1952	x					
30	<i>Q. irregularis</i> Serova, 1955		x	x			
31	<i>Q. reussi reussu</i> Bogd., 1947						
32	<i>Q. laticostata</i> Didk., 1961		x				
33	<i>Q. longescola</i> Didk., 1961		x				
34	<i>Adelosina konkensis</i> Bogd.	x					
35	<i>Sinuloculina microdon</i> (Reuss, 1950)	x	x	x	x	x	
36	<i>S. pseudoangustissima</i> (Krasch.)	x			x	x	
37	<i>S. inflata</i> (Orb., 1846)				x	x	
38	<i>S. consobrina consobrina</i> (Orb., 1846)				x	x	
39	<i>S. consobrina nitens</i> Reuss	x					
40	<i>Cycloforina gracilis</i> (Karrer, 1867)	x	x	x	x	x	
41	<i>Affinetrina guriana</i> (O.Djan.)				x	x	
42	<i>Triloculina gibba</i> Orb., 1846	x			x	x	
43	<i>Triloculina intermedia</i> (Karrer, 1867)				x		
44	<i>Triloculina inornata</i> d'Orb, 1846	x					
45	<i>Varidentella reussi sartaganica</i> Krasch., 1959				x	x	
46	<i>Varidentella reussi</i> (Bogd., 1947)	x			x		
47	<i>Sigmoilinita tenuissima</i> (Reuss, 1867)			x	x	x	
48	<i>Spiroloculina konkensis</i> Bogd., 1948	x	x	x			
49	<i>Spiroloculina</i> aff. <i>kolesnikovi</i> Bogd., 1952	x				x	
50	<i>Spiroloculina</i> sp.	x					x
51	<i>Siphinoperta</i> aff. <i>mediterraneensis</i> (Bogd., 1950)	x		x			
52	<i>Pyrgo controversa</i> Bogd., 1952	x					
53	<i>Pyrgo inornata</i> (d'Orbigny, 1946)				x		
54	<i>Articulina tenella konkensis</i> Bogd., 1952	x		x	x		x
55	<i>Articulina</i> aff. <i>problema</i> Bogd., 1952	x					
56	<i>cubanica</i> Bogd., 1952	x		x			
57	<i>A. vermicularis</i> Bogd., 1952	x		x			
58	<i>A. nitida gibbosula</i> Orb., 1846			x	x		x
59	<i>A. tarchancutica</i> Krash., 1959			x			
60	<i>A. tenella</i> (Eichw., 1850)						x

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 7

61	<i>A. articulinooides</i> Gerke et Iss., 1952	x					
62	<i>A. sarmatica</i> (Karrer, 1877)	x					
63	<i>A. tamanica</i> Bogd., 1952	x					
64	<i>Flintina corporata</i> Bogd., 1950	x					
65	<i>Haurina composita</i> Serova, 1955			x	x		
66	<i>H. compressa</i> Orb. 1846			x	x		
67	<i>H. guriana</i> O.Djan., 1953				x		
68	<i>H. lamarae</i> O.Djan., 1953				x		
69	<i>H. plana</i> Serova, 1955		x				
70	<i>H. podolica</i> Serova, 1955	x			x		
71	<i>H. thamarae</i> O.Djan., 1953			x	x		
72	<i>H. tumida</i> Serova, 1955				x		
73	<i>Nodobacularella</i> aff. <i>sulcata</i> (Reuss, 1850)	x		x	x	x	
74	<i>N. konkensis</i> Bogd., 1952	x		x			
75	<i>N. gracilis</i> Bogd., 1952	x		x			
76	<i>N. didkowskii</i> Bogd., 1952	x		x	x	x	
77	<i>Nodobacularella</i> sp.	x		x	x		
78	<i>Wiesnerella plana</i> Bogd., 1952	x					
79	<i>Wiesnerella</i> sp.	x		x	x		
80	<i>Dendritina elegans</i> Orb., 1846			x	x		
81	<i>Spirolina austriaca</i> (Orb., 1846)	x		x	x	x	
82	<i>S. juleana</i> (Orb., 1846)					x	
83	<i>S. konkia</i> Didk., 1959				x		
84	<i>S. ustjurtensis</i> Bogdanowicz, 1952	x			x		
85	<i>Peneroplis laevigatus</i> Karrer, 1877				x		
86	<i>Peneroplis supsensis</i> O.Djan., 1953				x		
87	<i>Borelis melo</i> (F. et M., 1803)	x		x	x	x	
88	<i>haueri</i> (Orb., 1846)	x		x			
89	<i>B. pilus</i> Serova, 1955					x	
90	<i>Nodosaria</i> sp.	x					
91	<i>Polymorphina</i> sp.	x					
92	<i>Pyrila</i> sp.	x					
93	<i>Lagena pulverulenta</i> Bogd., 1965	x		x	x	x	
94	<i>Lagena</i> sp.	x	x	x	x	x	x
95	<i>Dentalina spinosa</i> Orb., 1846	x					
96	<i>Lenticulina</i> cf. <i>affinis</i> (Orb., 1846)	x					
97	<i>L. sartaganica</i> Krash., 1949	x		x	x	x	
98	<i>L. inornata</i> (Orb., 1846)	x					
99	<i>L. simplex</i> (Orb., 1846)	x					
100	<i>Guttulina</i> sp.	x					
101	<i>Entosolenia imeretica</i> O Djan, 1953	x			x	x	x
102	<i>E. ex gr. marginata</i> (Walker et Boys, 1784)	x					
103	<i>Entosolenia</i> sp.	x	x	x	x	x	x
104	<i>Globulina gibba</i> Orb., 1846	x		x	x		
105	<i>Sigmoidella caucasica</i> Krasch., 1958	x					
106	<i>Dicrorbis squamulus</i> (Reuss, 1874)	x					

Продолжение таблицы 7

106	<i>Discorbis effusus</i> Krasch., 1958					x	
107	<i>D. supinus</i> Krasch., 1958	x					
108	<i>D. kartvelicus</i> Krasch., 1958	x		x	x	x	
109	<i>D. aff. patellinoides</i> Krasch., 1958	x					
110	<i>D. risillus</i> Bogd., 1958	x					
111	<i>D. ukrainicus</i> Satanov.	x					
112	<i>Conorbina miocenica</i> Krash., 1958			x	x		
113	<i>Eponides probatus</i> Krasch., 1958			x			
114	<i>E. repandus</i> (F. et M., 1798)	x					
115	<i>Glabratella aff. imperatoria</i> (d'Orb., 1846)	x					
116	<i>Cibicides konkensis</i> Krasch., 1959			x		x	
117	<i>Cibicides ex gr. lobatulus</i> (Walker, Jacob, 1798)	x					
118	<i>Cibicides</i> sp.	x					
119	<i>C. aff. amphisylenis</i> (Andrea, 1884)	x					
120	<i>Cibicidoides ornatus</i> (Cicha et Zapletova)	x			x		
121	<i>Hanzawaia boueana</i> (Orb., 1846)				x		
122	<i>Osangularia</i> sp.				x	x	
123	<i>Florilus boueanus</i> Orb., 1846	x		x		x	
124	<i>Florilus bogdanowichi</i> Volochina, 1950	x		x		x	
125	<i>Nonion biporus</i> Krasch., 1958	x			x		
126	<i>Florilus communis</i> (d'Orb., 1846)	x					
127	<i>Nonion granosus</i> (Orb., 1846)	x			x	x	
128	<i>N. delicatula</i> O.Djan., 1958				x		
129	<i>N. guriensis</i> O.Djan., 1958				x		
130	<i>N. polymorphus</i> Bogd., 1949				x		
131	<i>N. tauricus</i> Krasch., 1959					x	
132	<i>N. aff. tumidulus</i> Pishv., 1960	x				x	x
133	<i>Nonionella ventragranosa</i> Krasch., 1959	x					
134	<i>Nonionella karaganica</i> Krasch., 1959				x		
135	<i>Porosonion martcobi</i> (Bogd., 1947)	x			x	x	x
136	<i>P. subgranosus</i> (Egger, 1857)	x		x	x	x	
137	<i>P. guriensis</i> O. Djanelidze, 1958				x	x	
138	<i>P. subgranosum subgranosum</i> (Egger, 1857)				x	x	
139	<i>Melonis soldanii</i> (Orb., 1846)	x		x	x		
140	<i>M. pseudosoldanii</i> (Krasch., 1959)	x			x	x	
141	<i>Melonis pompilioides</i> (d'Orbigny, 1846)				x		
142	<i>Globigerina bulloides</i> Orb., 1826	x		x			
143	<i>G. dubia</i> Egger, 1857		x	x			
144	<i>G. cf. conigata</i> Pischv., 1958			x			
145	<i>G. cf. falconensis</i> Blow, 1959	x		x			
146	<i>G. tarchanensis</i> Subb. et Chutz., 1950	x		x			
147	<i>Globorotalis woodi</i> (Jenkins, 1960)	x				x	
148	<i>Paragloborotalia mayer</i> (Cus. et Ell., 1939)	x		x			
149	<i>Tenuitella clemenciae</i> (Bermudez)					x	

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 7

150	<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne, 1758)	x		x		x	
151	<i>Ammonia viennensis</i> (Orb., 1846)	x		x		x	
152	<i>Ammonia conquisita</i> Krasch., 1959	x		x			
153	<i>Ammonia</i> sp.	x		x		x	x
154	<i>Rotalia maschanliensis</i> Pron.,	x		x	x	x	
155	<i>R. conquisita</i> Krasch., 1959	x					
156	<i>Elphidium</i> ex gr. <i>macellum</i> Fish. et Molli, 1803	x		x	x	x	x
157	<i>E. kudakoense</i> Bogd., 1947	x			x	x	x
158	<i>Elphidium aculeatum</i> (Orb., 1846)	x		x	x	x	
159	<i>E. angulatum</i> (Egger, 1857)	x			x	x	
160	<i>E. joukovi</i> Serova, 1955	x		x	x	x	
161	<i>E. incertum</i> (Will., 1858)	x					
162	<i>E. antonina</i> (Orb., 1846)	x		x	x	x	
163	<i>E. farsiensis</i> Krash., 1960	x					
164	<i>E. fichtellianum</i> (Orb., 1846)					x	
165	<i>E. horridum</i> Bogd., 1965	x					
166	<i>E. koberi</i> Nollm.				x	x	
167	<i>E. multicamerum</i> Krasch., 1960	x					
168	<i>E. aff. podolicum</i> Serova, 1955	x					
169	<i>E. aff. listeri</i> Orb., 1846			x			
170	<i>E. aff. striato-punctatum</i> (F. et M., 1803)	x					
171	<i>Elphidiella artifex</i> (Serova, 1955)					x	
172	<i>Canalifera eichwaldi</i> (Bogd., 1947)	x		x	x		
173	<i>Caudina caudata</i> (Suzin, 1950)	x		x			
174	<i>Caucasinella</i> ex gr. <i>elongata</i> (Orb., 1826)	x		x	x	x	x
174	<i>Caucasina</i> sp.	x				x	x
176	<i>Fursenkoina</i> aff. <i>schreibersiana</i> Cz.	x			x		
177	<i>Bulimina</i> sp.	x	x	x	x	x	x
178	<i>B. aff. pupoides</i> Orb., 1846	x					
179	<i>B. elongata subulata</i> Cusch. et Park.			x	x	x	
180	<i>B. insignis</i> Lugzkowska, 1953	x			x		
181	<i>Bulimina rostrata</i> Brady	x					
182	<i>B. aculeata</i> Orb., 1846						x
183	<i>B. konkensis</i> Pobedina, 1956					x	x
184	<i>Buliminella elegantissima</i> (Will., 1839)	x			x		
185	<i>Entosolenia mironovi</i> Bogd., 1947	x		x			
185	<i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (Walk., Boys)	x					
186	<i>Entosolenia</i> sp.	x					
187	<i>Oolina imeretica</i> (O.Djanelidze, 1953)				x		
188	<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss, 1850)	x			x		
189	<i>Uvigerinella</i> sp.	x			x		
190	<i>Uvigerina gracilissima</i> Pobed., 1956	x			x	x	
191	<i>Angulogerina</i> aff. <i>angulosa</i> (Will., 1858)	x			x	x	x
192	<i>Cassidulina</i> sp.	x					
193	<i>Cassidulina bogdanowiczi</i> Konenkova			x			
194	<i>C. bulbiformis</i> Krasch., 1959	x			x	x	

Продолжение таблицы 7

195	<i>C. farsensis</i> Bogd., 1965	x				
196	<i>C. bulloides</i> Pobedina, 1956				x	
197	<i>Bolivina antiqua</i> Orb., 1846	x				
198	<i>B. dilatata</i> Reuss, 1850	x			x	x
199	<i>Bolivina dilitata dilitata</i> Reuss, 1850				x	x
200	<i>B. ex gr. floridana</i> Cushman, 1918	x				
201	<i>B. elegans</i> Orbigny, 1946				x	
202	<i>B. aff. tarchanensis</i> Subb. et Chutz., 1950	x				
203	<i>Pseudohastigerina</i> sp.	x			x	

Картвельские слои с богатой фауной планктонных и бентосных фораминифер встречаются в разрезе р. Белой в кровле караганских отложений: *Quinqueloculina laevigata*, *Q. consobrina*, *Q. aff. microdon*, *Q. ersaconica*, *Cibicides aff. badenensis*, *C. aff. konkoensis*, *Rotalia conquisita*, *Ammonia beccarii*, *Rotalia maschanliensis*, *Porosonion martcobi*, *Melonis soldanii*, *Nonion biporus*, *N. tauricus*, *Nonionella karaganica*, *Caucasinella elongata*, *Elphidium incertum*, *E. aff. kudakoense*, *E. horridum*, *E. angulatum*, *Discorbis supenus*, *D. kartvelicus*, *D. aff. gigae*, *D. leo*, *D. aff. imperatoris*, *Globoturbotalia woodi*, *Paragloborotalia mayer*, *Globigerina bulloides*, *G. praebulloides*, *G. sp.*, *Guembelina aff. globulosa* и др. (Пинчук, 2017).

В разрезах Тамани и Предкавказья сартаганские слои характеризуются комплексом фораминифер, обитавших в полносоленых бассейнах: *Globigerina bulloides*, *Globorotalia* sp.; среди бентосных видов, по данным В.А. Крашенинникова, А.К. Богдановича и О.И. Джанелидзе, наиболее характерными для сартаганских слоев являются: *Cycloforina gracilis*, *Varidentella reussi sartaganica*, *Articulina cubanica*, *Bolivina dilatata*, и др. (Вернигорова и др., 2006). Для сартаганских слоев характерен приход большого количества новых видов-иммигрантов (*Quinqueloculina badensis*, *Caucasinella aff. elongata* и др.), в то же время появлялись виды, заметно отклонившиеся в своем развитии от предковых форм до уровня эндемичных подвидов (*Articulina tenella konkensis*, *Melonis soldanii jarsensis* и др.). Заметная роль принадлежит появлению конкских новых видов – неоавтохтонов: *Nodobaculariella konkensis*, *Nonionella ventragranosa*, *Spirolina ustjurensis* и многих других. Сартаганский комплекс фораминифер Предкавказья характеризуется значительным развитием милиолид, булиминид, нонионид и эльфидиид, особенностью является присутствие родов *Nubecularia*, *Wiesnerella*, *Haurina*, почти неизвестных в подстилающих отложениях. Виды, широко представленные в караганских отложениях, встречаются редко. К наиболее характерным отнесены: *Cornuspira plicata*, *Quinqueloculina badenensis*, *Adelosina konkensis*, *Cycloforina gracilis*, *Simuloculina microdon*, *Nodobaculariella aff. sulcata* и др. А.К. Богданович (Bogdanowicz, 1971) выделил этот комплекс как **слои с *Adelosina konkensis***. Общими видами для сартаганских слоев различных районов Восточного Паратетиса являются: *Quinqueloculina badenensis*, *Quinqueloculina schweyeri*, *Nodobaculariella konkensis*, *Articulina tenella konkensis*, *Porosonion martcobi*, *Elphidium ex gr. macellum*, *E. kudakoense*, *E. antonina*, *Caucasinella ex gr. elongata* и др. (Богданович, 1986).

Выше по разрезу конкских отложений Тамани наблюдается значительное сокращение видового разнообразия. Единичные представители родов *Quiqueloculina*, *Bolivina*, *Nonion* – мелкие угнетенные, часто не определимые до вида. В светлом маркирующем пласте наннопланктонного мергеля на Тамани обнаружены лишь единичные экземпляры родов *Quiqueloculina*, *Fissurina*, *Cassidulina*, *Nonion*, *Florilus*, *Discorbis*, *Ammonia*. Доминируют представители рода *Elphidium*, в том числе *E. horridum*, характерный для веселянских слоев Грузии (Джанелидзе, 1970; Вернигорова, 2009).

Для веселянских слоев Предкавказья также характерно некоторое обеднение состава, начавшееся в связи с постепенной изоляцией бассейна и снижением солености вод. Исчезли самые полигалинные виды-иммигранты, и широкое развитие получили эвригалинные представители родов *Nonion*, *Elphidium* и *Quinqueloculina*. В Предкавказье этот комплекс выделен в **слои с *Elphidium horridum*** (Bogdanowicz, 1971). Общими видами для веселянских слоев различных районов Восточного Паратетиса являются: *Articulina tenella konkensis*, *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Porosonion martcobi*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *E. horridum*, *E. joukovi*, *Florilus bogdanowichi*, *Buliminella elegantissima* и др. (Богданович, 1986).

По разрезам скважин Западного Предкавказья мощность конкских отложений невелика (20-30 м), и их не всегда можно подразделить, поэтому чаще они объединяются в **слои *Adelosina konkensis* – *Elphidium horridum*** (Пинчук, 2006).

Нижняя граница конкских отложений проводится по появлению богатой полигалинной фауны фораминифер. Верхняя граница определяется по исчезновению средиземноморских видов и значительному развитию эвригалинных видов фораминифер.

Сарматский регионарус

Фораминиферы широко распространены в сарматских отложениях Восточного Паратетиса, и результаты их изучения освещены в таких работах как: А.К. Богданович и А.Н. Федоров (1932), А.К. Богданович (1947, 1952, 1960б, 1965), Богданович и Н.А. Волошинова (1949), В.М. Победина и др. (1956), В.А. Крашенинников (1958а, 1959, 1960), Крашенинников и др., 2003), М.Т. Пронина (1959), В.Я. Дидковский (1966), Дидковский, З.Н. Сатановская (1970), О.И. Джанелидзе (1953), Л.С. Майсурадзе (1971, 1980), Майсурадзе и др. (2004), К. Коиавя (2006), Т.Н. Пинчук (2006, 2011) и др.

Нижний сармат. В начале сармата Восточный Паратетис составлял единый бассейн с Центральным Паратетисом, связь с открытыми морями была прервана (Богданович, 1986) или стала затрудненной. Раннесарматская фауна фораминифер отличается бедностью (около 16 родов, более 40 видов), преобладают милиолиды, нониониды и эльфидии. Некоторая часть видов относится к конкским реликтам: *Porosonion martcobi*, *Articulina problema* и др. Значительную часть раннесарматской микрофауны составляли вселенцы из Центрального Паратетиса: *Articulina sarmatica*, *Miliolinella sarmatica*, *Parallina regina*, *Porosonion subgranosus* и др. Полный комплекс фораминифер, приуроченных к волынскому подъярису, представлен в табл. 8.

Таблица 8. Распространение фораминифер в отложениях нижнего сармата в различных районах Восточного Паратетиса (по: Победина и др., 1956; Крашенинников, 1960; Богданович, 1965, 1986; Майсурадзе и др., 2004; Коиава, 2006, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Северное Пред- кавказье	При- черно- морье	Крым	Грузия		Апше- рон- ский п-ов
					Запад.	Вост.	
1	<i>Saccamina vulgaris</i> Bogd.	x					
2	<i>Quinqueloculina collaris</i> G. et Iss., 1952	x					x
3	<i>Q. ex gr. consobrina</i> Orb., 1846	x		x	x		
4	<i>Q. aff. rnoplostoma</i> Reuss, 1874	x					
5	<i>Q. angustoris</i> (Bogd., 1952)	x	x	x			
6	<i>Q. karreri</i> Reuss, 1869	x		x			
7	<i>Q. irregularis sarmatica</i> Didk., 1961		x				
8	<i>Q. cubanica</i> Bogd., 1947	x					
9	<i>Quinqueloculina</i> sp.	x	x	x	x	x	x
10	<i>Varidentella reussi</i> (Orb., 1846)	x		x	x	x	x
11	<i>V. reussi azerbaijanica</i> (Podobina, 1956)						x
12	<i>V. sartaganica</i> (Krasch., 1960)				x	x	
13	<i>V. reussi reussu</i> Bogd., 1947	x					x
14	<i>V. sarmatica</i> (Karrer)						x
15	<i>Affinetrina guriana</i> (O. Djan., 1953)	x			x	x	
16	<i>Sinuloculina consobrina</i> (d'Orb., 1846)				x	x	
17	<i>Wiesnerella plana</i> Bogd., 1947	x					
18	<i>Fissurina cubanica</i> (Bogd., 1947)	x					
19	<i>Articulina problema</i> Bogd., 1952	x		x	x	x	
20	<i>A. tamanica</i> Bogd., 1952	x		x	x		
21	<i>A. articulinoidea</i> Gerke et Iss., 1952	x					x
22	<i>sarmatica</i> (Karrer, 1877)	x		x	x		x
23	<i>Articulina</i> sp.	x	x	x	x	x	x
24	<i>Sinuloculina nitens</i> (Reuss)				x	x	
25	<i>Discorbis perlucudus</i> Bogd.	x					
26	<i>Discorbis</i> sp.	x					
27	<i>Florilus bogdanowichi</i> Volochina, 1950	x		x	x		
28	<i>Nonion tumidulus</i> Pish., 1960				x		
29	<i>Nonion bogdanowiczi</i> Volosh., 1950			x	x	x	
30	<i>Nonion</i> sp.	x		x	x	x	x
31	<i>Porosonion subgranosus</i> (Egger, 1857)	x		x	x	x	
32	<i>Porosonion martcobi</i> (Bogd., 1947)	x		x	x	x	x
33	<i>Porosonion</i> sp.	x				x	
34	<i>Ammonia ex gr. beccarii</i> (Linne, 1758)	x		x		x	
35	<i>Elphidium ex gr. macellum</i> Fish. et Molli, 1803	x		x	x	x	x
36	<i>E. angulatum</i> (Egger, 1857)	x					
37	<i>Elphidium aculeatum</i> (Orb., 1846)	x					x
38	<i>E. crispum</i> (Linne, 1758)	x					

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 8

39	<i>E. obtusum</i> (d'Orb., 1846)				x		
40	<i>E. horridum</i> Bogd., 1965	x					
41	<i>E. echinus</i> Serova, 1955						x
42	<i>Elphidium</i> sp.	x		x	x		x
43	<i>Elphidiella artifex</i> (Serova, 1955)				x	x	
44	<i>Parellina regina</i> (Orbigny, 1846)						x
45	<i>P. regina</i> (Orb.) var. <i>caucasica</i> Bogd., 1947	x					
46	<i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (Walk. et Boys)	x		x		x	
47	<i>Entosolenia cubanica</i> Bogd., 1947	x					
48	<i>Cassidulina</i> sp.	x				x	

Для нижнесарматского комплекса характерно широкое развитие трех семейств – милиолид, нонионид, эльфидиид. К наиболее распространенным относятся виды родов: *Quinqueloculina*, *Articulina*, *Porosonion* и *Elphidium*, другие роды представлены малым числом видов.

Нижний сармат Западного Предкавказья по фораминиферам отнесен к **слоям с *Varidentella reussi*** (Богданович, 1971; Пинчук, 2006), которые делятся на два фациальных комплекса: в прибрежных и мелководных отложениях бассейна преобладают *Elphidium macellum*, *E. obtusum*, *Elphidiella artifex*, *Nonion tumidulus*, *Sinuloculina nitens*, *Porosonion subgranosum*, *P. martkobi*, *Varidentella reussi*; в отложениях более глубокого моря на мягких грунтах в большем количестве встречаются милиолиды: *Varidentella reussi*, *V. sartaganica*, *Affinetrina guriana*, *Sinuloculina consobrina*, *Quinqueloculina collaris*, сравнительно меньше *Nonion bogdanowiczi*, *Elphidium macellum*, *Porosonion martkobi*, *P. subgranosum* и др.

В Грузии выделены два комплекса: слой с ***Varidentella reussi*** и **слой с *Elphidium aculeatum*** (Майсурадзе и др., 2004). Верхняя часть нижнего сармата здесь также характеризуется различными комплексами, в зависимости от глубины бассейна осадконакопления. В отложениях прибрежной зоны в основном преобладают виды *Nonion*, *Elphidium* и *Porosonion*, а в отложениях глубокого моря ведущая роль принадлежит милиолидам: *Varidentella reussi*, *Articulina problema*, *Sinuloculina consobrina*. Наряду с милиолидами часто встречаются тонкостенные раковины нонионид: *Nonion bogdanowiczi*, *Porosonion subgranosum*.

Общими видами для разных районов Восточного Паратетиса в нижнесарматском комплексе являются: *Varidentella reussi*, *Articulina sarmatica*, *A. tatanica*, *Porosonion subgranosum*, *Porosonion martkobi*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Florilus bogdanowichi* и др. В целом комплекс содержит более 40 видов из 16 родов (табл. 8). Обилие фораминифер, их видовое разнообразие позволяют предполагать, что основная структура комплексов микрофауны сформировалась уже в раннем сармате и продолжала свое развитие в среднем.

Нижняя граница вольтинского подъяруса прослеживается по исчезновению полигалинных конкских фораминифер и по появлению *Varidentella*

reussi reussi, верхняя граница фиксируется по появлению многочисленных милиолид. Руководящими фораминиферами для нижнего сармата являются: *Varidentella reussi reussi*, *Quinqueloculina collaris*, *Articulina tamanica*.

Средний сармат. Ассоциации фораминифер состоят в основном из тех же семейств, что и в нижнем сармате, но многие из раннесарматских видов милиолид дали начало новым формам и комплексы отличаются появлением таких эндемичных родов, как *Dogielina*, *Sarmatiella*, *Meandroloculina*, также в комплексе присутствуют нубекулярии, неизвестные из подстилающих отложений.

Общими видами для разных районов Восточного Паратетиса в интервале бессарабского подъяруса являются: *Nubecularia novorossica*, *Cycloforina complanata*, *Affinetrina voloshinovaе*, *Sarmatiella costata*, *Porosonion subgranosum subgranosum*, *Porosonion martcobi*, *Florilus bogdanowiczi*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *Dogielina sarmatica* и др. (более 120 видов 30 родов – табл. 9).

Таблица 9. Распространение фораминифер в отложениях среднего сармата в различных районах Восточного Паратетиса (по: Подобина и др., 1956; Крашенинников, 1960; Богданович, 1965, 1986; Майсурадзе и др., 2004; Коиава, 2006, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Северное Пред- кавказье	При- черно- море	Крым	Грузия		Апше- рон- ский п-ов
					Запад.	Вост.	
1	2	3	4	5	6	7	8
1	<i>Saccamina vulgaris</i> Bogd., 1947	x					
2	<i>Nubecularia novorossica</i> f. <i>crustiformis</i> Bogd., 1952	x	x	x			
3	<i>N. novorossica</i> f. <i>deformis</i> Bogd., 1952	x	x				
4	<i>N. novorossica nodulus</i> Kar. et Sinz., 1876	x	x	x			
5	<i>Nubecularia</i> sp.	x					
6	<i>Varidentella reussi</i> (Bogd., 1947)	x		x	x	x	x
7	<i>V. sarmatica</i> Karrer, 1877	x		x			
8	<i>Quinqueloculina</i> sp.	x			x	x	ч
9	<i>Q. complanata</i> (Bogd., 1952)	x	x		x		
10	<i>Q. ex gr. consobrina</i> Orb., 1846	x	x	x			x
11	<i>Q. consobrina plana</i> Vol., 1952		x	x			
12	<i>Q. consobrina sarmatica</i> Gerke, 1952	x	x	x			
13	<i>Q. consobrina nitens</i> Reuss., 1869		x	x			
14	<i>Quinqueloculina odessae</i> Didk., 1961		x	x			
15	<i>Q. carina</i> Didk., 1961		x	x			
16	<i>Quinqueloculina collaris</i> (Gerke et Iss., 1952)	x			x	x	
17	<i>Q. cubanica</i> Bogd., 1947	x					
18	<i>Q. oblonga</i> Didk., 1961		x				
19	<i>Q. baranovae</i> Didk., 1961		x	x			
20	<i>Q. minakovae ukrainica</i> Didk., 1961		x				
21	<i>Q. perlucida</i> (Bogd., 1947)	x					
22	<i>Q. scythica</i> Bogd., 1965	x					

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 9

23	<i>Q. costata</i> Karr. , 1867			x			
24	<i>Q. arcuata</i> (Didk. et Gudina, 1958)		x				
25	<i>Q. corrudis</i> (Gerke et Issaeva, 1952)	x					
26	<i>Q. karreri</i> Reuss, 1869	x	x	x			
27	<i>Q. ex gr. enoplostoma</i> Reuss, 1869	x					
28	<i>Q. aff. dilatata</i> Orb., 1846	x					
29	<i>Q. perelegantissima</i> Didk. ,1961		x	x			
30	<i>Q. aff. floriformis</i> (Bogd., 1952)	x					
31	<i>Q. fasseta</i> Didk., 1961		x				
32	<i>Q. delicatula</i> Kolesnikova	x					
33	<i>Affinetrina voloshinovae</i> (Bogd., 1947)			x		x	x
34	<i>Affinetrina voloshinovae voloshinovae</i> (Bogd., 1947)	x				x	
35	<i>A. voloshinovae eldarica</i> Koiava, 2006				x	x	
36	<i>A. voloshinova pecteniformis</i> (Bogd., 1952)				x	x	x
37	<i>A. guriana</i> (O.Djan., 1953)				x	x	
38	<i>Simuloculina aff. angustoris</i> Bogd.,1952	x			x	x	
39	<i>Cycloforina complanata</i> (Gerke et Jss., 1952)	x		x		x	
40	<i>C. karreri ovata</i> (Serova, 1955)				x	x	
41	<i>Spiroloculina grosmyensis</i> Bogd., 1947	x	x	x			
42	<i>S. kolesnikovi</i> Bogd.1952	x		x			
43	<i>S. okrajantzi</i> Bogd., 1952	x		x			
44	<i>Triloculina aff. ukrainica</i> (Serova, 1955)			x			
45	<i>Triloculina ukrainica sarmatica</i> Didk., 1961		x	x			
46	<i>T. ukrainica siwaschica</i> Didk., 1961		x	x			
47	<i>Flintina tutkowskii</i> Bogd.,1952	x	x	x		x	
48	<i>F. schweyeri</i> Bogd., 1952	x					
49	<i>Wiesnerella plana</i> Bogd., 1952	x					
50	<i>Wiesnerella</i> sp.	x					
51	<i>Articulina aff. problema</i> Bogd., 1952	x		x	x	x	x
52	<i>A. articulinooides</i> (Ger. et Iss., 1952)	x			x	x	x
53	<i>A. voloshinovae</i> Bogd., 1952	x	x				
54	<i>A. sarmatica</i> (Karrer, 1877)	x		x	x	x	
55	<i>A. stelligera</i> Didk., 1958		x	x	x		
56	<i>A.apscheronica</i> Bogd., 1952	x					
57	<i>A. kalickii</i> Bogd., 1952	x					x
58	<i>A. paradoxalis</i> Bogd.	x					
59	<i>A. cf. bidentata</i> Didk.,1958	x	x				
60	<i>A. kudakoensis</i> Vol., 1952	x					
61	<i>Dogielina sarmatica</i> Bogd. et Vol., 1949	x		x	x	x	x
62	<i>D. kaptarenko</i> Didk., 1951		x		x	x	
63	<i>Sarmatiella costata</i> Bogd., 1952	x		x	x	x	
64	<i>S. moldawiensis</i> Bogd.,1952		x		x	x	
65	<i>S. prima</i> Bogd.,1952	x			x	x	
66	<i>S. tuberculata</i> Bogd., 1965	x					

Продолжение таблицы 9

67	<i>S. subtilis</i> (Bogd., 1952)					x	
68	<i>Spirolina littoralis</i> Didk., 1960		x	x			
69	<i>Peneroplis sarmaticus</i> Didk., 1960		x	x			
70	<i>Meandroloculina bodatschovi</i> Bogd., 1952	x			x		
71	<i>M. schirwanensis</i> Bogd., 1952	x			x	x	
72	<i>M. conicocameralis</i> Bogd., 1952	x					
73	<i>M. minor</i> Bogd., 1952	x					
74	<i>M. gracilis</i> Bogd., 1952	x			x	x	
75	<i>M. invenusta</i> Bogd., 1952	x					
76	<i>M. dentata</i> Bogd., 1965	x					
77	<i>M. littoralis</i> Bogd., 1952			x			
78	<i>Wiesnerella</i> sp.	x					
79	<i>Globulina gibba</i> Orb. 1846	x					
80	<i>Fissurina elongata</i> (Pobed.),				x	x	
81	<i>Fisurina cubanica</i> (Bogd., 1947)	x			x	x	
82	<i>Dicrorbis perlucidus</i> Bogd., 1947	x					
83	<i>Discorbis</i> sp.	x			x		
84	<i>Cibicides</i> ex gr. <i>lobatulus</i> (Walker et Jacob, 1798)	x					
85	<i>Cibicides</i> sp.	x					
86	<i>Florilus bogdanowiczi</i> (Vol., 1950)	x		x	x	x	
87	<i>Nonion tumidulus</i> Pish., 1960	x	x		x	x	
88	<i>N.miocenicus</i> Podobina et Volosh., 1956						x
89	<i>Nonion</i> sp.	x					
90	<i>Porosonion martcobi</i> (Bogd., 1947)	x		x			x
91	<i>Porosonion granosum</i> (d'Orb., 1846)				x	x	x
92	<i>P. subgranosum subgranosum</i> (Egger, 1857)			x		x	x
93	<i>P. subgranosum umboelata</i> (Gerke, 1960)				x	x	
94	<i>P.subgranosus</i> (Egger, 1857)	x			x	x	x
95	<i>P. hyalinum</i> (Bogd., 1960)			x	x	x	
96	<i>P. aragviensis</i> (O. Djan., 1953)					x	
97	<i>P. subgranosus</i> var. <i>perforata</i> (Didk.)		x	x			
98	<i>Ammonia</i> ex gr. <i>beccarii</i> (Linne, 1758)	x		x			
99	<i>Ammonia</i> sp.	x		x	x	x	x
100	<i>Elphidium</i> ex gr. <i>macellum</i> Fish. et Molli, 1803	x			x	x	x
101	<i>E. macellum macellum</i> (F. et M., 1803)				x	x	
102	<i>E. macellum tumidocamerale</i> Bogd, 1952				x	x	
103	<i>Elphidium aculeatum</i> (Orb., 1846)	x		x			x
104	<i>E. angulatum</i> (Egger, 1857)	x					
105	<i>E. crispum</i> (Linne, 1758)	x			x	x	x
106	<i>E. hauerinum</i> (Orb., 1846)	x			x	x	
106	<i>E. georgium</i> Veng., 1958		x	x			
107	<i>E. incertum</i> (Will., 1858)			x			
108	<i>E. fichtellianum</i> d'Orb., 1846			x	x	x	
109	<i>E. flexuosum</i> (d'Orb. 1846)				x	x	

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

Продолжение таблицы 9

110	<i>E. ukrainicum</i> Krash., 1960				x	x	
111	<i>Elphidium</i> sp.	x			x	x	x
112	<i>Parellina regina</i> (d'Orb., 1946)	x		x		x	x
113	<i>P. regina</i> (Orb.) var. <i>caucasica</i> Bogd., 1932	x					
114	<i>Neobulimina</i> sp.	x			x		
115	<i>Buliminella elegantissima</i> Orb., 1946			x			
116	<i>Entosolenia</i> ex gr. <i>marginata</i> (Walker et Boys, 1784)	x					
117	<i>Entosolenia cubanica</i> Bogd., 1947	x					
118	<i>E. irma</i> Bogd., 1952	x					
119	<i>E. karrieri</i> Bogd., 1952	x					
120	<i>E. horrida</i> Bogd., 1952	x					
121	<i>Entosolenia</i> sp.	x					
122	<i>Cassidulina</i> sp.	x			x		
123	<i>Bolivina sarmatica</i> Didk., 1959			x			
124	<i>B. nisporenica</i> Didk., 1959			x			
125	<i>B. sagittula</i> Didk., 1959			x			

Комплексы среднесарматских фораминифер Восточного Паратетиса отличаются появлением только им присущих эндемичных видов и даже родов, а также большой долей эвригалинных нонионид и эльфидиид. Развитие такого эндемизма определялось высокой степенью обособленности сарматского моря от полносоленых бассейнов и продолжавшимся его опреснением, из-за чего к концу среднесарматского времени большая часть фораминифер вымерла. В комплекс входят фораминиферы, эндемичные для сармата: род *Sarmatiella* и виды *Quiquueloculina consobrina sarmatica*, *Varidentella sarmatica*, *Triloculina ukrainica sarmatica*, *Articulina sarmatica*, *Dogielina sarmatica*, *Peneroplis sarmaticus*, *Bolivina sarmatica* и др.

В Западном Предкавказье руководящими группами милиолид являются меандролюкулины, сармателлы и виды: *Affinetrina voloshinovae*, *Quiquueloculina consobrina*, *Q. cubanica*, *Spiroloculina grosnyensis*, *Flintina tutkowski*, *Articulina apscheronica*, *A. kalinckii* и др. Для каждого района выделены свои комплексы фораминифер, диагностирующие среднесарматские отложения. Так, в Западном Предкавказье выделены **слои с *Dogielina sarmatica*** (Богданович, 1971; Пинчук, 2006). В Грузии в интервале среднего сармата выделены **слои с *Affinetrina voloshinovae***, **слои с *Porosonion aragviensis***, **слои с *Porosonion hyalinum*** (Коиавя, 2006).

Нижняя граница среднего сармата проводится по появлению богатой фауны милиолид с руководящими видами родов *Dogielina*, *Meandroloculina*, *Sarmatiella*, а также с характерными для этих отложений *Nubecularia*. Верхняя граница среднего сармата характеризуется стремительным вымиранием большей части фораминифер, остаются эвригалинные виды, обитавшие в бассейнах с пониженной соленостью.

Верхний сармат. Морские условия сохранялись лишь в погруженной части Восточного Паратетиса, а комплекс фораминифер позднего сармата обитал в условиях значительного опреснения бассейна и носил обеднен-

ный характер. Позднесарматская фауна фораминифер насчитывает не более 10 родов и 15 видов.

В разрезах Западного Предкавказья А.К. Богдановичем (1965) определены виды: *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Articulina* aff. *problema*, *Discorbis* sp., *Florilus bogdanowiczi*, *Porosonion martcobi*, *P. subgranosum subgranosum*, *Ammonia* ex gr. *beccarii*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *Entosolenia* ex gr. *marginata*, *Bolivina* sp. Комплекс составляют виды, известные из подстилающих отложений, но большинство фораминифер отличаются мелкорослостью раковин и встречаются в малом количестве. В разрезах Таманского п-ова встречен сходный комплекс фораминифер родов *Quinqueloculina* (5 видов), *Elphidium* (3 вида), *Spiroloculina*, *Sarmatiella*, *Articulina*, *Protoelphidium*. По разрезам Западного Предкавказья и в Кубанской скважине СГ-12000 для верхней части сармата выделены **слон с** *Quinqueloculina consobrina* (Пинчук, 2006).

В разрезах верхнесарматских (херсонских) отложений Северного Причерноморья В.Я. Дидковский (1964) определил карликовые формы *Porosonion subgranosum*, *Ammonia beccarii* и эльфидииды. В Крыму в верхнем сармате найдены *Quinqueloculina consobrina consobrina*.

Общими видами для разных районов Восточного Паратетиса, где распространены верхнесарматские отложения, являются виды *Elphidium macellum*, *Porosonion subgranosum*, *Florilus bogdanowiczi*, *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina* (Богданович, 1986).

Мэотический региоарус

Информация по составу и распространению мэотической фауны фораминифер известна в основном по публикациям А.К. Богдановича (1947, 1952, 1965, 1969, 1986), В.М. Побединой и др. (1956), В.Я. Дидковского (Дидковский, 1958а, б; 1966), Дидковского, З.Н. Сатановской (1970), В.А. Крашенинникова (1959), Т.Н. Пинчук (2006, 2011).

Раннемэотическая фауна фораминифер характеризуется богатством видов, свидетельствующих о возобновлении связи Восточного Паратетиса с морскими открытыми водами. Комплекс состоял в основном из видов-пришельцев средиземноморского происхождения, часто не изменившихся в процессе миграции (*Quinqueloculina gracilis*, *Cornuspira involvens*, *Elphidium macellum* и др. – до 24 родов и 68 видов) (табл. 10).

Комплекс нижнего (багеровского) подъяруса наиболее богат видами и числом особей, отличается значительным содержанием видов милиоид: *Quinqueloculina seminulum maeotica*, *Q. pseudocuneata*, *Q. gracilis*, *Q. bogatschovi*, *Q. aff. guriana*, *Q. (?) fragilis*, *Articulina arcuata*, *A. tenella maeotica*, *Nodobaculariella (?) obscura*, *Hauerina subbotinae*, *H. fulgida*, *Elphidium fedorowi*, *Spirolina poroshini*. Характерно наличие видов *Spirolina*, *Dendritina*, *Cornuspira*, *Bolivina* и значительное разнообразие *Discorbis* (табл. 9). Подчиненное положение занимают представители родов *Porosonion*, *Elphidium*, представленные теми же видами, что и в сармате. Существенно также, что в мэотисе вновь появляются представители морских родов *Caucasinella* и *Virgulina*.

Неоген Восточного Паратетиса: региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

Таблица 10. Распространение фораминифер в отложениях нижнего мэотиса в различных районах Восточного Паратетиса (по: Победина и др., 1956; Дидковский, 1958а, б, 1964; Крашенинников, 1959; Богданович, 1969, 1986; Пинчук, 2006, с дополнениями автора)

№ №	Виды фораминифер	Северное Предкавказье	Крым	Южная Украина	Апшеронский п-ов
1	2	3	4	5	6
1	<i>Cornuspira</i> aff. <i>invovens</i> (Reuss, 1839)	x			
1	<i>Nubecularia horrida</i> Bogd., 1965	x			
2	<i>Nubecularia cristellaroides</i> Terq. 1978	x		x	
3	<i>Nubecularia</i> sp.	x			x
4	<i>Quinqueloculina seminulum maeotica</i> Gerke, 1938	x	x	x	x
5	<i>Q. seminulum seminulum</i> (Linne, 1767)	x	x	x	
	<i>Q. seminulum pseudocuneata</i> Gerke	x			x
6	<i>Quinqueloculina seminulum ukrainica</i> Didk., 1961		x	x	
7	<i>Q. pseudocuneata</i> Gerke, 1938	x			x
8	<i>Q. attalica</i> Didk. 1961		x	x	
9	<i>Q. akneriana akneriana</i> Orb., 1864	x			
10	<i>Q. bogatschovi</i> Bogd., 1969	x			
11	<i>Q. aff. ludwigi</i> (Reuss, 1839)	x	x		
12	<i>Q. sulacensis</i> Gerke, 1938	x			
13	<i>Q. aff. brauni</i> (Reuss, 1839)	x			
14	<i>Q. (?) fragilis</i> Bogd., 1965	x		x	
15	<i>Q. ex gr. consobrina</i> (Orb., 1846)	x			x
16	<i>Q. consobrina maeotica</i> Didk., 1961		x	x	x
17	<i>Q. undosa</i> Karrer, 1938	x			
18	<i>Q. vermicularis</i> Karrer, 1938	x		x	
19	<i>Q. aff. chutzievae</i> Bogd., 1952	x			
20	<i>Q. consobrina sarmatica</i> Gerke, 1952			x	
21	<i>Q. venusta</i> Bogd., 1965	x		x	
22	<i>Q. maeotica</i> Didk., 1961		x	x	
23	<i>Q. lachesis</i> Karrer, 1938	x	x	x	
24	<i>Quinqueloculina</i> sp.	x	x	x	x
25	<i>Q. quadrilonga</i> (Podobina, 1956)				x
26	<i>Q. simplex</i> Podobina, 1956				x
27	<i>Affinetrina</i> aff. <i>guriana</i> (O.Djan., 1953)	x	x		
28	<i>Milliolinella circularis</i> (Born.)	x			
29	<i>Cycloforina gracilis</i> Karrer, 1867	x			
30	<i>Spirolina</i> cf. <i>stelligera</i> Didk., 1961		x	x	
31	<i>Spirolina elegans maeltica</i> Didk., 1959			x	
32	<i>Spirolina rimoso rimoso</i> Didk., 1959		x	x	
33	<i>Spirolina stelligera mucronata</i> Didk., 1959		x	x	
34	<i>Spirolina stelligera stelligera</i> Didk., 1959		x	x	
35	<i>Spiroloculina</i> sp.	x			x
36	<i>Sigmoilinita</i> sp.	x			
37	<i>Articulina arcuata</i> Bogd., 1952	x			
38	<i>A. tenella</i> (Eichw.) <i>maeotica</i> Bogd., 1969	x			

Продолжение таблицы 10

39	<i>A. sulacensis</i> Gerke, 1938	x		x	
40	<i>A. cf. stelligera</i> Didk., 1958	x	x	x	
41	<i>Articulina</i> sp.	x		x	x
42	<i>Triloculina inflata maeotica</i> Didk., 1961	x			
32	<i>T. clavata</i> Didk., 1961		x	x	
33	<i>T. nitens</i> Reuss, 1839			x	
34	<i>Nodobaculariella maeotica</i> Bogd. et Budanova, 1952,			x	
35	<i>Nodobaculariella obscura</i> Bogd., 1969	x		x	
36	<i>N. sulcata</i> (Reuss, 1839)	x			
37	<i>Nodobaculariella</i> sp.	x	x		
38	<i>Wiesnerella ex gr. plana</i> Bogd., 1952	x			
39	<i>Hauerina subbotinae</i> Bogd. et. Budanova, 1952	x	x	x	
40	<i>H. fulgida</i> Bogd., 1969	x			
41	<i>Hauerina</i> sp.	x			
42	<i>Dendritina poroshini</i> Bogd., 1965	x			
43	<i>Spirolina cf. stelligera</i> Didk., 1961	x	x	x	
44	<i>Discorbis maeotica</i> Bogd. et Kalug., 1952	x	x	x	
45	<i>Discorbis</i> sp.	x	x	x	x
46	<i>D. risillus</i> Bogd., 1958	x		x	
47	<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker et Jacob, 1798)	x			
48	<i>Cibicides</i> sp.		x	x	
49	<i>Florilus aff. bogdanowiczi</i> Vol.	x		x	
50	<i>Porosonion marcobi</i> (Bogd., 1947)	x		x	x
51	<i>P. subgranosum subgranosum</i> (Egger, 1857)	x	x		
52	<i>P. subgranosum umbrolata</i> Gerke, 1960	x	x		
53	<i>Porosonion</i> sp.	x			x
54	<i>Ammonia ex gr. beccarii</i> (Linne, 1758)	x	x	x	x
56	<i>Ammonia</i> sp.	x	x	x	x
57	<i>Elphidium ex gr. macellum</i> Fish. et Molli, 1803	x	x	x	
58	<i>Elphidium kudakoense</i> Bogd., 1947	x			
59	<i>Elphidium fedorowi</i> Bogd., 1947	x	x	x	
60	<i>Elphidium</i> sp.	x		x	x
61	<i>Caucasinella aff. elongata</i> (Orb., 1864)	x	x		
62	<i>Caucasinella</i> sp.	x		x	
63	<i>Fursenkoina aff. schreibersiana</i> Cz.	x		x	
64	<i>Entosolenia ex. gr. marginata</i> (Walker et Boys, 1784)	x		x	
65	<i>Entosolenia</i> sp.	x		x	
66	<i>Cassidulina</i> sp.	x	x		
67	<i>Bolivina ex gr. floridana</i> Cushman, 1918	x		x	
68	<i>Bolivina</i> sp.	x	x	x	
69	<i>Patellina aff. corrugata</i> Will., 1957	x			
70	<i>Spirillina</i> sp.	x		x	

Для Западного Предкавказья выделены слои с *Quinqueloculina seminulum maeotica* (Bogdanowicz, 1971; Пинчук, 2006). Комплекс содержит большое количество фораминифер, особенно милиолид, в состав входят: *Nodobaculariella maeotica*, *N. sulcata*, *Quinqueloculina seminulum maeotica*, *Q. vermicularis*, *Q. undosa*, *Cycloforina gracilis*, *Articulina tenella maeotica*, *Hauerina subbotinae*, *Nonion bogdanoviczi*, *Dendritina poroshini* и многие другие. Нижняя граница с сарматом устанавливается по появлению морских видов мэотиса. Богатый комплекс нижнего мэотиса сильно обедняется к его концу.

Мэотический комплекс фораминифер верхнего (акманайского) подъяруса весьма обеднен в видовом отношении и почти лишен средиземноморских элементов. Он соответствует новой стадии разобщения Восточного Паратетиса с полносоленным бассейном и его опреснению. Начало этого этапа знаменуется быстрым вымиранием большинства видов-иммигрантов и их вариантов, в том числе и новых эндемиков. Комплекс акманайского подъяруса очень беден (4 рода, до 10 видов), фораминиферы встречаются редко и в малом количестве, исключение составляют такие эвригалитные виды, как *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina*, *Q. seminulum*, *Porosonion martcobi*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *Ammonia* ex gr. *beccarii* и немногие другие, продолжающие свое существование не только до конца мэотиса, но и переходящие в понтический бассейн (Богданович, 1986; Пинчук, 2006).

Понтический регионарус

Понтические фораминиферы обитали в условиях значительного понижения солености, были малочисленны и представлены милиолидами, эльфидидами, боливинидами, роталиидами и некоторыми другими (около 10 видов 6 родов). Чаще встречаются виды: *Quinqueloculina seminulum*, *Q. ex gr. consobrina*, *Elphidium* ex gr. *macellum*, *Elphidium* sp., *Cassidulina* sp., *Bolivina* sp. и др. (Богданович, 1986). Фауна фораминифер носит реликтовый характер, в бассейне появляется большое количество остракод.

Планктонные фораминиферы

М.Е. Былинская

Классическая стратиграфия Восточного Паратетиса и выделение региональных подразделений, впоследствии легших в основу стратиграфической схемы неогена юга России, были основаны на изучении бентосных групп фауны, в основном моллюсков и бентосных фораминифер (Андрусов, 1884, 1912, 1923; Богданович, 1951, 1965, 1986 и др.). Это обусловлено мелководностью и, как правило, пониженной соленостью миоценовых бассейнов, в которых планктонные микроорганизмы не могли полноценно развиваться и образовывали в лучшем случае обедненные комплексы. Однако во время самых крупных проникновений океанических масс, когда устанавливалась устойчивая связь с открытыми водоемами, они проникали в бассейны Восточного Паратетиса, что позволяет проводить корреляции с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем, уточнять обстановки осадконакопления и возраст отложений.

В направлении с запада на восток разнообразие и количество планктонных фораминифер, найденных в миоценовых отложениях Паратетиса, уменьшается. Значительный комплекс планктонных фораминифер описан из Предкарпатского краевого прогиба, принадлежавшего в среднем миоцене к Центральному Паратетису, в том числе из отложений баличской свиты (Субботина и др., 1960; Bobrinskaya et al. in Cicha et al., 1998). В этой свите появляются виды планктона, неизвестные в нижележащих осадках: *Globigerina bolli*, *Globigerinoides trilobus*, *Gl. bisphericus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia scitula* (Bobrinskaya et al., 1998, p. 38), по которым эта свита была отнесена к местным слоям с *Cibicidoides budayi* и сопоставлена с оттангом (Cicha et al., 1998, fig. 23).

Перекрывающая ее богородчанская свита, сложенная зеленовато-серыми мергелями и мергелистыми глинами, отличается от других миоценовых горизонтов огромным количеством фораминифер как бентосных, так и планктонных. Наиболее характерными видами планктона здесь являются *Orbulina suturalis* Bron., *O. bilobata*, *Globigerinoides trilobus*, *Gl. bisphericus* и *Paragloborotalia mayeri*. Возраст свиты определяется, как карпат – нижнебаденский. Сходный комплекс с *Orbulina suturalis* и *Praeorbulina glomerosa* определен из нижнебаденских отложений северо-западной части Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подолии). Судя по этим комплексам планктонных фораминифер, отложения можно отнести к среднемиоценовой зоне М6 *Orbulina suturalis* (Wade et al., 2011) и скоррелировать с тарханом юга России. Кроме зонального вида, интересным компонентом этого комплекса является *Globigerina dubia*, миоценовый вид, характерный для отложений как Центрального Паратетиса, так и Северного Причерноморья.

Стратиграфически выше в Предкарпатском прогибе и вдоль края платформы залегает тирасская свита, сложенная гипсами, ангидритами и солями без фауны. Выше следует косовская свита верхнего бадения, содержащая менее разнообразный комплекс планктонных фораминифер с *Globigerinoides*

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

trilobus, *Turborotalia bykovaе* и *Paragloborotalia mayeri*. Из дашевской свиты (нижний сармат) планктонные фораминиферы не найдены. Судя по составу бентосных фораминифер, включающих многочисленных милиолид и нонионид с доминированием *Varidentella reussi*, *Porosononion (sub)granosum*, *Ammonia beccarii* (Bobrinskaya et al., 1998, p. 39), дашевский бассейн был достаточно мелководным и опресненным.

Тарханский регионарус. В Крымско-Кавказской области планктонные фораминиферы присутствуют в отложениях тарханского и конкского горизонтов среднего миоцена. До недавнего времени наиболее богатые комплексы были описаны из Крыма, тогда как из Северного Предкавказья, Западной и Восточной Грузии указывались лишь один-два вида планктона, в основном *Globigerina tarchanensis* (Крашенинников и др., 2003). В разрезах тарханского регионаруса Крыма было определено 15 видов планктонных фораминифер, в том числе *Globigerina aff. bolli*, *G. bradyi*, *G. officinalis*, *G. tarchanensis*, *Globorotalia continuosa*, *Paragloborotalia mayeri*, *Globigerinoides bisphericus* и др.

Детальные исследования разрезов тарханского регионаруса Северного Предкавказья, проведенные автором в последние годы, показали присутствие разнообразного комплекса планктонных фораминифер, хотя и обедненного по сравнению со среднемиоценовыми ассоциациями Центрального Паратетиса (Головина, Былинская, 2020). Фораминиферы характеризуются чрезвычайно мелкими размерами, и их таксономическое определение в ряде случаев требует изучения в сканирующем микроскопе. Планктонные фораминиферы изучались из тарханских отложений разрезов Чекох, Пшеха, Белая, Большой Зеленчук и Кубань (табл. 11). Наиболее подробно они изучены из разрезов рр. Пшеха и Большой Зеленчук, а также Малый Камышлак на Керченском полуострове.

Таблица 11. Распространение планктонных фораминифер в разрезах тарханских отложений Западного и Центрального Предкавказья

Виды	Разрезы				
	р. Чекох	р. Пшеха	р. Белая	Большой Зеленчук	р. Кубань (Яман-Джалга)
<i>Globigerina tarchanensis</i> Subb. et Chutz.		+	+	+	+
<i>G. falconensis</i> Blow			+		
<i>G. foliata</i> Bolli		+	+		
<i>G. dubia</i> Egger			+	+	
<i>Tenuitella angustumbilicata</i> (Bolli)		+	+	+	
<i>T. pseudoedita</i> (Subbotina)	+	+	+	+	
<i>T. munda</i> (Jenkins)	+	+	+	+	
<i>Ciperoella anguliofficialis</i> (Blow)		+	+	+	+
<i>Turborotalia quinqueloba</i> (Natland)	+	+	+	+	+
<i>Globigerinita uvula</i> (Ehrenberg)		+	+	+	+
<i>G. glutinata</i> (Egger)	+	+	+	+	
<i>Globorotaloides hexagonus</i> (Natland)		+		+	
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli)		+			
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady)		+			

Продолжение таблицы 11

<i>Gl. (Fohsella) peripheroronda</i> (Blow et Bann.)		+			
<i>Orbulina suturalis</i> Brönn.		+			
<i>Paragloborotalia birnageae</i> (Blow)		+			+
<i>P. acrostoma</i> (Wezel)		+			
<i>Globoturborotalita euapertura</i> (Jenkins)			+	+	+
<i>G. woodi</i> (Jenkins)		+		+	+
<i>Catapsydrax unicavus</i> Bolli, Loeb. et Tapp.	+	+			
<i>Globoquadrina</i> cf. <i>dehiscens</i> Chap., Parr et Coll.	+				
<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)	+				
<i>Streptochilus pristinum</i> Brönn. et Resig		+		+	

Комплекс планктонных фораминифер в разрезе тарханских отложений на р. Пшеха насчитывает 19 видов, среди которых четыре современных, а большинство остальных имеют довольно широкий стратиграфический диапазон, часто от олигоцена до миоцена. Все эти виды встречаются также и в различных разрезах ниже- и среднемиоценовых отложений Центрального Паратетиса (Spezzaferri et al., 2009; Popescu and Crihan, 2011; Beldean et al., 2012), что подтверждает существование связи между этим бассейном и Восточным Паратетисом в тархане. В разрезе на р. Пшеха находки планктонных фораминифер начинаются в слое аналога «тарханского мергеля» (терские слои), где найдены семь видов, в том числе довольно многочисленными *Globigerinita uvula*, *G. glutinata* и *Turborotalita quinqueloba*. Для последнего вида характерно большое количество аберрантных форм, что может указывать на быстрое начало трансгрессии либо стрессовые условия. Непосредственно выше по разрезу, в пачке с нарушенным залеганием найден наиболее богатый комплекс планктонных фораминифер. Наряду с перечисленными выше видами, а также *Ciperoella anguliofficinalis*, *Tenuitella munda*, *T. pseudoedita*, *Globoturborotalita woodi* и др., встречены *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *G. scitula*, и *Orbulina suturalis*. Такой состав комплекса говорит о больших глубинах и, возможно, повышении температуры. Вышележащий интервал разреза не содержит планктона, а в верхней части тархана у границы с чокраком вновь обнаруживается комплекс планктонных фораминифер с *Tenuitella munda*, *Globigerinella obesa*, *Globorotalia (F.) peripheroronda*, *Paragloborotalia acrostoma*, *Paragloborotalia* sp. и *Streptochilus pristinum*.

Виды тарханского комплекса планктонных фораминифер, найденного в разрезе на р. Пшеха, встречаются в отложениях бурдигала и лангия Трансильванского бассейна, Предкарпатского прогиба и Венского бассейна (Beldean et al., 2012 и др.). До последнего времени в изученных разрезах тарханских отложений в северном Предкавказье и на Керченском полуострове не были найдены виды планктонных фораминифер, позволяющие определить возраст точнее, чем в пределах интервала бурдигал-лангий, датированного 20,44–13,82 млн л. (International..., 2021). Комплекс планктона Восточного Паратетиса беднее, чем в Центральном, и в нем до сих пор не были найдены стратиграфические виды *Praeorbulina* и *Orbulina*. Поэтому находка в разрезе тархана по р. Пшеха *Orbulina suturalis* является столь

важной. *O. suturalis* Brönn. была описана из Тринидада (Венесуэла) и считается непосредственным потомком *Praeorbulina glomerata circularis*. Ее первое появление в Мировом океане датируется 15.10 млн л. н. и маркирует основание среднемиоценовой зоны М6 (Wade et al., 2011). Присутствие *O. suturalis* в тарханском комплексе планктонных фораминифер позволяет определять его возраст как среднемиоценовый и датировать второй половиной лангия, несмотря на значительное сходство состава с ассоциациями планктона верхней части нижнемиоценовых отложений Центрального Паратетиса.

В разрезе тархана на р. Большой Зеленчук обнаружено аналогичное распределение планктонных фораминифер в тарханских отложениях. В верхах кувинских слоев непосредственно под тарханским мергелем встречено несколько единичных экземпляров *Turborotalita quinqueloba*, *Ciperoella anguliofficialis* и *Tenuitella munda*. Терские слои (тарханский мергель) содержат богатый комплекс планктона из 13 видов, в том числе *Globigerina dubia*, *G. tarchanensis*, *Tenuitella munda*, *T. pseudoedita*, *T. angustiumbilitata*, *Globoturborotalita euapertura*, *G. woodi* и других. В вышележащих аргунских отложениях разнообразие и количество планктонных фораминифер постепенно уменьшается вверх по разрезу.

В тарханских отложениях разреза Малый Камышлак на Керченском полуострове Крыма планктонные фораминиферы распределены следующим образом. В верхней части кувинских слоев, в 15 см ниже тарханского мергеля, обнаружены немногочисленные экземпляры видов *Turborotalita quinqueloba*, *Tenuitella munda*, *Globigerina* aff. *tarchanensis*, *Ciperoella anguliofficialis*. Непосредственно под тарханским мергелем обнаружен богатый комплекс планктона, включающий *Turborotalita quinqueloba*, *Globigerina tarchanensis*, *G. dubia*, *Ciperoella anguliofficialis*, *Tenuitella munda*, *T. pseudoedita*, *Globigerinita glutinata*. На этом уровне количество планктонных фораминифер больше, и среди них встречается много аберрантных экземпляров, что может свидетельствовать о стрессовых условиях, возможно, резких изменениях солёности бассейна. По этому признаку этот слой напоминает тарханский мергель на р. Пшеха. Терские слои (тарханский мергель) в разрезе Малый Камышлак содержат *Ciperoella anguliofficialis*, *Tenuitella pseudoedita*, *T. aff. munda*, *Globigerina* aff. *dubia*, *G. aff. tarchanensis*, *Turborotalita quinqueloba*. В вышележащих аргунских слоях (в 7,5 м выше по разрезу) определены немногочисленные *Turborotalita quinqueloba*, *Tenuitella munda*, и *Globigerina* aff. *dubia*. Интересным и самым многочисленным участником комплекса этого уровня является планктонный вид *Streptochilus pristinum*, найденный также в верхнем тархане на рр. Пшеха и Большой Зеленчук. При сравнении этого распределения планктона с одновозрастными разрезами Предкавказья можно заметить, что в Крыму появление достаточно богатого комплекса планктонных фораминифер отмечается раньше, т. е. в отложениях, подстилающих тарханский мергель.

Состав планктонных фораминифер тарханского региона свидетельствует об эвтрофных условиях и прохладных температурах, что подтверждается почти полным отсутствием видов тепловодной группы *Globigerinoides*. При этом, в отличие от условий конкской трансгрессии, морской бассейн

тархана как в Крыму, так и в Предкавказье характеризовался сходными нормально-морскими условиями, судя по присутствию аналогичных планктонных комплексов.

Конкский регионорус. В конкское время состав планктона в Крымском регионе был значительно богаче, чем в Предкавказье, что позволяет предполагать ослабление влияния трансгрессии при движении на восток (Крашенинников и др., 2003). Из конкских отложений Крыма описано семь видов планктона, включая *Globigerina bulloides*, *G. dubia*, *G. cf. falconensis*, *G. tarchanensis*, *Paragloborotalia mayeri*. В Предкавказье в отложениях этого горизонта найдена только *P. mayeri*, а в Восточной Грузии *Globoturborotalita woodi* (Крашенинников и др., 2003).

Таким образом, планктонные фораминиферы проникали в бассейны как Центрального, так и Восточного Паратетиса во время отдельных эпизодов трансгрессий нижнего и среднего миоцена. В Восточном Паратетисе последняя трансгрессия, характеризующаяся присутствием в осадках планктонных фораминифер, происходила в конкском регионорусе, а сколько-нибудь значимый комплекс этого возраста известен из отложений Крыма.

Моллюски

С.В. Попов, И.А. Гончарова

Стратиграфическая схема Восточного Паратетиса первоначально строилась на изменениях комплексов двустворчатых моллюсков, состав которых определялся, прежде всего, экологическими условиями и палеогеографическими связями бассейна. Из-за приуроченности моллюсков в основном к мелководью история изменений этой группы отражает, прежде всего, события, прослеживаемые в этой зоне: трансгрессивно-регрессивную цикличность, изменения солености и газового режима в краевой зоне моря.

Кавказ

В верхнемайкопских отложениях Предкавказья на уровне септариевой, зеленчукской и караджалгинской свит моллюски неизвестны. Вероятно, они здесь не могли жить в это время из-за продолжавшегося сероводородного заражения. Моллюски встречены лишь в краевых частях бассейна: в Грузии и на северной и восточной его окраинах. Эти комплексы довольно бедны, отличаются плохой сохранностью, но повсеместно представлены морскими формами.

Наиболее представительный комплекс моллюсков северного шельфа, вероятно, имеющий аквитанский возраст, известен из сивашской подсвиты Украины. Из-за плохой сохранности (ядра и отпечатки в рыхлом песчанике) многие формы в нем определены лишь приблизительно (cf.) или до рода. Отсюда удалось указать не менее 70 видов 50 родов двустворчатых моллюсков и около 10 видов гастропод (Попов и др., 1993б, с. 195–198; Амитров, 1993;

Гончарова, Попов, 1995). Значительную долю этой фауны составляли виды, перешедшие из олигоцена, среди которых были эндемичные для Восточного Паратетиса (*Plagiocardium abundans*, *Cerastoderma prigorovskii*, *Sphenia nana* и др.). Тем не менее несомненно присутствие в этом комплексе многочисленных тепловодных родов и видов средиземноморского происхождения, отличающих его от олигоценовых (*Atrina*, *Isognomon*, *Divalinga*, *Europicardium*, *Venus* cf. *multilamella*, *Callista lilacinoides*, *Glycymeris pilosa deshayesi*, *Glossus maior*) и сближающих с позднеэгерскими моллюсковыми фаунами Центральной Европы.

Некоторые виды, общие с этим комплексом (*Plagiocardium abundans*, *Cerastoderma prigorovskii*), известны также в разрезах и скважинах Ставропольского края, Приманычья и Ергеней на уровне отложений кавказского регионаруса.

Другие, вероятно, одновозрастные комплексы (Кызыл-Кумов, кызылчинский Туркмении, гиссаракский Таджикистана) значительно беднее (вместе содержат 42 вида двустворок). По родовому составу, своей зоогеографической характеристике и, вероятно, возрасту они сопоставимы с сивашским комплексом Украины. Здесь также присутствуют как формы, перешедшие из олигоцена, так и тепловодные роды и виды – *Atrina*, *Isognomon*, *Megaxinus*, *Glycymeris pilosa deshayesi*, *Venus* sp. и *Callista lilacinoides*, отличающие их от хаттских ассоциаций Восточного Паратетиса.

Комплекс двустворчатых моллюсков южного шельфа начала миоцена известен в Закавказье – из уплисцхской свиты Грузии, Картли. Отложения охарактеризованы фауной лишь в стратотипическом разрезе ниже г. Гори. Здесь, у основания свиты в пачке 3 гравелистых песчаников (см. рис. 24-26) Т.А. Курцхалия (Курцхалия и др., 1972; Курцхалия, 1982) был найден, а позднее собран и нами довольно разнообразный комплекс моллюсков (около 30 видов – Попов и др., 1993б, табл. 9). В нем переходящими из олигоцена являются лишь несколько широко распространенных видов (*Nucula* cf. *comta*, *Glycymeris lunulata*, *Corbula gibba*). Здесь впервые появляются тепловодные средиземноморские мигранты: *Arca biangula*, *Barbatia (Cucullaearca)* sp., *B. (Obliquarca) modioliformis*, *Isognomon* cf. *maxillatus*, *Arcopagia* cf. *crassa*, *Callista lilacinoides*, *Corbula (Caryocorbula)* sp.

В основании верхней подсвиты, в прослое гравелитов пачки 5 и вышележащих конкрециях песчаников, найдены моллюски, состав которых близок к нижележащему комплексу, но отличается присутствием еще нескольких тепловодных форм (Попов и др., 1993б, табл. 10): *Palliolium incomparabile*, *Stena squamosa*, *Cardita calyculata*, *Cerithium* sp., *Nassarius* sp., *Olivia flammulata*.

Сакараул

Комплекс моллюсков сакараула Грузии более представительен (около 90 видов двустворчатых моллюсков и более 50 видов гастропод – Хара-тишвили, 1952; Попов и др., 1993б), хотя и описанные из него виды, несомненно, далеко не отражают богатства этой фауны. Крупные размеры моллюсков, их разнообразие, присутствие субтропических и некоторых

тропических родов свидетельствуют об их тепловодности. Среди видов широкого географического распространения довольно много общих с эггенбургом Центральной Европы (более 35%), но почти нет видов, общих с бурдигальской фауной Средиземноморья и Аквитании и при этом неизвестных в эггенбургских комплексах. В то же время в составе сакараульской фауны довольно много аллохтонных видов, остающихся пока условными эндемиками. Степень преимущества этой фауны от олигоценовой примерно такая же, как у эггенбургской – около 40%.

Комплекс моллюсков ольгинской свиты Предкавказья приурочен к глинистым фациям. Он беден (25 видов двусторчатых моллюсков – Попов и др., 1993б, с. 195–198) и не сопоставим с описанными ассоциациями сакараула из-за фациальных различий и большей глубоководности. Наряду с многочисленными видами, переходящими из олигодена, в нем появляются крупные *Glossus* (*G. ex gr. maior*), *Saxolucina*, а также *Modiolus* (*M. cf. katscharavai* Charat.), близкий виду, описанному из сакараула.

Коцахур

Представительные ассоциации солоноватоводной малакофауны Картлийской депрессии, послужившие основой для выделения этого регионаруса (Давиташвили, 1934), известны только из Грузии (Квалиашвили, 1962; Попов, 1983; Попов и др., 1993б). Они включают 18 видов двустворок с эндемичными для Паратетиса родами (рис. 73): *Eoprosodacna* (4 вида), *Limnopappia caucasica*, *Rzehakia dubiosa* и видами *Cerastoderma ivericum*, *C. lacustre*, крайне эвригалинными *Corbula (Lenticorbula) sp.*, *Polymesoda brongniarti*, *Congeria* (2 вида), *Siliqua* (3 вида). Среди гастропод наиболее обычны *Melanopsidae (Melanopsis impressa)* и пресноводно-солоноватоводные *Theodoxus*, *Anisus*, *Viviparus*, *Lymnea*, *Radix*. Все роды и многие виды являлись общими с позднеоттангскими комплексами Центрального Паратетиса (Попов, Воронина, 1983).

Лишь некоторые виды этой фауны указываются из Западной Грузии [*Eoprosodacna kartlica*, *Rzehakia socialis (=R. dubiosa)*, *Congeria transcaucasica*, *Melanopsis sp.* – Ананиашвили, 1985, с. 11, 16] и из копетдагской части бассейна: *Rzehakia dubiosa*, *Eoprosodacna cf. kartlica*, *Cerastoderma cf. ivericum*, *Corbula (Lenticorbula) sp.* (Попов и др., 1993б, с. 199).

Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

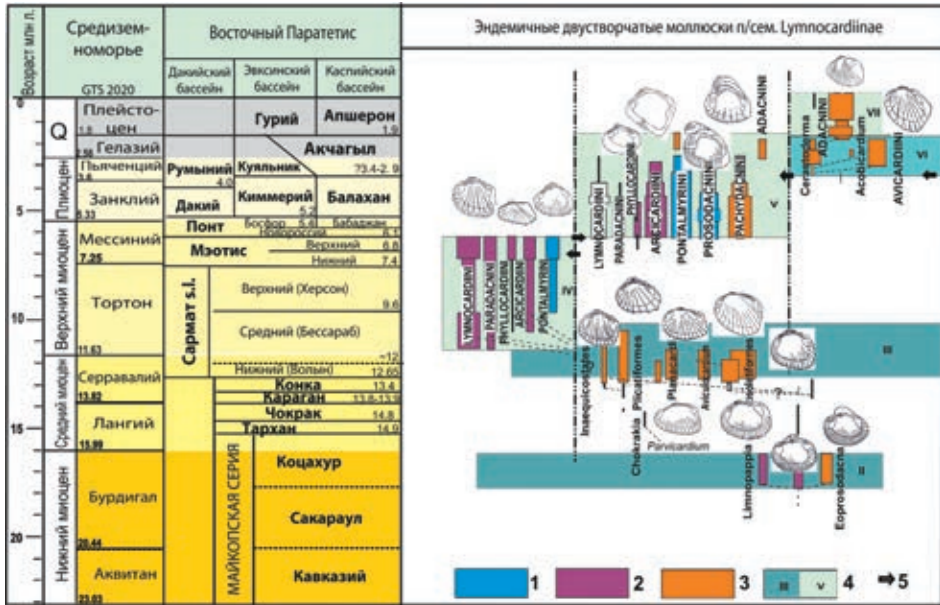


Рис. 73. Эндемичные лимнокардиины, трибы и роды которых сформировались в неогеновых бассейнах Восточного Паратетиса. Цветами обозначены: 1 – таксоны эгейского происхождения; 2 – паннонского (центральнопаратетического) происхождения; 3 – эвксино-каспийского происхождения; 4 – этапы формирования эндемичных фаун в полуморских (III) и солоноватоводных (V) бассейнах; 5 – уровни основных миграций фауны. Римскими цифрами обозначены основные интервалы формирования эндемичных фаун: II – коцахурско-оттангский; III – сарматский; IV – паннонский; V – понтийско-куяльницкий; VI – акчагыльский; VII – апшеронский

В Предкавказье с коцахуром сопоставляются рицевская и зурамакентская свиты по находкам в них ржегакий и эвригалинных фораминифер *Saccamina zuramakensis*. Комплекс моллюсков с ржегакиями в Предкавказье нами изучен из скважин Приютненского р-на Манычского прогиба, где он приурочен к глинистым фациям (см. главу «Опорные разрезы», разрез 4). Слои с *Rzehakia dubiosa*, *Saccamina zuramakensis* имеют небольшую мощность (до 35 м), но наряду с ржегакиями и саккамминами здесь отмечаются прослои, содержащие и морские формы: *Nucula (Lamellinucula) sp.*, *Parvicardium cf. striatulum*, *Cerastoderma sp.*, *Siliqua sp.* – и определяемые лишь до семейства отпечатки и обломки венерид, теллинид. В составе фораминифер из морских видов встречены *Caucasinella (=Neobulimina) elongata*, *Cibicides oligocenicus*. Морские виды двустворчатых моллюсков указывались в рицевской свите и нашими предшественниками (Ливеровская, 1938; Гроссгейм, 1960; Волкова, 1962).

Учитывая эти данные и состав комплексов диноцист в коцахуре с постоянным присутствием морских таксонов, в том числе и в разрезах коцахура стратотипической области (Попов и др., в печати; данные Н.И. Запорожец, Г.Н. Александровой в этой работе), приходится предполагать связи коцахурского бассейна с открытыми бассейнами. В то же время присутствие

солонатоводных эндемиков говорит о неустойчивом режиме солености и стратификации водного столба с сильным опреснением, по крайней мере верхнего фотического слоя.

Тархан

Тарханская трансгрессия привела к восстановлению в бассейне Восточного Паратетиса морской биоты средиземноморско-атлантического происхождения. По мере восстановления нормального газового режима после аноксии майкопского времени обживались и глубины. В позднем тархане началось некоторое ограничение связей с соседними морскими бассейнами. Всего в тарханском бассейне отмечено 92 вида 70 родов двустворчатых моллюсков, относящихся к 36 морским семействам (преимущественно полигалинным), и лишь один солонатоводный вид *Congeria* – обитатель лагун тарханского моря (Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2001). Гастроподы (по неполным данным) отнесены к 54 видам 33 родов и 25 семейств (Ильина, 1993).

Ранний тархан. Двустворчатые моллюски раннего тархана представлены 67 видами 58 родов 33 семейств. Гастроподы плохо изучены, часто неудовлетворительной сохранности. Среди двустворчатых моллюсков господствовали представители полигалинных морских семейств Argidae, Pectinidae, Veneridae. От фауны мелководной солонатоводной зоны предшествовавшего коцахурского бассейна были унаследованы лишь два вида двустворчатых моллюсков – *Rzehakia dubiosa* и *Congeria nucleolus*, толерантные к низкой солености. Остальные 65 видов двустворчатых моллюсков (97% общего состава) и почти все гастроподы не известны в коцахуре и его аналогах. Лишь семь видов двустворчатых моллюсков (10%): *Nuculana prendeli*, *Perna (Perna) tkvarcheliensis*, *Gregariella tarchanensis*, *Mactra bajarunasi*, *Macoma sokolovi*, *Gomphomarcia taurica*, *Polittapes merklini* считаются эндемиками, т. к. пока не найдены в соседних бассейнах. Ни эндемичных родов, ни специфичных видов в это время не отмечено (Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2001; Невеская и др., 2005, с. 6, табл. 3). Отношение числа видов к числу родов для двустворчатых моллюсков – 1.1, для гастропод – 1.6 (для всего тарханского интервала), то есть видообразование было незначительным. Большинство видов двустворчатых моллюсков (58 из 65) имели средиземноморско-атлантическое происхождение и были общими с баденской фауной Центрального Паратетиса.

Устричные слои разных регионов Восточного Паратетиса при этих подсчетах довольно условно отнесены по традиции к нижнему тархану, в основном из-за положения в разрезах и содержащихся в них ржегакий. Они известны из Азербайджана («мелик-касумский горизонт»), Грузии (так называемые «горийские слои» с *Crassostrea gryphoides* и *Rzehakia dubiosa*), Казахстана (восточные разрезы Северного Устюрта) и Туркмении (южной части Красноводского плато). Только в этих песчаных фациях встречены крупные устрицы рода *Crassostrea*, *Arca noae*, *Barbatia barbata*, *Atrina* sp., *Isognomon rollei*, *Hinnites crispus*, *Pelecypora islandicoides*, *Dosinia exoleta* и другие обитатели мелководий. Однако следует отметить, что по поводу возраста этих устричных фаций нет единого мнения, и их корреляция друг

с другом требует детального анализа с привлечением независимых методов и данных по другим группам фауны и флоры. Так, томаковские слои Украины ранее рассматривались в нижнем тархане, но Ю.В. Вернигорова (2015) не считает возможным определить их точное положение внутри этого региона и относит их к нерасчлененному тархану. Г.Д. Ананишвили (1985) датирует грузинские устричники средним тарханом, основываясь на анализе моллюсков, указывая на их обилие и отрицая присутствие в нижнем тархане Грузии вида *Lentipecten corneus*.

Средний тархан. В Среднетарханском бассейне определено 59 видов 49 родов 32 семейств морских двустворчатых моллюсков и около 40 видов гастропод, что меньше, чем в раннем тархане. Однако мы считаем, что такие данные обусловлены лишь неполнотой наших данных. Так, малакофауна среднего тархана в сопоставимых относительно глубоководных фациях богаче раннетарханской, что уже не раз отмечалось при обсуждении конкретных разрезов и лучше соответствует данным по другим группам фауны и фитопланктона. Обеднение же таксономического разнообразия объясняется тем, что для среднего (и верхнего) тархана не известны фации наиболее богатых моллюсками мелководий с песчаными грунтами (возможно, кроме Грузии – разрез по р. Апанта и Чкуми, см. Багдасарян, 1970).

В среднем тархане продолжалось доминирование полигалинных семейств и родов (Гончарова, 1989; Ильина, 1993), при этом роль эвригалинных морских семейств двустворчатых моллюсков – Mesodesmatidae, Cardiidae, Corbulidae, Scrobulariidae – также увеличилась. Фауна среднетарханского бассейна в основном унаследована от раннетарханского (40 видов двустворчатых моллюсков – 68%). Пришедшие из соседних бассейнов составляют 11 видов (18%). Отношение числа видов к числу родов для двустворчатых моллюсков – 1.2, что свидетельствует практически о той же степени видообразования, что и в предшествующем бассейне.

Перешли из Раннетарханского бассейна три эндемичных вида: *Nuculana prendeli*, *Gregariella tarchanensis*, *Maetra bajarunasi* (4%). Вновь возник один род – *Davidaschvilia* и восемь видов двустворчатых моллюсков (14%): *Acanthocardia centumpania*, *Parvicardium kubanicum*, *Europicardium pseudomulticostatum*, *Anadara bosporana*, *Isognomon varnensis*, *Pteria mira*, *Modiolus semirutus*, являющихся эндемиками Восточного Паратетиса. Эндемичных для Восточного Паратетиса насчитывается 11 видов (18%). Шесть видов (10%): *Mytilaster volhynicus*, *Musculus conditus*, *Isognomon radiatus*, *Parvicardium golubicense*, *P. scabrum*, *Cultellus papyraceus* были новыми эндемиками Паратетиса, общими для его западной и восточной частей (бадения и тархана).

Поздний тархан. В Позднетарханском бассейне нам известно 59 видов 47 родов 32 семейств двустворчатых моллюсков. Гастроподы этого уровня пока еще недостаточно изучены. Фауна бассейна почти полностью унаследована от предыдущего среднетарханского (среди двустворчатых моллюсков 54 вида – 91% общие). В Позднетарханском бассейне усилилась роль эвригалинных семейств двустворчатых моллюсков, при этом число родов сократилось. Помимо перечисленных выше среднетарханских таксонов, большое значение приобрели Solenidae и Thyasiridae.

Доля эндемиков Восточного Паратетиса несколько возросла (23%), показателем видообразования (отношение числа видов к числу родов) для двустворчатых моллюсков – 1.3. Господствующее положение в сообществах стали занимать эндемичные виды. Возникло четыре новых вида, эндемичных для Восточного Паратетиса – *Aequipecten praetrigonostoma*, *Cultellus probus*, *Cerastoderma bogatchevi* и *Barnea ujraticum*. Причем для последнего предполагается происхождение от индопацифического предка (Monari, 2009). Отмечен один средиземноморско-атлантический мигрант – *Lembulus emarginata*, характерный для комплекса моллюсков раннего бадения (верхней лагенидной зоны с *Orbulina suturalis*, которую австрийские ученые (Harzhauser et al., 2003; Hohenegger et al., 2014) относят к началу среднего бадения).

Корреляция с европейской шкалой. Европейскими коллегами (Rögl et al., 2002; Aeoriae et al., 2004 и др.) была установлена разновозрастность карпатских отложений (в понимании прошлого века), причем за нижней его частью, оставленной в нижнем миоцене, было сохранено название карпатий, а верхняя, более молодая (грундские слои, формация Грунд, нижняя лагенидная зона), была отнесена к среднему миоцену и, соответственно, к нижнему бадению.

Тарханский комплекс двустворчатых моллюсков более близок по составу к баденским моллюскам Центрального Паратетиса (Gontsharova, 2001, tabl. 2), чем к карпатским, даже при рассмотрении карпатия в его первоначальном объеме (Karpatian, 2003). Европейские исследователи (Harzhauser et al., 2003) отмечают в раннем бадении два уровня с моллюсками: первый – моллюски нижней лагенидной зоны, формации Грунд (бывший верхний карпатий), включая и местонахождение Грунд – стратотип моравия, и относят сюда моллюсков Гайндорфской формации Альпийского Молласового бассейна северо-восточной Австрии (Mandič, Harzhauser, 2003; Harzhauser et al., 2003). Второй, более молодой, комплекс моллюсков низов верхней лагенидной зоны с *Orbulina suturalis* включает и местонахождение Baden-Sooss (Rögl et al., 2008) – стратотип бадения.

Нижний из этих комплексов более мористый и более тепловодный. Его возраст (раннебаденский, среднелангский) определяется нормальной полярностью отложений, сопоставляемых с верхами хрона C5Bn.2n, с абсолютным возрастом 15.1 млн л., а также зоной M5 *Praeorbulina glomerosa circularis* планктонных фораминифер и зоной наннопланктона NN5 (Rögl et al., 2002). Молдавиты Ries-impact формации Грунд датируются возрастом 14.8 млн л. (Harzhauser et al., 2020, с. 189). Второй, более поздний, моллюсковый комплекс принадлежит низам верхней лагенидной зоны, зоне *Orbulina suturalis* (Harzhauser et al., 2003), и соответствует верхам раннего бадения и второй половине лангия.

Тарханские двустворчатые моллюски менее разнообразны по сравнению с баденскими, они составляют лишь треть (34%) от числа моллюсков, известных из формации Грунд, и несколько более трети (40%) от числа моллюсков зоны *Orbulina* (моллюски Грунда более многочисленны). Это может объясняться как большими глубинами, преобладавшими в Тарханском бассейне, по сравнению с Баденским, так и более затрудненными его связями

с соседними акваториями. Общность моллюсков тархана с баденскими обоими уровнями – около четверти общих видов: с нижним (нижняя лагенидная зона), зона *Praeorbulina glomerata circularis* – 22 вида (24%), с верхним (верхняя лагенидная зона, зона *Orbulina*) – 21 вид (23%). Кроме того, три вида являются общими эндемиками с моллюсками нижнего уровня (*Isognomon radiatus*, *Parvicardium golubicense*, *Cultellus papyraceus*) и два – с комплексом моллюсков верхнего уровня: *Mytilaster volhynicus*, *Parvicardium scabrum*. Один общий эндемик – *Musculus conditus* – для всех трех сообществ. Тем не менее по моллюскам некоторое предпочтение можно отдать сопоставлению тархана с грундскими слоями, так как здесь, также как в тархане, исчезает ржегакия (Harzhauser et al., 2003), обитавшая в Центральном Паратетисе с раннего миоцена, присутствуют *Hinnites crispus* (Mandič, 2004) и *Ervilia pusilla*, появляются тропическо-субтропические семейства Isognomonidae, Pinnidae и роды *Pteria*, *Perna*, *Isognomon*, *Atrina*, *Limaria*, *Chama* (Гончарова и др., 2001), свидетельствующие о климатическом оптимуме, который фиксируется и в биоте грундских слоев (Harzhauser et al., 2003). В грундских слоях также отмечены столь характерные для мелководных отложений тархана прослойки с *Crassostrea* мощностью свыше метра.

Чокрак

Двустворчатые моллюски Чокракского бассейна менее разнообразны, чем тарханские. В чокрак не перешли четыре семейства: Glycymeridae, Pinnidae, Trapeziidae, Rzehakiidae. Примерно на четверть уменьшилось число родов и видов.

Ранний чокрак. Двустворчатые моллюски раннего чокрака представлены 71 видом 53 родов 32 морских семейств (Гончарова, 1989; Studencka et al., 1998; Невеская и др., 2005) и 85 видами 41 рода 29 семейств гастропод (Ильина, 2004). Усилилась роль таких эвригалинных морских семейств двустворчатых моллюсков, как Mytilidae, Mesodesmatidae, Donacidae, Mactridae.

Чокракская фауна в основном была унаследована от тарханской. Переходящие виды составляли 53 вида двустворчатых моллюсков (75%) и более трети гастропод. Показатель видообразования у бивальвий в раннем чокраке остался на уровне позднего тархана и составляет 1.3. Очень характерна широкая изменчивость видов.

Вторая группа чокракских моллюсков представлена мигрантами. Это девять видов двустворчатых моллюсков, отмеченных в раннем тархане и вновь вошедших в Восточный Паратетис в раннем чокраке либо продолжавших жить в тархане, в фациях, не сохранившихся в геологической летописи (*Anadara diluvii*, *Perna (Perna) tkvarcheliensis*, *Cardites partschi*, *Irus irus*, *Circumphalus subplicatus*, *Gomphomarcia taurica*, *Pelecycora islandicoides*, *Lutraria lutraria*, *L. sanna*). Пять других видов двустворчатых морских моллюсков, а именно *Cubitostrea digitalina*, *Felaniella trigonula*, *Clausinella basteroti*, *Limaria (Limatulella) loscombii*, *Dosinia (Asa) lupinus* – новые мигранты, вошедшие в Восточный Паратетис из соседних морей. Эти средиземноморско-атлантические виды, за исключением двух последних, отмеченных лишь в позднем бадении (Studencka et al., 1998), обитали

в морском Баденском бассейне на протяжении всего его существования. Из 14 видов-мигрантов пять видов, помимо европейских бассейнов, отмечены также в среднемиоценовой фауне Восточного Средиземноморья (в юго-восточной Анатолии – Erünal-Erentöz, 1958). Среди раннечокракских гастропод новыми вселенцами в Восточный Паратетис, скорее всего, являлись виды *Skenea*, *Lacuna*, *Onoba*, *Pseudosetia*, *Rissoina*, *Jeffreysina*, *Potamides* (*Pirenella*), *Philbertia*, *Kleinella*, *Aclis* (*Murchisonella*), *Bacteridium*, *Ringicula* (Ильина, 2004). Виды некоторых родов, явно не эндемичных, но не известных вне Паратетиса, могли происходить из недостаточно изученных районов Восточного Средиземноморья, Месопотамии и Индийского океана (Ильина, 2004).

Третью группу чокракских видов составляли эндемики Восточного Паратетиса (32%), из которых 13% составляли виды, специфичные для чокрака. Это вновь возникший род *Chokrakella* и восемь видов двустворчатых моллюсков. Предки шести таких видов – *Aequipecten varnensis*, *Pitar laskarevi*, *Chokrakella brykense*, *Ervilia praepodolica*, *E. megalodon* и *Barnea praeustfurtensis* – могут быть найдены в предшествовавшей тарханской фауне (Багдасарян, 1965, 1970; Гончарова, 1989). Происхождение трех других – *Donax* (*Paradonax*) *tarchanensis*, *D.(P.) bajarunasi* и *Angulus fuchsi* пока не ясно. Несомненными автохтонными эндемиками среди гастропод были виды родов *Gibbula* (6 видов), *Mohrensternia* (2 вида), *Nassarius* (4 вида).

Сравнение видового состава баденских и чокракских фаун показывает присутствие 22 видов двустворок, общих с нижним раннебаденским комплексом, и 25 – с верхним раннебаденским (зона *Orbulina suturalis*). Однако подавляющее большинство из них унаследовано от Тарханского бассейна, который был широко соединен с Центральным Паратетисом (Невесская и др., 1986; Гончарова, 1989; Гончарова и др., 2002; Ильина, 2004). Ни одного нового эндемика, общего для Восточного и Центрального Паратетиса, для этого времени не отмечено, кроме эстуарного вида *Congerina sandbergeri*.

Биогеографическое распространение остальных видов, населявших Восточный Паратетис в раннем чокраке, предполагает отсутствие связи между Восточным и Центральным Паратетисом в это время. Находки же в раннем чокраке среднемиоценовых средиземноморско-атлантических видов *Limaria* (*Limatulella*) *loscombii*, *Dosinia* (*Asa*) *lupinus*, появившихся в Центральном Паратетисе лишь в среднем бадении (Harzhauser et al., 2003), могут свидетельствовать о прямом фаунистическом обмене с Восточным Средиземноморьем в обход Центрального Паратетиса.

Как разнообразие, так и доля мигрантов значительно повышались с северо-запада на юго-восток: в Болгарии мигрантов не найдено, в Турции и в керченских разрезах их два, в предкавказских – четыре, в Грузии – три, а в Закаспии известно девять мигрантов. Данные по гастроподам (Ильина, 2004) также свидетельствуют о возможном прямом фаунистическом обмене с Восточным Средиземноморьем в обход Западного Паратетиса.

Поздний чокрак. Позднечокракские комплексы включали только шесть эвригалинных видов двустворок – *Davidaschvilia intermedia*, *Ervilia praepodolica*, *Donax* (*Paradonax*) *tarchanensis*, *Abra parabilis*, *Barnea praeustfurtensis* и *B. ujraticica*. Первые три вида заселяли мелководья всего

бассейна, причем *Donax (P.) tarchanensis* был более многочислен в Грузии и Закаспии, *Abra parabilis* была характерна для глубоководий.

Граница чокракского и караганского ярусов. В мелководных фациях к этому переходу обычно приурочен перерыв в осадконакоплении, и наблюдается трансгрессивное залегание караганских отложений. В промежуточной зоне на этом уровне встречаются прослой конгломератов, иногда содержащие наземных моллюсков (разрез р. Белой, рис. 15, слои 38–40), перемыв чокракской фауны в базальных слоях карагана, что также свидетельствует о заметном падении уровня моря на этой границе.

В более глубоководных непрерывных разрезах пограничные чокрак-караганские отложения, даже если они охарактеризованы малакофауной, с большим трудом и лишь приблизительно датируются по моллюскам из-за очень постепенного перехода от мелких позднечокракских *Davidaschvilia (Davidaschvilia) intermedia* к характерным для карагана более крупным толстостенным *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis*.

Караган

Ранний караган. Состав моллюсков нижних (архашенских) слоев карагана крайне беден и чаще всего содержит лишь один-два вида [*Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis* и *Mohrensternia grandis*, рис. 74].

Таксономия первой формы требует пояснений. До недавнего времени этот вид обычно употреблялся с родовым названием *Spaniodontella*, в том числе и в наших работах (Невеская и др., 1986, 1993). Поскольку, как было установлено рядом исследователей (Glibert, van de Poel, 1966; Жгенти, 1976б), род *Spaniodontella* является младшим синонимом рода *Alveinus* Conrad, 1865, то мы принимаем для него новое название *Zhgentiana* (в ранге подрода), предложенное европейскими коллегами (Janssen et al., 2015). В то же время мы не разделяем точку зрения последних авторов на помещение видов *Davidaschvilia intermedia* и *Zhgentiana gentilis* в разные семейства, поскольку наблюдаем постепенный переход от первого вида ко второму и оставляем их оба в семействе Lutetiidae (Goncharova, 2019).

Davidaschvilia (D.) intermedia – одна из немногих форм, массово развитых в замкнутом Позднечокракском бассейне, характеризовалась широкой изменчивостью, в том числе и замочного аппарата. Эта внутривидовая изменчивость со временем перешла в направленную, и к началу карагана начали преобладать формы с сильно редуцированным λ-видным зубом (бывшие 3а и 3б), сближенным с массивным треугольно-пирамидальным центральным зубом 1 в правой створке. В левой – окончательно соединились зубы 2а и 2б, причем толщина и длина задней ветви этого молотковидного зуба (бывший 2б) превысила переднюю (бывший зуб 2а), иногда более чем в два раза (Жгенти, 1976а, 1999). Одновременно резко увеличились размеры, а также толщина раковин моллюсков. В результате возник новый эндемичный подвид *D. (Zhgentiana)*, представленный в Раннекараганском бассейне массовым и крайне изменчивым видом *D. (Zh.) gentilis*.

Отдельные варианты изменчивости этого вида не раз выделялись в качестве самостоятельных видов (*opistodon*, *tapesoides*, *umbonata*), хотя ряд

исследователей указывал на наличие переходных форм между этими «видами» (Осипов, 1932; Жгенти, 1976б). Этот вид заселил почти все грунты раннекараганского бассейна, кроме глубоководных участков. Более локальное распространение имел вид *D. (Zh.) ersaconensis* (Предкавказье). В конце раннего карагана, по-видимому, от *D. (Zh.) gentilis* (от морфы *umbonata*, согласно Коюмджиевой, 1965) возник новый род *Savanella*, представленный видом *S. andrussovi*, отличавшийся еще большей редукцией некоторых элементов замка. Замочная площадка почти полностью редуцировалась, в правой створке верхний зуб (3а и 3б) – маленький, в виде козырька, нижний – массивный, слился с замочной площадкой. В левой створке еще больше увеличилась разница в величине кардинальных зубов. Раковина высокая, с выступающей макушкой и резкой концентрической скульптурой (Жгенти, 1999; Невеская и др., 1986).

Слои с этой обильной, но крайне однообразной фауной обычно имеют значительную мощность и по палеомагнитным данным в разрезах Зеленского (Тамань), и на р. Белой соответствуют интервалу 13.8-13.4 млн л. В верхней части нижних слоев появляются редкие барнеи, не определимые до вида.

Поздний караган. Верхний (варненский) подъярус карагана маркируется появлением рода *Savanella* (*S. andrussovi*). Этот род имел очень ограниченное временное распространение, будучи характерен лишь для позднего карагана, когда расселился по всему бассейну. Здесь также продолжали встречаться *Davidaschvilia (Zhgentiana) gentilis*, *Mohrensternia grandis*, редкие барнеи, в составе которых появились *Barnea ustjurtensis*.

Жгентианы, вероятно, переходят и в вышележащие картвельские (барневые) слои и продолжают встречаться в их базальной части. Об этом можно судить по находкам парных створок в основании картвела разреза р. Белой (см. раздел «Опорные разрезы», с. 68, слой 64). Переходят ли саванеллы в картвельские слои, остается пока неясным. Они там встречаются довольно часто, особенно в основании, но иногда отличаются по сохранности и являются переотложенными. В других случаях это не столь очевидно.

Конка

Картвельские слои. С основания картвельских слоев обычно появляются многочисленные *Ervilia trigonula*, виды рода *Barnea*, а иногда довольно разнообразный комплекс морских моллюсков, близкий к сартаганскому. Наиболее богатый комплекс моллюсков на этом уровне был собран Р.Л. Мерклиным в разрезе урочища Ащиктайпак северного чинка плато Устюрт (см. рис. 61), где найдены *Anadara turonica*, *Anomia ephippium*, *Aequipecten malvinae*, *Cerastoderma praeplacatum*, *Loripes dentatus*, *Acanthocardia turonica*, *Ervilia pusilla trigonula*, *Gastrana fragilis*, *Varicorbula gibba*, *Callista* sp., *Neovenerella ustjurtensis*, *Gafrarium eximium*, *Eastonia rugosa*, *Barnea ujraticana*. В разрезах Южного Устюрта и Туаркыра в основании барневых слоев найдены *Callista italica*, *Gastrana fragilis*, *Modiolus* sp., кардииды, *Nassarius*, натициды (Эберзин, 1960; Судо, 1961). Из Грузии (р. Проне, Картли) описаны *Callista italica*, *Pelecypora (Cordiopsis) islandicoides*,

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

натициды, *Pirenella* (Бидзинашвили, 1974), на р. Белая в Предкавказье найден *Nassarius dujardini* (см. раздел «Опорные разрезы», с. 68, слой 62). Важно отметить, что на этом уровне впервые появляются не только морские виды широкого географического распространения, но и конкско-сарматские эндемики Восточного Паратетиса (*Cerastoderma praeaplicatum*, *Neovenerella ustjurtensis*).

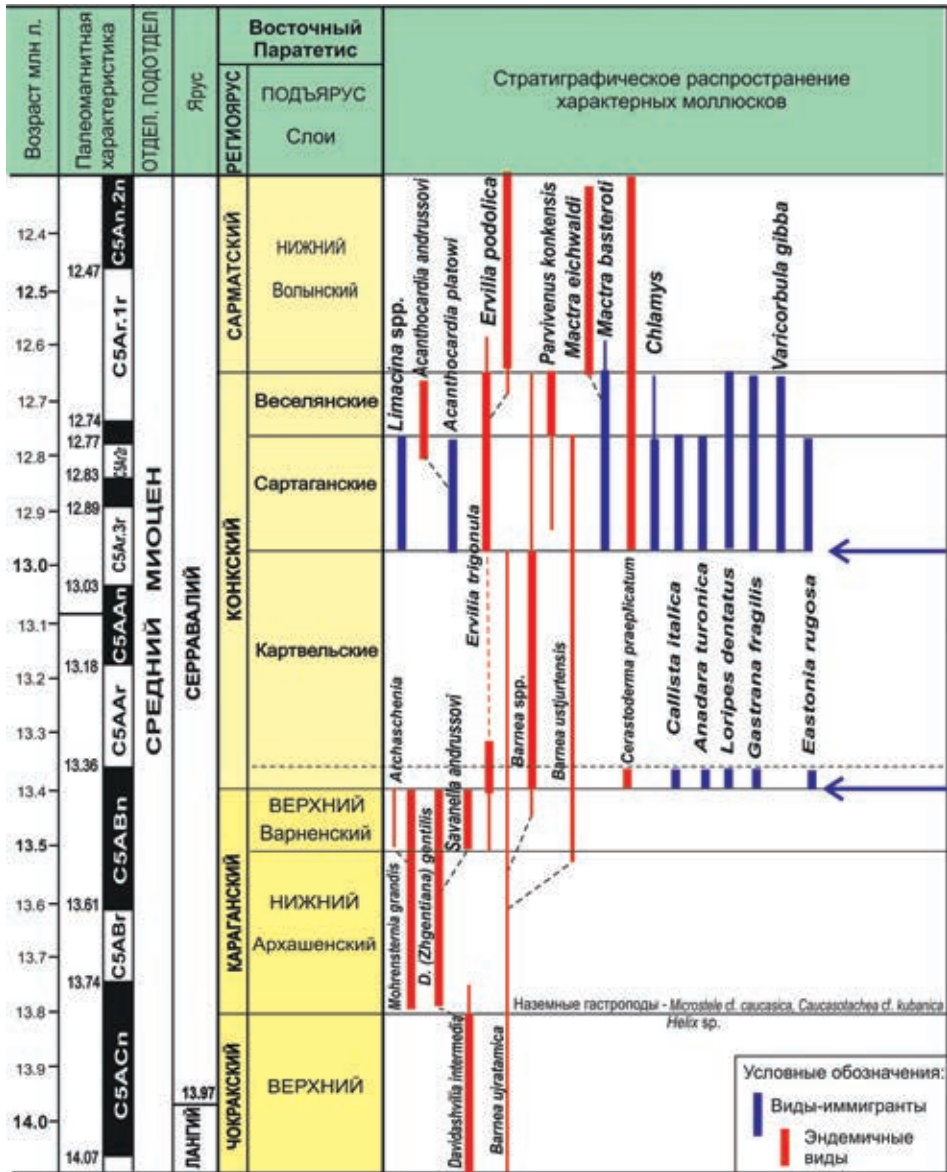


Рис. 74. Распределение наиболее важных и часто встречающихся видов моллюсков в верхне-чокракских, караганских и конкских отложениях Восточного Паратетиса

Выше во всех рассмотренных разрезах встречаются лишь барнеи и реже эрвилиии, что свидетельствует о новом нарушении гидрологического режима и стрессовых условиях, по крайней мере, на мелководье, продолжавшихся до второй половины конкского времени (примерно до 13.0 млн л. по палеомагнитным данным – Palcu et al., 2017).

Сартаганские слои. В сартаганское время сообщество моллюсков вновь становится значительно богаче за счет видов, общих с баденской и средиземноморской фауной. Моллюсковая фауна сартагана насчитывает не менее 75 видов двустворчатых моллюсков и 70 видов гастропод (Ильина, 1993; Studenska et al., 1998; Попов и др., 2005), хотя вполне вероятно, что данные по биоразнообразию этой фауны до сих пор неполны. Из них около 40 видов являлись достаточно полигалинными. Это – *Arca noae*, *Barbatia barbata*, *Aequipecten* ex gr. *malvinae*, *Atrina pectinata*, *Divalinga ornata*, *Carditamera auingeri*, *Glossoscor*, *Venus tauroverrucosa*, *Gafrarium eximium*, *Clausinella basteroti*, *Callista italica*, *Eastonia rugosa*, *Arcopagia crassa*, *Gibbula buchi*, *Diloma orientalis*, турителлиды, *Alvania montagu* и др. Лишь пять видов двустворок были эндемичными для Восточного Паратетиса, и четыре вида *Barnea* (*B. kubanica*, *B. pseudoustjurtensis*, *B. scrinia* и *B. ujrata mica*) были караганскими реликтами, а *Neovenere* *ustjurtensis* – вновь возникшим здесь видом. Один вид *Gomphomarcia secunda* – эндемик Паратетиса, общий для сартагана и позднего бадения.

Из 70 видов гастропод эндемиками являлись семь видов (*Gibbula sima*, *Pseudosetia eichwaldi*, *Obortio hydrobioides*, *Bittium amitrovi*, *Cerithium gilyandense*, *Dorsanum neutrum*, *Odostomia nuda*). Присутствие, хотя и единичных, представителей родов *Strombus*, *Zonaria* и *Conus* в фауне Грузии указывает на очень тепловодные и полигалинные условия моря (данные Ильиной в: Попов и др., 2005).

Веселянские слои. Изменение гидрологического режима Позднеконкского (Веселянского) моря повлекло за собой исчезновение многих полигалинных видов и расселение по всей акватории Восточного Паратетиса эвригалинных моллюсков, которые в раннеконкском и в баденском морях, если и присутствовали, играли подчиненную роль, будучи оттесненными в распресненные участки. В веселянских слоях состав морских моллюсков стал значительно беднее. В это же время появились или широко распространились по всему водоему такие эндемичные виды, как *Parvivenus konkensis*, *Acanthocardia andrussovi*, *Parvicardium scyloiticum*, *Donax dentiger*, *Maestra basteroti konkensis*, *Abra reflexa*, *Dorsanum neutrum* (Попов и др., 2005).

Граница конкского и сарматского ярусов. В большинстве разрезов мелководной зоны основание сармата ложится на подстилающие отложения с размывом, поэтому непрерывный переход наблюдается редко. Вероятно, его удастся проследить в разрезах у горы Дубровой (Жгенти, 1991; Гончарова, Головина, 2007). Здесь под нижнесарматскими отложениями в песках преобладают *Ervilia trigonula*, *Donax dentiger*, *Mytilaster volhynicus buglovensis*, *Maestra basteroti*, *Poittitapes vitaliana*, единично встречаются *Cerastoderma praeplacatus*, *Obsoletiformes obsoletus*, *Varicorbula gibba*, *Barnea praeustjurtensis*, *B. ?ustjurtensis*, *Alveinus* cf. *nitidus*, *Ervilia pusilla*, *Gomphomarcia secunda*. Из сарматских элементов встречены единичные *Plicatifformes plicata*.

Присутствие *Mytilaster volhynicus buglovensis*, *Maetra basteroti*, *Alveinus* cf. *nitidus*, *Barnea* sp. определяет возраст этих отложений скорее как конкский. Хорошая сохранность хрупких раковин *Maetra* и *Alveinus* делает маловероятным их перемыв и переотложение. Помимо обеднения комплекса, доминирования эвригалинных видов и уменьшения размеров и толщины створок *Maetra basteroti*, о нестабильных условиях при переходе к сармату говорит и значительная изменчивость *Ervilia trigonula*, размер раковины у которой увеличивался при переходе к сарматской *E. dissita*.

Примерно тот же комплекс двустворчатых моллюсков отмечен в разрезах карьера Чекист станицы Воровсколеской, ядре Беломечетской синклинали, в балках по правому берегу р. Белая у пгт Тульский (Гончарова, Головина, 2007) и на р. Кужора. Здесь также резко преобладают тонкостенные *Maetra basteroti* и *Alveinus nitidus*, встречается *Ervilia trigonula*. В разрезах балок Подвесная и Чумная иногда встречаются *Gomphomarcia secunda*, *Ervilia pusilla*, *E. dissita* и *E. trigonula*.

На возможный новый приход морской фауны в самых верхах конки в Предкавказье указывают находки раковин *Gomphomarcia secunda* (Гончарова, Головина, 2007), вместе с гастроподами родов *Natica* и *Turritella* (Ильина, 2000а, б). Следует отметить, что *G. secunda* не фиксируется ниже по разрезу в веселянке. Как предполагала Л.Б. Ильина (2000б), эта инвазия может соответствовать уровню с морскими видами в разрезе у г. Новочеркасск (Богачев, 1905), откуда впервые описана *G. secunda*, а в Грузии – верхах веселянских слоев в разрезе у с. Наспери (Бидзинашвили, 1974). Этот интервал именовался Н.М. Жгенти (1991) дубровским подъярусом.

В то же время в песчаных фациях трудно исключить переотложение моллюсков. Так, в разрезе на р. Кужора в правом склоне балки Вертепка, также в переходных слоях от конки к сармату, при резком доминировании мактр и эрвийилй встречается обломки и единичные раковины *Acanthocardia* sp., *Chlamys* sp., *Varicorbula gibba*, *Loripes dentatus*, *Barnea* sp., *Apporhais alatus* (по нашим сборам и определениям). В старых сборах на этом уровне были найдены *Cardita calyculata* и *Anadara* sp. В том же разрезе в 25 м выше этих находок, уже выше появления характерных сарматских кардиид, при продолжающемся резком доминировании *Maetra*, *Gibbula*, *Ervilia*, обычных для сармата, вновь найдены конкские виды – *Natica millepunctata*, *Turritella pythagoraica*. Несомненно, что это не прижизненные комплексы, но отличить синхронно переотложенные формы от перемытых из подстилающих слоев по степени сохранности не всегда возможно.

Сармат

Среди моллюсков в сармате господствовали представители морских эвригалинных семейств: Cardiidae, Mactridae, Veneridae, Mesodesmatidae, Scrobiculariidae в составе двустворчатых моллюсков (Колесников, 1935; Ильина и др., 1976; Парамонова, 1994). Среди гастропод преобладали Trochidae, Rissoidae, Nassariidae (Колесников, 1935; Коюмджиева, 1969; Ильина, 1998 и др.). Всего морские двустворчатые моллюски сармата насчитывали около 110 видов 20 родов из 13 семейств. Среди морских гастропод известно около

120 видов 23 родов из 17 семейств. Солоноватоводные формы были редкими, известны лишь семь видов *Congerina*, *Neritina pictus*, *Brotia* и др. В ранне-среднесарматском бассейне шло ускоренное видообразование, и возникли новые роды. Позднесарматский водоем был еще более опресненным и почти полностью замкнутым, а его малакофауна была крайне обеднена.

Ранний сармат. Раннесарматская малакофауна имела по сравнению с предыдущей, конкско-баденской, значительно более обедненный семейственный и родовой состав и характеризовалась большим эндемизмом. Всего в раннесарматском Восточном Паратетисе жили представители 45 видов двустворчатых моллюсков, относившихся к 21 роду из 13 семейств, и более 75 видов 25 родов и 18 семейств гастропод (Попов и др., 2005). В раннем сармате отмечено 26 эндемичных видов двустворок и 50 видов гастропод, зарождение эндемичных родов *Cryptomactra*, *Planacardium* и *Sinzowia*, основной расцвет которых начался в среднем сармате.

По своему происхождению раннесарматские моллюски включали как перешедших из конкского бассейна, так и возникших в самом сарматском водоеме. Первая группа насчитывала 20 видов 19 родов двустворчатых моллюсков и 11 видов девяти родов гастропод. Группа вселенцев может быть подразделена на средиземноморские виды и виды, возникшие в более ранних бассейнах Паратетиса. К первым относятся девять видов восьми родов двустворок и четыре вида четырех родов гастропод. Из них кардииды, митилиды, *Mactra eichwaldi*, *Abra reflexa*, *Donax dentiger* широко распространились в Раннесарматском бассейне и дали начало многим эндемичным видам. Эндемичные виды составляли около 40% двустворок и не менее 80% гастропод. Отношение числа видов к числу родов 2.1.

Средний сармат. Всего в Среднесарматском бассейне жили представители 78 видов из 17 родов и 11 семейств морских двустворчатых моллюсков и не менее 75 видов 10 родов и 8 семейств гастропод. Из Раннесарматского бассейна перешли 30 видов двустворчатых и около 50 видов брюхоногих моллюсков, вновь возникли 48 видов двустворок и более 40 видов гастропод (Попов и др., 2005). Солоноватоводные виды оставались редкими. Среднесарматская малакофауна более богатая по сравнению с раннесарматской. Ее состав пополнился новыми эндемичными таксонами: родами *Avicardium* и *Kubanocardium* и видами родов *Obsoletiformes*, *Mactra*, *Polititapes* среди двустворок; родом *Barbotella* и видами *Gibbula*, *Dorsanum*, *Hydrobia*, *Mohrensternia* среди гастропод. Около 60% новых эндемичных видов появились среди Trochidae и более 65% среди Nassariidae.

По сравнению с видовым, семейственным и родовой состав был еще более обеднен, чем для раннего сармата. Эндемичными среди двустворок были четыре рода (24%), среди гастропод – два рода (20%). Процент эндемичных видов для двустворок был 24, а для гастропод – около 90.

Поздний сармат. Малакофауна Позднесарматского бассейна, имевшего нестабильную соленость, сильно отклоняющуюся от нормальной, была крайне обеднена. Двустворчатые моллюски были представлены всего лишь восемью эндемичными видами трех родов из двух семейств. Гастроподы отсутствовали, если не считать экзотических находок рода *Pirenella* (Ильина, 1998).

Мэотис

Начало мэотического века ознаменовалось приходом эвригалинной малакофауны средиземноморского происхождения. Всего морские двустворчатые моллюски были представлены 14 видами 12 родов из восьми семейств. Среди морских гастропод насчитывалось 38 видов 22 родов из 14 семейств. Виды, общие с миоценовым Средиземноморьем, составляли лишь около половины: 7 из 14 видов двустворок и 11 из 18 видов гастропод. Из них три вида двустворок и четыре вида гастропод представлены эндемичными под-видами (Попов и др., 2005).

Ранний мэотис. Настоящих эндемиков, появившихся в Раннемэотическом бассейне, было немного. Среди них можно назвать виды *Coelacanthia quadrispinosa* и *Rissoa subangulata*. Во второй половине раннего мэотиса в связи с расширением связи с открытыми водами в Мэотический бассейн вошли достаточно полигалинные виды (*Rissoa ventricosa*, *Alvania montagui*, *Gibberula philippii*, *Ruditapes decussatus*), однако не получившие здесь широкого распространения. Процент эндемичных видов для двустворок составлял около 50, для гастропод – около 45. Эндемичным был один род гастропод (*Coelacanthia*). Отношение числа видов к числу родов для двустворчатых – 1.2, для гастропод – 1.5, то есть видообразование было незначительным (Попов и др., 2005).

Поздний мэотис. В Позднемэотическом водоеме доминировали виды солоноватоводного рода *Congeria* среди двустворок и *Theodoxus*, *Caspiohydrobia*, *Turricaspia*, *Pseudamnicola* – среди гастропод. Значительная их часть возникла от видов, живших в Раннемэотическом море. Морские виды (*Maetra superstes*, *Thracia* cf. *papyracea*, *Sphaeronassa mutabilis andrusovi* – Paleontology ..., 2016) были экзотическими, встречались редко и в единичных экземплярах. Мэотический бассейн не имел прямых связей с Паннонским, хотя некоторые виды солоноватоводно-пресноводных гастропод были общими, вероятно, расселяясь по рекам.

Понт

Преобладающая часть понтических двустворчатых моллюсков представлена новыми чуждыми для мэотической фауны видами эндемичных солоноватоводных родов *Pseudocatillus*, *Paradacna*, *Pontalmyra*, *Eupatorina*, *Euxinocardium*, *Prosodacnomya*. Из них три последних не встречались в Паннонском водоеме, но известны из позднемесинского замкнутого Эгейского бассейна (Попов, Невеская, 2000). Лишь небольшая часть малакофауны состояла из видов, перешедших из предыдущего Мэотического бассейна (два вида *Congeria*, *Dreissena* и *Abra*).

Ранний понт. В самом начале понта систематический состав моллюсков был обеднен. Среди двустворок доминировали виды солоноватоводных родов *Eupatorina* и *Pseudocatillus*, немного позже – *Euxinocardium*, *Paradacna*, *Congeria*, *Dreissena*. Из эвригалинных морских моллюсков здесь жили *Parvivenus widhalmi* и редкие *Abra tellinoides*. Из гастропод отмечены представители родов *Valenciennius*, *Viviparus*, *Theodoxus*, *Melanopsis*, “*Hydrobia*”,

Lithoglyphus, *Turricaspia* и некоторые другие (работы А.Г. Эберзина, 1947, 1967 и др.; Тактакишвили, 1987; Pontien, 1989 и др.; подробнее см.: Невеская и др., 1997). Всего среди двустворок насчитывалось 27 видов, относившихся к 12 родам трех семейств. Отношение числа видов к числу родов 2.3, так что видообразование было довольно интенсивным. Новых родов в раннепонтическом Восточном Паратетисе не возникло.

Общих видов с фауной позднепаннонского водоема было мало: для Эвксинского, Каспийского и Эгейского бассейнов – только один вид *Paradaena abichi*. Лишь для Дакийского бассейна, непосредственно примыкавшего к Паннонскому, отмечено пять общих видов. Сходство малакофаун Дакийского, Эвксинского и Каспийского бассейнов было весьма велико. Так, среди лимнокардиин в Дакийском бассейне отмечены только два эндемичных вида, в Эвксинском – 4, в Каспийском – 1, причем эти виды, как правило, малочисленны.

Поздний понт. В начале позднепонтического времени (слой с *Congeria subrhomboidea* Андрусова) различие комплексов двустворок Восточного Паратетиса и Паннонского бассейна сгладилось за счет проникновения сюда паннонских форм (*Phyllocardium*, *Plagiocardia*, *Arpadicardium*, *Bosphoricardium*), хотя на видовом уровне отличия оставались (Невесская et al., 2001). В Восточном Паратетисе возникло еще несколько новых родов (*Chartoconcha*, *Prosodacna* и некоторые другие). Среди гастропод родовой состав не изменился.

Всего в Позднепонтическом бассейне из двустворок жили представители 72 видов 21 рода, семейств *Cardiidae* и *Dreissenidae*. Отношение числа видов к числу родов было 3.4. Увеличились различия комплексов двустворок и в разных частях Восточного Паратетиса (Невесская и др., 1986; Nevesskaja et al., 2001): в Дакийском бассейне из 70-75 видов лимнокардиин половина представлена эндемичными формами (30-35), а общими с Эвксинским бассейном были только 26 (Papaianopol, 1992, 1995). В Эвксинском бассейне из 43 видов эндемичными были 12, хотя не исключено, что такие различия обусловлены и разными подходами к выделению видов.

Каспийский бассейн, который в начале позднего понта фактически уже стал изолированным, отличался обедненным родовым и видовым составом двустворок. Здесь обитали четыре рода лимнокардиин (из них роды *Nargicardium* и *Schirvanicardium* были эндемичными) и два рода дрейссенид; 17 из 22 видов были эндемичными.

Ранний плиоцен (киммерий/дакий)

Моллюски, жившие в Дакийском и Эвксинском бассейнах, были связаны своим происхождением с понтическими формами, а Каспийский превратился в замкнутый пресноводный водоем, где солоноватоводные формы вымерли. В первых бассейнах среди двустворчатых моллюсков продолжали господствовать виды, относящиеся к семействам *Cardiidae* (*Lymnocardiinae*) и *Dreissenidae*. В Киммерийском бассейне лимнокардиины были очень разнообразны и многочисленны. Из дрейссенид здесь жили виды *Dreissena* и *Dreissenomya* (работы Эберзина; Тактакишвили, 1987 и др.; подробнее см.: Невесская и др., 1997).

В Киммерийском бассейне возникло семь родов и один подрод (*Moquicardium*, *Limnodacna*, *Stenodacna*, *Macradacna*, *Oxydacna*, *Prionopleura*, *Panticapaea*, *Pachydacna* s. str.) и 89 видов (Невесская и др., 1986, 1997). Для камышбуунской (начало позднего киммерия) малакофауны характерны были крупные размеры многих видов двустворок, принадлежавших родам *Pontalmyra*, *Macradacna*, *Prionopleura*, *Pteradacna*, *Prosodacna*. Всего в Киммерийском водоеме из двустворчатых жили представители 119 видов 27 родов. Процент специфичных только для киммерия родов и видов лимнокардиин в бассейне был 29 и 60.5%, а эндемичных – 37 и 81%, соответственно.

В Дакийском бассейне, существовавшем одновременно с Киммерийским, жили как потомки понтических видов родов *Prosodacna*, *Plagiodacna*, *Pseudocatillus*, *Euxinocardium* и некоторых других, так и, вероятно, пришедшие из Киммерийского бассейна *Limnodacna*. Тут преобладали виды родов *Prosodacnomya*, *Prosodacna*, *Zamphiridacna*, *Psilodon*, *Horiiodacna*, *Plagiodacna*, *Pachydacna* (*Parapachydacna*), *Pseudocatillus*, *Euxinocardium*, *Dacicardium*, *Limnodacna*. Наряду с кардиидами в этом бассейне жили дрейссениды (*Dreissena*) (Papaianopol, 1992, 1995 и др.). Вновь возникли три рода (*Zamphiridacna*, *Horiiodacna* и *Ecericardium*). Всего в Дакийском бассейне обитали 54 вида 19 родов двустворок.

Среди гастропод и в Дакийском и в Киммерийском водоемах отмечались виды солоноватоводных родов *Valenciennius*, *Melanopsis*, *Viviparus*, *Melanoides*, *Theodoxus*, *Lithoglyphus*, *Zagrabica*, связанные происхождением с понтическими видами (данные Ильиной в: Неогеновая система, 1986; Papaianopol, 1995). Все киммерийские и дакийские виды принадлежали солоноватоводным родам, морские формы полностью отсутствовали. Отношение числа видов двустворок к числу родов для Киммерийского бассейна 4.4, для Дакийского – 3.5, то есть видообразование было очень интенсивным.

Средний – поздний плиоцен (акчагыл/куяльник)

В Эвксинской области продолжал существовать солоноватоводный Куюльницкий бассейн с фауной, унаследованной от киммерийских форм. В Каспийской области после резкой преакчагылской регрессии и образования пресноводного Балаханского водоема произошла трансгрессия, в результате которой возник огромный полуморской Акчагылский бассейн, заселенный морскими эвригалинными моллюсками.

Акчагыл. С началом трансгрессии в бассейн вошли немногие моллюски: по одному виду родов *Cerastoderma* (Cardiidae), *Aktschagylia* (Mactridae) и “*Clessiniola*” из гастропод. От первого из них произошли пять родов подсемейства *Lymnocardiinae*: *Raricardium*, *Acobaecardium*, *Andrusovicardium*, *Avicardium* и *Miricardium*. Мактриды дали начало четырем эндемичным родам: *Kirghizella*, *Andrussella*, *Avimactra*, *Caspiomactra*. Общее число видов – более 54. Солоноватоводные двустворчатые моллюски были представлены родом *Dreissena* (Парамонова, 1994; Данукалова, 1996; Невесская и др., 1997).

Из гастропод в начале акчагыла жили виды родов *Potamides* (*Pirenella*) – морская эвригалинная форма и солоноватоводные *Turricaspia*, *Micromelania*

и *Caspia*, а с середины акчагыла – еще *Pyrgula* и эндемичный род *Avardaria*. В опресненных участках жили *Theodoxus*, *Valvata*, *Viviparus* и др. Всего среди гастропод отмечено 11 родов из 9 семейств (Ильина в: Неогеновая система, 1986; Невеская и др., 1986).

После кратковременной регрессии середины акчагыла последовала максимальная трансгрессия. В это время произошла вспышка видообразования, и возникли новые роды кардиид и мактрид. Наиболее богаты и разнообразны комплексы моллюсков, найденные в Азербайджане и Западной Туркмении. Процент эндемичных и специфичных родов 85, процент эндемичных видов по отношению к общему числу видов 98, отношение числа видов к числу родов 4.2, то есть видообразование было очень интенсивным. За акчагыльское время (1.7 млн лет) возникло 10 родов и 53 вида.

В опресненных северных районах состав моллюсков был беден: здесь господствовали немногие виды *Dreissena*, *Cerastoderma* и *Aktschagylia*, которые смогли проникнуть также в Азово-Черноморский залив.

Куяльник. Всего в Куяльницком водоеме известно 42 вида 18 родов солоноватоводных двустворок, относившихся к двум семействам (Невеская и др., 1997). Наиболее богатые комплексы моллюсков встречены в Западной Грузии. В более северных районах состав двустворок был значительно беднее: здесь из лимнокардиин преобладали немногие виды родов *Pseudocatillus*, *Pachydacna*, *Euxinocardium*, *Dreissena*, *Unio*. Около 60% родов были эндемичными для Восточного Паратетиса. Новых родов не появилось, а вновь возникших видов насчитывалось 17. Все виды лимнокардиин были эндемичными для Восточного Паратетиса, а специфичными для куяльника – 36%, остальные встречались и в киммерии. Отношение числа видов к числу родов – 2.8.

Состав гастропод был таким же, как в предыдущем Киммерийском бассейне, добавились лишь пресноводные виды родов *Valvata*, *Planorbis*, *Planorbarius*, указывающие на дальнейшее уменьшение солености.

Во второй половине существования Куяльницкого водоема часть родов вымерла, остались представители *Euxinocardium*, *Ecericardium*, *Moquicardium*, *Pachydacna*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Chartoconcha*, *Prosodacna*.

Ихтиофауна

А.Ф. Банников

Ихтиофаунистические комплексы Восточного Паратетиса захоронялись в основном на значительных глубинах в фациях открытого моря с сероводородным заражением придонных слоев, где отсутствовала биотурбация осадка. Поэтому совместное нахождение остатков рыб и бентосной фауны встречается крайне редко.

Верхний майкоп

В верхнем майкопе Кавказа и Крыма обнаружен богатый и довольно разнообразный комплекс морских рыб. Позднемайкопские рыбы найдены в целом ряде местонахождений Северного Кавказа и Азербайджана, однако наиболее представительные коллекции собраны в четырех местах (Банников, 2010): на северном берегу Керченского п-ова западнее мыса Тархан; в левом борту оврага на левом берегу р. Пшеха в 1.5 км к юго-западу от станицы Ширванская (Краснодарский край); на Черной речке близ Владикавказа; на берегу р. Сумгаит и склонах горы Исламдаг (Северный Азербайджан). Хотя точных стратиграфических данных по этим местонахождениям пока нет, большинство из них, по-видимому, датируется сакараулом, в Азербайджане, возможно, также кавказием (см. выше). В каждом местонахождении комплекс рыб отличается (к примеру, *Bregmacerina antiqua* обнаружена только в двух северокавказских местонахождениях, а *Priacanthus longispinus*, напротив, обилен в Крыму и Азербайджане и на Северном Кавказе), однако в общих чертах он един. Некоторые различия в составе позднемайкопских комплексов рыб разных местонахождений привели к предположению об их разновозрастности и попыткам датировать их соответственно верхним кавказием (Банников, 1985) (или аквитаном: Popov et al., 2004a; Sytchevskaia, 2005) и сакараулом (Банников, 1985) (или бурдигалом: Popov et al., 2004a; Sytchevskaia, 2005). Учитывая, однако, преобладание общих форм, более логично полагать их разновозрастность и сакараул-коцахурский возраст (Банников, 1990, 2010), а различия в составе ассоциаций объяснять их разной фациальной приуроченностью.

В целом позднемайкопский комплекс имеет следующий состав (Банников, Парин, 1997; Банников, 2010): *Maicopiella brevicauda*, *Pomolobus antiquus*, *Alosa genuina*, *Glossanodon adolescens*, *Merluccius lednevi*, *M. errans*, *Palaeomolva smirnovi*, *P. monstrata*, *Bregmacerina antiqua*, *Onobrosmius sagus*, *O. parvus*, *O. oligocaenicus*, *Lophius* sp., “*Belone*” *crior*, Holocentridae gen. et sp. indet., *Aeoliscus apscheronicus*, *Aulostomus fractus*, *Syngnathus altus*, *Nerophis gracilis*, *Fistularia* sp., *Lednevia oligocenica*, *Echeneis urupensis*, *Seriola* sp., *S. smithvanizi*, *Scomberoides spinosus*, *Selar fedotovi*, *Alepes pin*, *Caranx quietus*, *Decapterus praegracilis*, *D. fusiformis*, *Leiognathoides minutus*, “*Sparus*” sp., *Spicara islamdagica*, *Caucasisciaena ignota*, *Mugil latus*, “*Blennius*” sp., *Bestiolablennius eugeniae*, Gobiidae gen. et sp. indet.,

Caprovesposus sp., Gempylidae: gen. et sp. indet., *Hemithyrsites maicopicus*, *Anenchelum lednevi*, *Scomber gnarus*, *Sarda memorabilis*, *Pinichthys fractus*, *Arnoglossus distinctus*, *Buglossidium apsheronkiense*.

Кроме того, из верхнего майкопа Кавказа и Крыма известны очень редкие зубы акул *Carcharias cuspidata* (определение Т.П. Малышкиной). По обилию находок в целом в ихтиофауне доминируют сельдевые *Maicopiella brevicauda*, мерлузовые *Merluccius errans*, луфаревые *Lednevia oligocenica* и скумбриевые *Scomber gnarus*. Местонахождения позднемайкопских рыб различаются по систематическому составу рыб и относительно обилию находок разных видов и определенно сформированы в разных обстановках. Местонахождения Черная речка в Северной Осетии, р. Уруп в Краснодарском крае и мыс Тархан (верхние слои батисифоновой свиты) в Крыму, где доминируют иглообразные *Aeoliscus apscheronicus* и *Syngnathus altus*, имеют ярко выраженный прибрежно-мелководный фациальный облик. Другие местонахождения, такие как, например, Ширванская в Краснодарском крае и мыс Тархан (нижние слои батисифоновой свиты), характеризуются почти полным отсутствием прибрежно-мелководных форм; здесь преобладают пелагические Clupeidae, Merlucciidae, Gadidae, Pomatomidae и Scombridae. Таким образом, в разрезе на мысе Тархан прослеживается локальная регрессия бассейна, подтверждающая регрессивность сакараульского бассейна Восточного Паратетиса в целом (Попов и др., 1993б). Состав фауны рыб указывает на близкий к тропическому климат позднемайкопского времени (наличие рода *Aeoliscus*). Большинство рыб определенно являются пелагическими, однако в сакараульской фауне впервые для Восточного Паратетиса появляются придонные морские собачки (Blenniidae) и бычки (Gobiidae), относительно многочисленными становятся камбалообразные (Bothidae и Soleidae), которые, впрочем, представлены в основном пелагическими личинками, как и коралловая хирурговья рыба *Caprovesposus* sp. Большинство видовых таксонов раннемиоценовых рыб Восточного Паратетиса относятся к стеногалинным родам и не могли переносить значительного опреснения.

От позднеолигоценового кавказского комплекса раннемиоценовый унаследовал лишь пять родов рыб – *Merluccius*, *Aeoliscus*, *Caprovesposus*, *Scomber* и *Sarda*. Здесь также преобладали пелагические, преимущественно неритические рыбы, а типичные мезо- и батипелагические рыбы отсутствовали, за исключением очень редких находок Trichiuridae и Gempylidae. Для раннемиоценовой фауны очень характерен хек *Merluccius errans*, но его находки отмечены и в явно мелководных фациях, поэтому едва ли можно предположить, что он обитал на большой глубине. Очевидно, уровень анаэробной зоны Восточного Паратетиса в раннем миоцене был близок к такому современному Черного моря (т. е. около 150-200 м), где также обитает хек. Гипоксия во время гибели рыб подтверждается открытыми ртами большинства их экземпляров, собранных в местонахождениях: причиной массовой гибели рыб, по-видимому, являлся апвеллинг зараженных сероводородом вод.

Позднемайкопский комплекс обнаруживает значительную общность в родовом составе с вероятно разновозрастной фауной рыб верхних дизодилиевых слоев Румынских Карпат, где в местонахождении Пьетричика близ

г. Пятра-Нямц также преобладают виды родов «*Sardinella*», *Merluccius*, *Syngnathus* и *Scomber* (Ciobanu, 1977; данные автора). Предполагаемая связь Кавказско-Копетдагской провинции Восточного Паратетиса с восточнотурецкими и иранскими бассейнами в сакарауле (Попов и др., 2005) подтверждается наличием здесь индо-тихоокеанских родов ставридовых рыб *Scomberoides* и *Alepes*.

Тархан – чокрак

В тархане и первой половине чокрака Восточный Паратетис также характеризуется морским или полуморским режимом. В тарханских отложениях как в предкавказской, так и в кавказской частях бассейна и в Крыму впервые после раннего олигоцена появляются мезопелагические светящиеся рыбы (род *Vinciguerria* из семейства Phosichthyidae), что свидетельствует о значительном понижении границы безжизненной зоны по сравнению с верхним майкопом.

Находки рыб приурочены к глубоководным фациям тархана и чокрака (спириалисовым глинам), где граница этих региональных вызывает разногласия (см. выше). Основные местонахождения тарханских рыб находятся на северном берегу Керченского полуострова в районе урочища Камышлак и на р. Пшеха у станицы Ширванской (низы нижнесевероширванской подсистемы: Белуженко, 2002). Рыбы из спириалисовых глин встречаются в нескольких кавказских местонахождениях, однако наиболее обильные сборы происходят с левого берега р. Сумгаит (Азербайджан). В целом тархан-чокракский комплекс морских рыб спириалисовых отложений Восточного Паратетиса включает следующие таксоны (Банников, Парин, 1997; Банников, 2010, 2020; с дополнениями): cf. *Karaganops* sp., *Sardina prisca*, *Pseudohilsa brevicauda*, *Vinciguerria merklini*, *Bregmaceros* cf. *B. filamentosus*, *Palaeogadus atropatanus*, *Palaeomolva andrussovi*, *P. tarchanica*, *Merluccius* sp., Hemiramphidae (?) gen. et sp. indet., *Myripristis sorbinii*, *Priacanthus fortis*, “*Lednevia*” sp., *Scomberoides spinosus*, *Selar weileri weileri*, *S. weileri ampliscutulatus*, *Decapterus abbreviatus*, Sciaenidae gen. et sp. indet., *Landinisciaena popovi*, *Mugil* sp., *Parasphyraena apsheronica*, Blenniidae gen. et sp. indet., *Mioblennius fraudulentus*, *Ammodytes* sp., “*Diplogrammus*” sp., Gobiidae gen. et sp. indet., *Lepidopus lateralis*, *Scomber collettei*, *Ariomma* (?) sp., *Pinichthys shirvanensis*, *Arnoglossus sumgaiticus*, *Archaeotetraodon jamestyleri*.

Из этого списка сугубо тарханскими, по-видимому, являются *Vinciguerria merklini*, *Palaeomolva tarchanica*, *Landinisciaena popovi*, *Mugil* sp., *Scomber collettei*, *Ariomma* (?) sp., *Pinichthys shirvanensis* и *Archaeotetraodon jamestyleri*. По обилию находок в тархане доминируют *Vinciguerria merklini* и сельдевые. Поскольку спириалисовые глины являются глубоководными фациями тархана и чокрака, прибрежно-мелководные иглообразные (Syngnathoidei) отсюда пока не известны. Состав фауны рыб указывает на близкий к тропическому климат тархан-чокракского времени (наличие рода *Bregmaceros*). Большинство рыб определенно являются пелагическими, однако имеются и находки придонных Blenniidae, Ammodytidae, Callionymidae, Gobiidae и Bothidae, ко-

торые, впрочем, представлены в основном молодью. Большинство видовых таксонов тархан-чокракских рыб Восточного Паратетиса относятся к стеногалинным родам и не могли переносить значительного опреснения. Родовой состав рыб тархан-чокракского бассейна сильно изменился по сравнению с позднемайкопским – от сакараульского комплекса рыб тархан-чокракский унаследовал лишь роды *Palaeomolva*, *Priacanthus*, *Scomberoides*, *Selar*, *Decapterus*, *Arnoglossus* и, вероятно, *Lednevia*. Здесь также преобладали пелагические, преимущественно неритические рыбы, но появились и типичные мезо- и батипелагические рыбы *Vinciguerria* и *Lepidopus*. Большинство тархан-чокракских видов эндемичны для Крыма и Кавказа, лишь *Decapterus abbreviatus* найден также в Турецкой Фракии (Пинархисар) (Rückert-Ülkümen, 1995; Банников, 2010). Чокракский бассейн Восточного Паратетиса соединялся с открытыми водами на юго-востоке (Попов и др., 2005), из рыб это подтверждает лишь находка в спириалисовых глинах Азербайджана индо-тихоокеанского рода *Scomberoides* (Банников, 1984). Относительно небольшое число известных на сегодняшний день таксонов говорит о том, что биоразнообразие тархан-чокракских рыб лишь в небольшой степени отражает истинное биоразнообразие ихтиофауны этого времени.

Караган, конка

Из полуморского караганского бассейна рыбы известны преимущественно из двух местонахождений: из Северного Азербайджана (разреза с горы Исламдаг – с. 143, 145, рис. 31) и из Западного Предкавказья (р. Пшеха выше с. Цуревский, низы среднецуревской подсветы, согласно Белуженко, 2002). В последнем местонахождении резко преобладают *Karaganops*, нередко *Mugil*, изредка встречаются *Atherina*. В азербайджанском комплексе известны эндемичные эвригалинные сельдевые *Karaganops perratus*, атерины *Atherina prima*, кефали *Mugil karaganicus* и арноглоссы *Arnoglossus ovalis*. От чокракской фауны унаследована барракуда *Parasphyraena apsheronica*.

Столь же обеднен состав комплекса рыб из обнажения на р. Псекупс у южной окраины г. Горячий Ключ. Однако здесь к *Karaganops*, *Mugil* и *Atherina* добавляются морские собачки *Blenniidae* gen. et sp. indet. Несмотря на явно караганский облик ихтиофауны, редкие находки моллюсков датируют местонахождение на р. Псекупс началом конки (С.В. Попов, устн. сообщ.).

Бесспорно, конкские рыбы пока изучены очень слабо. Из конки Таманского п-ова известны сельдь *Clupeonella* sp., кефаль *Mugil finitimus* (Данильченко, 1986) и морская мышь *Protonymus gontsharova* (Сычевская, Прокофьев, 2007). Фауна конкских костистых рыб, включающая 30 видов, описана по отолитам из Мангышлака (Карагайлы) (Bratishko et al., 2015). Преобладание отолитов тресковых (*Gadidae*) и бычков (*Gobiidae*) указывает на прибрежно-внутреннеритическую обстановку местонахождения Карагайлы.

Сармат

Сарматские рыбы Восточного Паратетиса известны лучше, чем караганские и конкские. Отдельные находки костистых из ниже-среднесарматских отложений известны из разных мест Северного Кавказа, Крыма, Украины и Молдавии, однако систематические сборы сарматских рыб сотрудниками ПИН предприняты лишь в двух нижесарматских местонахождениях: на р. Пшеха в Краснодарском крае и на севере Молдавии (с. Наславча) (Банников, 2009, 2019). Комплексы рыб, выявленные в этих местах, существенно разнятся по систематическому составу. На левом берегу р. Пшеха у с. Цуревский (верхи среднецуревской подсытки: Белуженко, 2002) собраны следующие рыбы (Carnevale et al., 2006; Банников, 2009, 2010, 2019): *Sarmatella tsurevica*, *Sardina tarletskovi*, *Palimphemus* sp., Belonidae gen. et sp. indet., *Hyporhamphus* (*Reporhamphus*) *tatjanchenkoi*, Syngnathidae gen. et sp. indet., Scorpaenidae gen. et sp. indet., Carangidae gen. et sp. indet., *Pshekharus yesinorum*, *Mullus* sp., *Mugil minax*, *Trachinus* sp., “*Diplecogaster*” sp., *Callionymus* cf. *macrocephalus*, *Pomatoschistus* sp., *Proantigonia* sp., *Scomber* aff. *caucasicus*, *Bothus* sp., Soleidae gen. et sp. indet. Доминирует вид сельдевых *Sarmatella tsurevica*, многочисленны также тресковые *Palimphemus* sp. и мальки ботусовых камбал *Bothus* sp. В отличие от северокавказского, сарматский комплекс рыб Молдавии несет явные признаки приуроченности к лагунной обстановке (рыбы здесь захоронены в нескольких слоях массовой гибели), характеризуется доминированием атеринок *Atherina suchovi*, а сельдевые *Moldavichthys switshenskae* занимают в лучшем случае второе место по числу находок. Необычно разнообразны здесь придонные бычки (Gobioidei). Общими для двух комплексов являются лишь два рода, *Mullus* и *Mugil*, причем последний род представлен определенно разными видами (Банников, 2019).

На основании данных по двустворчатым моллюскам ранне-среднесарматский бассейн Восточного Паратетиса был классифицирован как полуморской (миксомезогалинный), эпизодически соединявшийся с открытыми водами (Невеская и др., 2005). Фауна рыб в основном подтверждает эту классификацию, будучи явно обедненной по систематическому составу и с преобладанием эвригалинных таксонов. В то же время, *Bothus*, *Mullus* и, видимо, *Proantigonia* являются стеногалинными родами, не выносящими значительного опреснения, а некоторые эвригалинные роды (*Mugil*, *Hyporhamphus*, *Scomber*), хотя и могут жить длительное время в неполно соленых водах, для завершения жизненного цикла нуждаются в морской среде. Таким образом, по рыбам раннесарматский Восточный Паратетис можно классифицировать как миксополигалинный бассейн, с соленостью выше 18‰ (верхняя граница солености мезогалинных бассейнов). Химизм вод сарматского бассейна характеризовался повышенной щелочностью и перенасыщением карбонатом (Pisera, 1996; Carnevale et al., 2006). На последнее указывает сохранение отолитов *in situ* у всех сарматских рыб (Банников, 2009, 2010, 2019). Таким образом, обедненность систематического состава раннесарматских рыб Восточного Паратетиса объясняется не столько низкой соленостью вод, сколько их неблагоприятным химизмом.

Помимо комплексов Цуревского и Наславчи, сарматские рыбы отмечались из разных местонахождений Северного Кавказа, Крыма, Азербайджана, Молдавии и Донбасса (Амвросиевка: Богачев, 1955), но систематических раскопок там не предпринималось. Заслуживает внимания наличие в сармате местонахождения Амвросиевка и в окрестностях г. Грозного находок Sciaenidae, не известных пока из лучше изученных комплексов Цуревского и Наславчи. Интересна также находка вида капроидов рода *Proantigonia* в Дагестане – этот род характерен для сармата более западных регионов (Хорватия, Австрия, Румыния) (Baciu et al., 2005), единичные находки *Proantigonia* sp. известны и из комплекса Цуревского. В целом раннесарматские бассейны Восточного Паратетиса характеризует высокий видовой эндемизм рыб.

Ниже по течению р. Пшеха от местонахождения Цуревский, ближе к впадению р. Гольшка (верхнецуревская подсвета: Белуженко, 2002), известен комплекс среднесарматских рыб, более обедненный по систематическому составу и приуроченный в основном к нескольким тонким слоям со свидетельствами массовой гибели рыб. Достоверных находок позднесарматских рыб пока не известно.

Мэотис, понт и плиоцен

Мэотические рыбы пока изучены очень плохо: В.В. Богачев (1942) отметил из мэотиса Восточного Паратетиса две формы сельдей, проблематичного *Lepidopus*, и кратко описал (без изображений) четыре новых вида – *Matarchia* (= *Scomber*) *spuria*, *Chrysophrys* (= *Sparus*) *diatomacea*, *Merluccius maeoticus* и *Labrax* (= *Morone*) *vogdti* (три первых из них – из окрестностей Тамани и мыса Железный Рог, а последнего – из Гурии, Грузия). Несмотря на их неполноту, наличие морских родов *Sparus* и *Merluccius* в мэотисе Тамани можно подтвердить и дополнить еще тремя формами: *Mugil* sp., *Sciaenidae* gen. et sp. indet. и *Carnevalella* (?) *tmutarakanica* (Банников, 2013). По-видимому, справедливо Богачев (1942) считает мэотических рыб не унаследованными от позднесарматских фаун, а переселенцами из открытых вод.

Морские фауны рыб не известны из более молодых отложений Восточного Паратетиса, пресноводные и солоноватоводные рыбы изучены плохо. Из понта (верхний миоцен) Абхазии описан солоноватоводный комплекс рыб (Габелая, 1976; Данильченко, 1980) в составе: пяти видов Clupeidae, *Atherina colchidica* (Atherinidae), *Mugil editus*, *M. nodosus*, *M. ordinatus* (Mugilidae), и *Carnevalella impropria* (Sciaenidae). Три вида солоноватоводных сельдей характеризуют акчагыльские отложения Азербайджана и Туркменистана (Данильченко, 1980).

Флора и растительность

М.А. Ахметьев

К сожалению, информация о растительном покрове континентального обрамления Восточного Паратетиса весьма неравноценна для разных его частей. Лишь в карпатском и кавказском регионах удается проследить изменение флор и трансформацию растительного покрова с начала миоцена и до плейстоцена. Флористические данные по северной и восточной континентальным окраинам Паратетиса относятся главным образом к среднему миоцену. Данные палеокарпологии и палинологии позволяют судить о развитии растительного покрова позднего миоцена и плиоцена южной и юго-восточной частей Русской плиты.

Характерной особенностью развития Паратетиса было постепенное расширение осушенных от моря площадей и поднятия горных массивов в южном его обрамлении, что вело к усилению дифференциации растительного покрова, появлению поясов горной растительности. В соответствии с особенностями геологического и палеогеографического развития Восточного Паратетиса автором выделяются четыре основных этапа в развитии растительного покрова: позднемайкопский, тарханско-среднесарматский, позднесарматско-понтический и плиоценовый. Основная перестройка флоры произошла в позднем миоцене, в связи с начавшимися активными поднятиями альпийских горных сооружений, включая Большой Кавказ, с ликвидацией морского пролива в районе Дзирульского массива и Восточной Грузии. Эта перестройка сопровождалась похолоданием, иссушением климата, формированием новых типов мелколистной, жестколистной растительности маквисового типа. Во второй половине позднего миоцена разнородные флористические элементы восточноазиатского и североамериканского родства активно замещались макаронезийскими элементами, сохранившимися и ныне на Канарских островах.

В связи с прогрессирующим похолоданием климата к концу неогена граница между крупнейшими фитохориями сместилась к югу по широте не менее чем на 20°. Субтропические условия сохранились до середины плиоцена лишь в Закавказской и Туркменской провинциях.

Ранний миоцен

В основе представлений о составе флоры и характере растительности раннего миоцена Русской плиты и Скифской платформы лежат палинологические данные. В палинокомплексах Предкавказья и Причерноморья Л.А. Панова (Практическая палиностратиграфия, 1990) выделяла единый палинокомплекс с *Pinus*, *Corylus*, *Motipites punctatus*. Доминировала пыльца хвойных, главным образом *Pinus*, меньше *Tsuga*, *Sciadopitys*, *Cedrus*. Ко второй половине раннего миоцена все большую роль приобретает пыльца *Taxodiaceae*. В группе покрытосеменных доминировала пыльца *Betulaceae* (*Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Alnus*), а из *Juglandaceae* – *Platycarya*, *Engelhardia*

и *Momipites*. Как и в центральноевропейских флорах, пыльца субтропических покрытосеменных разнообразна: *Palmae*, *Sapindaceae*, *Mugicaceae*, *Proteaceae*, *Laurus*. В палинофлорах Северного Кавказа заметно участие травянистых (*Liliaceae*, *Gramineae*, *Sparganium*).

По мере того как климат в аральское время стал приобретать черты сезонного, на Устюрте, в Приаралье и Тургае буковые леса на возвышенностях и березово-ореховые в низинах стали постепенно замещаться сосново-дубовыми. В составе раннемиоценовых палинокомплексов, в отличие от олигоценовых, все большее значение приобретали травы и кустарники с относительно небольшим количеством древесных пород. С начала миоцена, судя по появлению пыльцы злаков и других травянистых, возникли биохории, из которых впоследствии стали развиваться степные ассоциации, разнообразнее стал состав *Ephedra* (данные Н.И. Запорожец и др.).

Осадконакопление на Туранской плите происходило в условиях сезонного выпадения осадков, максимум которых, как и ныне в Средиземноморье, приходился на зимнее время. В условиях сухого жаркого лета ландшафты заметно менялись, хотя низменные озерные равнины еще продолжали оставаться слабо дренированными гидрографической сетью. Прибрежные леса галерейного типа начали переходить на положение островных, и основную роль в зональной растительности заняли маквис и травянистые ценозы. Наиболее возвышенные пространства и южные склоны были заняты кочлючими кустарниками из бобовых и вересковых. О теплых климатических условиях бурдигальского века на территории Казахстана свидетельствуют находки пыльцы пальм и других теплолюбивых древесных растений в верхних слоях аральской свиты Устюрта с одновременным высоким содержанием пыльцы *Ephedra* и трав.

Флоры раннего миоцена Украинских Карпат достаточно богаты (Байковская, 1953; Ильинская, 1960) и отражают лесную растительность с участием лавровых и других вечнозеленых растений, а также листопадных широколиственных (*Alangium*, *Platanus*).

Облик растительного покрова Северного Предкавказья в начале миоцена (алкунское, зеленкуское и раннекараджалгинское время) был близок Причерноморью (Неогеновая система, 1986), лишь роль субтропических элементов была больше.

Во вторую половину раннего миоцена в Причерноморье (чернобаевское время) и в Предкавказье (позднекараджалгинское и ольгинское время) продолжали господствовать лесные формации, но увеличение количества и разнообразия в них субтропических растений свидетельствуют о заметном потеплении. Впервые в кайнозое здесь появились территории, занятые травянистыми ценозами (данные Н.И. Запорожец и др.).

В Закавказье отложения верхов кавказия (уплисцихской свиты) и сакараула охарактеризованы комплексами вечнозеленых субтропических жестколистных лесов, отражающих условия жаркого сухого климата (Джапаридзе, 1982). От флор Предкавказья улисцихская отличается еще и присутствием видов из формации хвойных и хвойно-горных субтропических лесов с вечнозелеными древесными, свидетельствующих о расчлененности рельефа Малого Кавказа. Уплисцихская палинофлора по составу ближе к флорам

Западного Паратетиса, особенно верхов эгера Венгрии (данные Л.А. Пановой в: Практическая палиностратиграфия, 1990).

В сакарауле палинокомплексы свидетельствуют, что господствующей формацией здесь оставалась субтропическая лесная флора, но в составе хвойных увеличилась доля *Taxodiaceae*, а среди древесных семейств – *Juglandaceae* и *Fagaceae* (*Quercus*, *Castanopsis*) – возросла доля *Ulmus* и экзотических субтропических таксонов с трехбороздной пыльцой, не определенных по естественной системе.

Коцахурская палинофлора Западной Грузии также оставалась субтропической, близкой сакараульской, но роль хвойных растений в ней несколько уменьшилась (Практическая палиностратиграфия, 1990).

На Мангышлаке наиболее теплым условиям отвечают отложения кашкаратинской свиты, содержащей пыльцу пальм, лавровых, миртовых и других теплолюбивых растений (Неогеновая система, 1986). На юге Туркмении, на Челекене, судя по палинологическим данным, существовали солянково-попынно-разнотравные пустыни.

В Средней Азии активизация тектонических движений в Альпийско-Гималайском поясе привела к усилению вертикальной дифференциации растительного покрова. По мере поднятий Тибета и Памиро-Алая, наряду с саванноидными формациями, все более заметную роль стали играть лесные. В средневысотной части поднимающихся горных массивов были распространены широколиственные леса с ореховыми, буковыми и другими широколиственными.

По редким находкам листовой флоры с привлечением палинологических данных удается восстановить основные пояса растительности в горном обрамлении Таджикской впадины и на Памире. В низинах, освободившихся от моря, на рубеже олигоцена и миоцена сформировался тугайный комплекс с участием *Juglandaceae* и *Salicaceae*. Нижний горный пояс был занят саванными группировками, чередующимися с маквисом. Выше отчетливо был выражен пояс широколиственных лесов с переходами к саванне у нижней границы пояса и хвойными лесами близ водоразделов.

В раннем аквитане еще продолжалось похолодание климата, начавшееся в конце хатта, обусловленное снижением среднезимних температур, при среднегодовых осадках до 1000-1500 мм (Akhmetiev et al., 2005). Максимальное потепление климата произошло в бурдигале, причем оно в равной степени проявилось как севернее, так и южнее морской акватории Паратетиса. Различие с температурами аквитана в среднегодовых и среднезимних температурах составляло около 4-6°C. Вдоль южного морского побережья Паратетиса в бурдигале распространилась мангровая растительность, ее присутствие установлено в Венгрии и Грузии. Примечательно, что в лавролистных бурдигальских и ранне-среднемиоценовых флорах встречались остатки плодов мастиксиевых – характерных компонентов современных тропиков Юго-Восточной Азии.

Тархан

В Причерноморье для середины среднего миоцена были характерны влажные широколиственные леса с господством листопадной умеренно-теплолюбивой флоры со значительным участием вечнозеленых, для которой наиболее характерны были вязовые, буковые, ореховые при незначительном участии хвойных (Практическая палиностратиграфия, 1990).

Палинокомплексы Западной Грузии характеризуют очень богатую и разнообразную субтропическую флору, лесную с элементами теплоумеренных таксонов (различные виды *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Salix*, *Alnus*, *Betula*, из вечнозеленых – *Myrica*, *Nyssa*, *Engelhardtia*, лавровые).

Тарханские флоры Закавказья, по палинологическим данным, известны также в Армении (Лейе, 1968). В этом регионе в условиях расчлененного горного рельефа на высоких гипсометрических отметках были распространены пышные теплоумеренные хвойно-широколиственные леса с участием разнообразных хвойных, доминированием дубов и кастанопсисов при равном участии других вечнозеленых и листопадных форм.

Чокрак

Чокракский палинокомплекс в большинстве районов Причерноморья и Предкавказья характеризуется богатыми лесными ассоциациями с преобладанием хвойных Pinaceae, а среди покрытосеменных – Ulmaceae и Fagaceae (*Quercus*). Меньше по сравнению с тарханом стало Betulaceae, *Salix* и Juglandaceae (Практическая палиностратиграфия, 1990). Возросла роль травянистых (в частности, Chenopodiaceae), что свидетельствует о более засушливом климате.

В чокракский век, по сравнению с тарханским, дифференциация растительного покрова в Закавказье проявилась в еще большей степени. Влажные субтропические леса занимали не только прибрежную зону, но местами и низогорный пояс. Выше они сменялись широколиственными листопадными лесами. Аридизация в чокраке, хотя и неравномерно, фиксируется в разных районах Закавказья, особенно в Азербайджане, где в палинокомплексах возросло количество травянистой пыльцы (15-55% от объема палиноспектров). В Тальше и Среднекуринской впадине содержание пыльцы эфедры увеличилось до 30-35%, а среди голосеменных доминировала пыльца кипарисовых.

Караган

Для юга Русской плиты (Северное Приазовье, низовье Дона и Предкавказье) удастся восстановить более полную картину развития растительного покрова в неогене, начиная с караганского века, благодаря двум десяткам разновозрастных местонахождений растительных мегафоссилий и семенных флор, а также палинологическим данным, полученным Е.Н. Анановой (1974) по разрезам многочисленных скважин и отдельных обнажений на этой площади.

В караганский век повсеместно, кроме морского побережья, были распространены дубово-лаврово-ильмовые леса с крайне небольшим участием хвойных (сосен) и листопадных сережкоцветных (березы, ольхи). Периодически осушаемое морское побережье было заселено маревыми с обилием прибрежно-водных растений, в том числе травянистых. Находки листьев и карпоидов субтропических растений, особенно в Предкавказье, дополняются присутствием пыльцы *Sapindus*, *Broussonetia*, *Eucommia*, *Vuxus*, *Altingia*, *Parrotia*, *Pistacia*, *Plex* и др. В местонахождениях карагана из предкавказских разрезов в сборах С.В. Попова (р. Белая, р. Пшеха), Ю.О. Гаврилова (Восточное Предкавказье), А.С. Тесакова и М.А. Ахметьева встречены листья лавровых и вечнозеленых жестколистных дубов, а из караганских отложений Дагестана Т.Н. Байковской были описаны листья перистой пальмы, а также цельнокрайние листья лавровых. Флора, как и в тархан-чокракское время, продолжала оставаться мелколистной, указывая на большее сходство природной обстановки карагана с тархан-чокракским, а не с конкско-среднесарматским временем. На фоне доминирования пыльцы широколиственных значительная доля в спектрах принадлежала древесным и кустарниковым ксерофитам, а также травянистым растениям (маревым, сложноцветным, ворсянковым, эфедре и др.). Климат был сходен с современным средиземноморским: сезонным, с жарким летом и осадками, основной объем которых выпадал в осенне-зимний период.

Состав флоры и растительности Молдавии караганского и конкского веков реконструирован только по палинологическим данным (Мицул, 1973). В подольской свите Белгород-Днестровского р-на, предположительно караганского возраста, в палиноспектрах преобладает пыльца древесных пород, доля травянистых составляет 17%, а споры мхов – 8%. Господствует пыльца сосны (более 60%). Часто встречается пыльца дуба, ильма и граба, реже – березы, пекана и орешника. Кустарничковые и травянистые представлены маревыми (16%) и сложноцветными (1%).

Флоры караганского регионаруса и фоладовых, или картвельских, слоев конкского регионаруса были изучены Г.С. Аваковым (1970) в долинах рек Меджуда (Южная Осетия) и Квирила (запад Центральной Грузии). Эти флоры отражают лесную растительность центральной части южного гористого склона миоценового Кавказского острова и Дзирульского массива. Выделяются три основные группы растительных формаций, существовавших в условиях горного рельефа с абсолютными отметками до 2000 м: 1) жестколистного леса на сухих склонах; 2) влажного субтропического (лавроволистного) леса; 3) листопадного летнезеленого леса, растущего в условиях

переменно влажного климата. На сухих склонах росли акации и другие мелколистные породы с жесткими кожистыми листьями (виды восковниц, кастанопсис, котинус, мирт, каллистемофиллум, а также хакия и банксия, сближаемые с протейными). Для лавроволистных лесов были характерны условия относительно высокой влажности, обычной для пояса туманов. Это таксономически наиболее богатая группа деревьев и кустарников (плющ, энгельгардия, хелиция, магнолия, литсея, коричный лавр, окотея, авокадо, падуб, мыльное дерево, сабия, комбретум и др.). В составе формации летнезеленых лесов были как влаголюбивые каштаны, так и более сухо-светлолюбивые: комптония, граб, котинус и др. Формация приречных лесов была образована видами ив, тополей, ильмов и платанов (Аваков, 1970).

Для нижней зоны жестколистных лесов Г.С. Аваков предполагает среднегодовую температуру +18-20°C при среднегодовой относительной влажности 63%. На высотах от 600 м над уровнем моря она могла достигать 80%, что было благоприятно для существования влажных субтропических лесов при среднегодовой температуре +14°C. В горах на высотах до 1500-2000 м среднегодовые температуры падали до +9°C.

Иные природные условия в это время складывались в Армении. По палинологическим данным, при накоплении октябрьской толщи Приереванского района (низы среднего миоцена) и разданской свиты (сармат) существовали не субтропические, а мезофильные листопадные леса с ореховыми (*Carya*, *Pterocarya*), ильмовыми, шелковичными, дубом, каштаном, березой, восковницами, ликвидамбром и гаммелиевыми.

На большей части Азербайджана в караганский век и в раннеконкское время умеренно-теплолюбивая лесная растительность была в сложном сочетании с субтропической, тяготеющей к морским побережьям, с постепенным сокращением влияния последней, особенно в конкский век. Роль пыльцы травянистых растений и эфедры в карагане и конке была заметно меньше, чем в чокракский век. Г.С. Аваковым (1970) и другими закавказскими палеоботаниками подчеркивалось, что растительность всех трех вертикальных зон или поясов (теплого сухого, тепло влажного и умеренно теплого климатов) в своих крайних проявлениях происходили из различных экологически обособленных районов и были мало связаны друг с другом флористически.

Конка

Флоры северного побережья Восточного Паратетиса в пределах юга Русской плиты описаны монографически в Восточном Донбассе из местонахождений: Крынка (Криштофович, Байковская, 1965) и Амвросиевка (Пименова, 1941, 1954), в Северном Приазовье: Грузский Еланчик, Мариуполь (Тесленко, 1957) и в районе Мариуполя (Коваль, 1955). К настоящему времени достаточно надежно установлено, что эти флоры конкские, так как флороносные слои повсеместно, иногда с размывом, реже постепенно, перекрыты слоями с раннесарматской фауной, а непосредственно в слоях с остатками растений были встречены конкские моллюски.

Комплексы мегафоссилий близки по составу и содержат обычно не менее 20-26% общих видов, идентичных экологически. Они представлены

древесными и кустарниковыми листопадными широколиственными, реже мелколистными с участием вечнозеленых (до 5%): дубов (*Quercus neriifolia*, *Q. ilex*), лавровых (*Laurus*, *Cinnamomum*, *Sassafras*), магнолиевых (*Magnolia*, *Schizandra*), сапиндовых, лорантовых, падубовых и шелковичных (*Ficus*). Основными лесообразователями мезофильных широколиственных лесов были буки, дубы, каштаны, ореховые, березовые. Пышный подлесок был образован розоцветными (*Physocarpus*, *Spiraea*, *Rubus*, *Rosa*, *Prunus*, *Laurocerasus*, *Pyros*, *Photinia*, *Cotoneaster*, *Crataegus* и др.) с участием бобовых (*Cercis*, *Wistaria*, *Genitsa* и др.). Во флоре Крынки заметное место в растительном покрове занимали болотный кипарис и тиссовые. Во флорах Мариуполя и Амвросиевки встречены листья *Cercidiphyllum*, *Quercus alexeevii* и некоторых других растений, расцвет которых в западных районах Центральной Евразии падает на олигоцен.

Рассмотренные флоры северного побережья Паратетиса – одни из наиболее молодых, в которых еще заметна роль вечнозеленых субтропических растений, усиливающаяся в более западных украинско-карпатских флорах. Остатки субтропических растений, в том числе и вечнозеленых, встречаются практически во всех коллекциях из конкских отложений (Амвросиевка, Крынка, Грузский Еланчик и др.), а также в палиноспектрах. Из наиболее термофильных растений в единичных экземплярах отмечена пыльца парротии, стеркулии, энгельгардии и эвкоммии. Среди мегафоссилий обнаружены разнообразные лавровые (авокадо, бензоин, лавр, дафногене, коричный лавр и др.), магнолии, жестколистные вечнозеленые дубы, гамамелиевые, бобовые, мыльное дерево, хурма и др. В палиноспектрах также установлено присутствие альтингии, симплокоса, фирмианы и др.

Конкские палиноспектры отличаются от караганских большим участием пыльцы нескольких видов сосен (65-75%), других хвойных не более 1%. Среди них секвойя, болотный кипарис (таксодиум) и кипарисовик, тсуга, представленная несколькими видами, а также криптомерия, ногоплодник, псевдотсуга, кедр и др. Некоторые из представителей этих родов уже неизвестны в более молодых отложениях. В спектрах цветковых преобладает пыльца дуба и ильма, отличающаяся разнообразием видов. Пыльца кустарничков и трав представлена вересковыми, маревыми, сложноцветными, злаками, спарганиевыми. В палинокомплексах заметно сократилось участие ильмовых и березовых за счет заметного увеличения количества пыльцы хвойных. Для позднеконкского времени характерны два пика травянисто-кустарниковой пыльцы (маревых, полыней и др.), что, вероятно, отражает две кратковременные фазы осушения при регрессивном развитии морского бассейна.

Широкий спектр хвойных и крупнолиственность цветковых указывают на теплый гумидный климат, близкий субтропическому. По мере удаления на север (Тамбовская обл.) климат становился умеренно-теплым, что подтверждается заметным увеличением роли пыльцы хвойных, а также большим участием листопадных широколиственных в комплексах мегафоссилий, наряду с присутствием вечнозеленых (данные Е.Н. Анановой и др.).

В восточном обрамлении Паратетиса флоры азиатской России и сопредельных районов Казахстана и Средней Азии изучены пока недостаточно.

В.В. Лавровым было высказано представление, что по мере поднятий горных сооружений Копетдага и Тянь-Шаньской системы перед их фронтом происходила миграция растительных сообществ со сменой лесной, лесостепной и степной и даже полупустынной растительности к северу от этих горных сооружений.

Флора на развивающихся горных массивах Средней Азии способствовала формированию в неогене многочисленных эндемичных растений, определяющих своеобразие состава флор и современных горных массивов этих регионов Азии. О характере растительного покрова Южного Казахстана и Средней Азии можно судить по таксономическому составу флор из отложений межгорных впадин: Каркаринской, Текесской, Кочкорской, Иссык-Кульской, Ферганской, Илийской, а также неогеновых флор Северного Приаралья и Тургая (Кутузкина, 1957; Корнилова, 1966; Ахметьев, 1993). Практически во всех средне-позднемиоценовых и раннеплиоценовых флорах перечисленных выше впадин основными эдификаторами низкорослого редколесья по речным долинам являлись тополя подрода *Turanga*, которым сопутствовали узколистные ивы и мелколистный вяз. Палинологическим методом в составе рипарийных лесов устанавливается присутствие березовых и ореховых с участием широколиственных (липа, каштан, клен, дзелькова), а также айланта и периплока в сочетании с разнообразными травянистыми – спарганиевыми, маревыми, бобовыми, сложноцветными.

Растительный покров Туркмении представлял связующее звено между регионами Восточного Закавказья и Таджикистаном, отличаясь, как и ныне, еще более широким распространением растений аридного климата. Среднегодовое количество осадков колебалось от 100 до 400 мм. Появились солончаки и первые пустыни, однако площади их с середины миоцена неоднократно менялись, сокращались периоды морских трансгрессий (конкской, сарматской). Это устанавливается по соотношению в палинокомплексах содержания пыльцы растений ксерофитов – показателей аридности и разнотравных гигрофитов.

Терригенная миоценовая моласса Таджикской впадины подразделяется на нижнюю красноцветную (бальджуанская и хенгоусская свиты) и верхнюю сероцветную (тавильдаринская свита). Для среднемиоценовых палиноспектров верхней части красноцветных осадков характерно сокращение количества пыльцы эфедры с одновременным увеличением количества пыльцы травянистых. Склоновые группировки были образованы смешанными полидоминантными мезофильными лесами с участием ели, сосны, кедра, тсуги, березы, ольхи, вяза. Самостоятельное ценотическое значение получили арчевники, судя по высокому содержанию пыльцы *Juniperus* в красноцветях хенгоусской свиты, в тавильдаринское время открытые пространства заняла степная и полупустынная растительность. Степные ценозы были образованы злаками, сложноцветными и маревыми, а о составе тугайных группировок можно судить по находкам мелко- и узколистных *Populus mutabilis* и *Salix angusta* в базальных слоях тавильдаринской свиты (Ахметьев, 1993).

Ранний – средний сармат

Комплексы мегафоссилий, спор и пыльцы раннего и первой половины среднего сармата близки и завершают среднемиоценовый этап развития флоры и растительности. Этот этап является естественным продолжением предшествовавшего конкского, так как в первой половине сармата на юге Русской плиты, при доминировании листопадных деревьев и кустарников, еще сохранялись вечнозеленые. Наиболее заметные изменения в составе флоры произошли в конце среднего сармата.

Отличительной особенностью состава флоры и растительности Приазовья и низовьев Дона первой половины сармата является доминирование в палинокомплексах пыльцы хвойных (70-80%), особенно сосны обоих подвидов (*Haploxylon* и *Diploxylon*), и почти всех секций этого рода (*Strobus*, *Cembra*, *Banksia*, *Eupitys* и др.). Как и в конкский век, заметное место в пыльцевых спектрах занимает пыльца сосны и таксодиевых, заметно возросла в растительном покрове роль тсуги и пихты. Аксессуарная часть пыльцевых спектров отражала большое разнообразие представителей других родов голосеменных: кетелеерия, зонтичная сосна, тиссовые, ногоплодниковые, гинкго и др. Покрытосеменные (до 20%) представлены пыльцой дубов, ильмов и березовых – основных лесообразователей рипарийных и низкосклоновых ассоциаций. По-прежнему заметную роль в составе лесов играли ореховые. В подлесном покрове господствовали папоротники, а также вересковые и маревые. Представители родов *Rhododendron*, *Vaccinium* становятся заметными лишь с начала среднего сармата, когда стало заметно меньше вечнозеленых. Среди мегафоссилий отмечаются находки лавровых (*Laurus*, *Cinnamotum*), а в пыльцевых спектрах – немногочисленные экземпляры литокарпуса, тюльпанного дерева, питтоспорума, ниссы, альтингии, самшита, падубы и др. Изредка встречается пыльца *Trachycarpus* – пальмы, переносящей слабые заморозки.

Данные палинологии по всему югу Русской плиты от Молдавии до Прикаспия свидетельствуют о весьма однообразном составе лесной растительности с доминированием сосен в приводораздельных местообитаниях и дубово-ильмово-березовых лесов на равнинах к северу от морского бассейна. Роль вечнозеленых в растительном покрове заметно упала, что указывает на дальнейшее смещение к югу границы бореальной зоны. Флора первой половины сармата крупнолистая, отражая гумидный теплоумеренный климат с равномерным распределением осадков в течение года.

Сарматские листовые флоры наиболее полно изучены и монографически описаны, это флоры местонахождений Бурсук (Штефьурца, 1972, 1974, 1999; Негру, 1969, 1970) и Наславча (Якубовская, 1955) нижнего сармата, среднесарматская флора Гидигича (Якубовская, 1955).

Флора с. Бурсук (Каменский р-н, северо-восточная Молдавия) описана по остаткам листьев и фруктификаций. Она происходит из средней части базальной нижнесарматской карбонатно-терригенной пачки с многочисленной фауной моллюсков, залегающей на баденских отложениях, также содержащих богатую фауну моллюсков. В составе «листовой» флоры А.Г. Штефьурцей указываются немногочисленные отпечатки листьев и перышек

папоротников (*Pteridium*, *Osmunda*), единичные экземпляры хвойных (*Pinus*, *Sequoia*, *Taxodium*), один лист веерной пальмы *Chamaerops humilis*, идентичной описанной А.А. Колаковским (1964) из миоценовой флоры Абхазии. Однодольные представлены листьями *Smilax* и *Dioscorea*. Доминантами и субдоминантами флоры являются листопадные: *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Parrotia*, *Podogonium*, *Cotinus*, *Acer*. Характерной особенностью флоры Бурсук является то, что в мегафоссилиях не были обнаружены таксоны, обычные для сарматских флор Центральной и Восточной Европы (*Salix*, *Populus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Carya*, *Alnus*, *Corylus*, *Fagus*, *Platanus*, *Tilia* и др.), и лишь небольшая часть их выполняется находками единичных экземпляров семенной флоры (*Carpinus*, *Tilia*, *Pterocarya*). Характерно крайне незначительное участие в отпечатках листьев субтропических растений (*Chamaerops*, *Smilax*), хотя многие из листопадных видов имеют отдаленное субтропическое родство. С одновозрастными флорами Центральной Европы флору Бурсук связывает ее мелколистность, которая отмечается даже обычно у мезофильных ликвидамбра и парротии. Это отличает ее от более крупнолистных флор юга Русской плиты. По карпологическим данным флора характеризуется смещением субтропических (Moraceae, Buxaceae, Rutaceae, Sapindaceae, Alangiaceae, Staphyleaceae) и теплоумеренных видов. В формационном отношении флора Бурсука отражает субксерофитную широколиственную формацию, образующую ее основное ядро с участием *Celtis*, *Ampelopsis*, *Ailanthus*, *Swida*, *Aralia*, *Prunus*. В нее входили многие травянистые растения наземного покрова (*Portulaca*, *Arenaria*, *Chenopodium*, *Hypericum* и др.). Ведущими фитогеографическими элементами флоры Бурсук были атлантическо-североамериканские, древнесредиземноморские и восточно-азиатские. Судя по составу флоры, ее климатические параметры изменялись в следующих пределах: среднегодовая температура +13-16°C, среднезимняя +3-10°C, при среднегодовых осадках до 800 мм.

Флора Наславчи на правом берегу Днестра у г. Могилев-Подольский (Якубовская, 1955) также приурочена к базальной глинистой пачке нижнего сармата. Кроме растений, в ней обнаружены остатки моллюсков, рыб и насекомых. Встречены остатки бурых водорослей *Cystoseira*. При отсутствии папоротников и хвойных, разнообразен состав сережкоцветных (ореховые, березовые, буковые). Преобладают отпечатки листьев каштана, которому сопутствуют дзелькова, клен, ильм и сумах. Флору Наславчи, как и Бурсука, отличает ксерофильность и крайне небольшое участие в составе мегафоссилий вечнозеленых растений. Т.А. Якубовская отмечает общность состава флоры Наславчи с одновозрастными флорами Польши и Венгрии, хотя в сарматских флорах последней (Andreansky, 1959) значительно больше вечнозеленых растений, в том числе лавровых.

Флора Гидигича в окрестностях Кишинева (Якубовская, 1955) имеет среднесарматский возраст и представлена остатками платанов (43%), тополей, ильмов и ликвидамбров, отражая состав рипарийной формации. Эта флора имеет всего четыре общих вида с флорой Наславчи и теснее связана с более молодыми флорами Украины, даже мэотического возраста. Эта флора могла существовать при большей летней засушливости и среднегодовом количестве осадков до 600-700 мм.

Мелколистные флоры среднего сармата Предкавказья и черноморско-го побережья хорошо обособлены их ксерофитным обликом и участием в составе разнообразных вечнозеленых растений и были распространены в пределах всего Западного Предкавказья и черноморского побережья от Западной Грузии и Абхазии до Тамани. Это дало основание Н.В. Гурьеву (1987) объединить флоры Крымска и других местонахождений Предкавказья с близкими флорами Западной Грузии и Абхазии (Годердзи, Дзиндза, Кодор и др.) в единый флористический район, отличный от Североазовского.

В сравнительном плане наиболее показательна флора района Крымска. Субтропические растения, среди которых Lauraceae, Magnoliaceae, Myrsinaceae (*Rapanea*), *Sapindus*, *Berchemia* и др., неоднократно описывались Г.Д. Пашковым (1959, 1965). Н.В. Гурьев (1987) монографически охарактеризовал флору криптомактровых слоев Крымска. По фауне моллюсков он датировал ее первой половиной среднего сармата, указав более 50 видов растений, большая часть которых принадлежит вечнозеленым. Им отмечены находки бурых водорослей *Cystoseirites*, *Cystophyllum* и *Sargassum*, папоротники чистоуст и субтропический циклозорус, три вида магнолий, представители восьми родов и 10 видов лавровых [*Actinodaphne*, *Apollonias*, *Daphnogene*, *Cinnatomum* (сотни экземпляров), *Lindera*, *Litsea*, *Ocotea*, *Persea*]. Выявленные в этой же флоре остатки жестколистных восковниц, хурмы, рапанеи, стеркулии, мыльного дерева, падуба, шефлеры, вискума, берхемии, бамбука и других растений субтропиков характеризуют флору Крымска как наиболее молодую из известных субтропических флор неогена России. В то же время в ней отсутствуют важнейшие представители сережкоцветных неогена: березовых, буковых и ореховых. Большинство современных аналогов флоры Крымска обитают в Юго-Восточной Азии и Макаронезии, а также на американском континенте, в том числе в Центральной и Южной Америке (*Rapanea*, *Sterculia*, *Litsea kubanensis*). Фитоценоотическим аналогом сарматского леса крымского комплекса Н.В. Гурьев (1987) считает горные лавровые леса Макаронезии на высотах 700-1600 м над уровнем моря, а климатическим аналогом – климат Канарских о-вов с температурой февраля +12.8° С, при средней минимальной -3.4° С. Средняя температура августа оценивается им в +22° С при средней максимальной +40-41° С. Среднегодовое количество осадков 580 мм, из которых максимум (130 мм) приходится на декабрь.

В сарматских флорах Старого Крыма много пыльцы сосен, что отражает растительность водораздельных пространств. В верхнесарматских флорах повсеместно на юге России отмечаются признаки аридизации, так как количество пыльцы полыни в спектрах возрастает до 20%.

В лесах волынского времени (раннего сармата) Карпат отмечается смешение мезофильных и гигрофильных компонентов. Основными лесообразователями являлись хвойные, ореховые и буковые. В горных палеоценозах в середине волынского времени отмечается увеличение роли гигрофитов. В конце раннего и в первой половине среднего сармата (низы бессарабского горизонта) произошло дальнейшее сокращение участия вечнозеленых растений в растительном покрове и в составе хвойно-широколиственных лесов, в качестве лесообразователей выступали *Carya*, *Quercus* и *Castanea*. Распространение гигрофитов в горных флорах стало ограниченным.

Родовой спектр раннесарматских флор Карпат сближает их с современной флорой Талыша. Близким к талышскому был и климат, отличаясь меньшей влажностью в летние сезоны. Луковская флора и растительный покров раннего сармата были монографически описаны С.А. Молчановым (2002). Состав низинных лесов был образован *Pteris*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Carpinus*, *Vixus*, *Acer*, *Berchemia*, *Gleditschia*, *Wistaria*, *Ligustrum*. Леса с каштаном и дубом распространялись в нижнем горном поясе, а буковые леса – в верхнем. По данным малакологов, флороносные слои формировались в конце раннего сармата. Средняя температура июля оценивается Молчановым в +23.5°C, января +5°C, при среднегодовых осадках 900 мм.

Сарматские флоры Западной Грузии и Абхазии отличаются разнообразием вечнозеленых цветковых растений – обитателей влажного субтропического климата – в сочетании с экзотическими хвойными (*Cathaya*, *Colchidia*). В среднесарматских, а особенно в позднесарматских флорах много листопадных гигрофильных теплоумеренных видов, а также представителей гемоксерофитной флоры. Флора южных районов Западной Грузии беднее абхазской, но превосходит ее по разнообразию растений влажного субтропического климата. Прежде всего это относится к лавровым, представленным видами шести родов, а также к пяти или шести видам жестко-узколистных субтропических буковых. Прослеживаются тесные связи ископаемых видов с представителями рецентной восточноазиатской флоры, которой значительно уступают таксоны североамериканского и макаронезийского родства. Восточноазиатские элементы флоры преобладают во флорах горного ряда, а североамериканские – в рипарийных. От сарматских флор северных районов Кавказа флоры Западной Грузии отличаются как экологически, так и феноценотически. Особенность климата сармата Западной Грузии заключалась в том, что здесь смогли дольше просуществовать не только большое количество вечнозеленых цветковых растений, но и ряд более древних реликтовых видов флоры, известных с палеогена.

Поздний сармат

Принципиальная смена состава флоры и растительных ассоциаций началась во второй половине среднего сармата и закончилась к концу позднего сармата. В связи с прогрессирующей аридизацией и похолоданием климата происходила последовательная редукция в палиноспектрах пыльцы хвойных и древесных широколиственных с их замещением маревыми, сложноцветными, злаками, свидетельствующими о широком развитии открытых пространств. Смена фитоценозов с развитием слабо дифференцированной лесостепной и степной растительности охватила всю равнинную территорию к северу от Паратетиса.

Мелколистные субксерофитные флоры Предкавказья, позднесарматский возраст которых установлен по комплексам моллюсков из флороносных слоев, описаны из разных местонахождений: листовые флоры из разрезов у г. Армавира (Кутузкина, 1964), станции Лабинской на Кубани (Пашков, 1959), а также у г. Апшеронска (Кутузкина, 1974), где отпечатки листьев дополнены обработанной П.И. Дорофеевым (1964) богатой

коллекцией семенной флоры. Лесообразователями позднесарматских лесов были буки, каштаны, грабы и платаны. В позднесарматской флоре Армавира заметную роль играли птерокария, бобовые и гаммелиевые, а также отмечены единичные находки благородного и коричневого лавров, гранатового дерева и лорантуса. В составе лесов сохранились некоторые таксоны, известные в растительном покрове палеогена (*Ginkgo*, *Cercidiphyllum*, *Liquidambar*), а также ряд современных закавказских реликтов (*Zelkova*, *Parrotia*). Родовой спектр флор весьма близок спектру тех флор, которые были распространены на Русской плите, в Северном Приазовье и Восточной Украине в конкский век.

Во флоре Апшеронска, также позднесарматской, широко представлен ряд таксонов, ранее неизвестных или крайне редко встречающихся во флорах этого возраста в Предкавказье (*Phyllerea pschechensis*, *Punica paleoagranatum*, *Quercus cerris* var. *caucasica*, *Populus apscheronica* – Кутузкина, 1974). Значительно более богат состав семенной флоры, свидетельствующей о вхождении в состав лесных сообществ широкого спектра листопадных видов [*Fagus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Betula* (sect. *Costatae*), *Juglans*, *Acer*, *Eucommia*, *Fraxinus*, *Styrax*, *Viburnum*]. Сюда же относятся и некоторые южные представители листопадных флор (*Meliosma*, *Moroidea*, *Eurya*, *Ampelopsis*), а также другие южные виды, сближаемые П.И. Дорофеевым с рецентными (*Prunus spinosa*, виды *Buxus*, *Kentranthus ruber*, *Atriplex* spp.). Леса высокого горного пояса были образованы тсугой.

На юго-западе Украины средне- и позднесарматские семенные флоры были изучены П.И. Дорофеевым (1955) в долинах Южного Буга и Тилигула. Тафоценозы образованы преимущественно травянистыми растениями водно-болотных и открытых прибрежных местообитаний (*Azolla*, *Salvinia*, *Marsilea*, *Lemna*, *Ceratophyllum*, *Caldesia*, *Carex* и др.), а также группировками сухих склонов (*Polygonum*, *Rumex*, *Euphorbia*, *Physalis*, *Potentilla*, *Cleome*). В этих южных флорах лишь изредка встречаются представители дендрофлоры (*Morus*). Чаще они представлены плодоношениями кустарников или лиан (*Myrica*, *Ampelopsis*, *Sambucus*, *Aralia*). Можно предположить, что со второй половины сармата в растительном покрове Украины преобладали лесостепные и открытые пространства, заселенные травянистыми растениями. Климат позднего сармата в Предкарпатье отличался большей аридностью, но одновременно и более низкими показателями среднегодовых температур (не выше +11°C).

В юго-западной Грузии разновозрастные позднемiocеновые флоры известны из вулканогенной годердзской свиты. Флороносные слои являются базальными и приурочены к туфогенной пачке в средней части свиты. Базальная пачка обнажается у г. Вале, близ границы с Арменией на юге Ахалцихской впадины. Она с размывом залегает на постилающей пестроцветной свите предположительно олигоценного возраста (Челидзе, 1965). Флора из туфов средней части годердзской толщи (Узнадзе, 1946; Тахтаджян, 1963) собрана у одноименного перевала, а также у с. Утхисубани в 134 км от г. Батуми. У Годердзского перевала растения «на корню» были погребены пеплопадами и представлены не только отпечатками листьев и фруктификациями, но и остатками ископаемой древесины.

Флора местонахождения Вале представлена вечнозелеными и листопадными растениями при небольшом доминировании первых – обитателей сухого субтропического климата. Флора мелколистная, жестколистная. Большинство потомков растений флоры Вале и ныне обитают на сухих горных склонах Кавказа, хотя есть и растения американского, макаронезийского, малоазиатского и восточноазиатского родства. Кроме остатков папоротников (*Polypodium*, *Adiantum* и *Vandenboschia*), а также веерных пальм и сосен, широко представлен рипарийный листопадный элемент (ивы, тополя, восковницы, грабы, ольхи и дзельковы, при доминировании вечнозеленой *Myrica lignitum*). Вечнозеленый компонент представлен также несколькими видами узколистных жестколистных дубов (*Quercus elaeagnifolia*, *Q. ilex*, *Q. neriifolia* и др.), разнообразными лавровыми (виды *Cinnamomum*, *Persea*, *Laurus*) и низкорослыми древесными и кустарниковыми бобовыми (*Cassia*, *Sophora*, *Robinia*, *Colutea*, *Dalbergia*, *Podogonium*), сближающими флору Вале с позднемiocеновыми флорами Венского бассейна (Berger, 1954). Во флоре представлены и листопадные кустарники: *Spiraea*, *Sorbus*, *Rosa*, *Laurocerasus*, *Mahonia*, *Ligustrum*. Из вечнозеленых также отмечаются единичные находки *Ilex*, *Sapindus*, *Zyziphus*, *Myrtophyllum*, *Bumelia*, *Ficus* и др. Несмотря на широкий экологический спектр ископаемых видов, большая часть их характерна для маквисовой растительности и низкорослых древесных и кустарниковых зарослей горных местообитаний.

Позднесарматский возраст флоры Вале подтверждается таксономической близостью и физиономическим сходством с другими одновозрастными мелколистными флорами Паратетиса и Западного Средиземноморья (флоры Армавира, Апшеронска, Крымска), позднемiocеновыми флорами Италии (Сенигаллия, Пьемонт), Малой Азии (Манжжилика), Сербии (Бела Стена), Болгарии и Закарпатья.

Мэотис

В начале мэотиса климат стал более влажным и холодным, оставаясь теплоумеренным. Произошло восстановление лесной растительности, образованной широким спектром родов сережкоцветных: буковых, березовых и ореховых, при практически полном отсутствии хвойных. Заметно возросла роль кустарников, образованных розоцветными и бобовыми. Открытые пространства были заняты маревыми и сложноцветными, особенно видами полыни. Важную роль играли злаки. Разнообразии трав и кустарничков не ограничивалось только тремя семействами, перечисленными выше. В мэотисе оно заметно возросло и практически во всех палинологических пробах из мэотических отложений отмечено присутствие двух-трех видов пыльцы эфедры, а также гречишных, конского каштана, дельфиниума, эуфорбии и др., а среди прибрежно-водных растений – спарганиума, камыша, тростника, лотоса, кувшинки, трапы, водного папоротника сальвинии. Это подтверждено определениями семенных флор П.И. Дорофеевым (1951) и П.А. Никитиным.

Во второй половине мэотиса климат, оставаясь зимневлажным, стал более аридным. Пыльца травянистых растений открытых пространств

составляет до 90% палиноспектров. На юге Русской равнины стали господствовать безлесные ландшафты, которые только в средней полосе сменялись смешанными лесами. На севере региона росли сосновые леса с участием ели, пихты и тсуги.

Заметное иссушение климата происходило со второй половины среднего сармата до середины мэотиса в северо-восточной Болгарии (Иванов, 1995). Максимальное развитие получили ксерофитные травянистые ценозы с *Chenopodiaceae*, *Artemisia* и *Caryophyllaceae*. В горных лесах основными лесообразователями выступали ильм, дуб и пекан.

В позднем мэотисе и понте (акманайский и новороссийский горизонты) в связи с продолжавшимся похолоданием и увлажнением климата произошла редукция кустарниково-травянистых ценозов и вечнозеленых. Возросшая роль гигрофитов отражена в широком развитии в растительном покрове ольх. В горных лесах, при ведущей роли каштана, дуба и ильма, возросло значение бука, граба и березы, а также хвойных – ели и пихты.

В отличие от флор второй половины сармата, мэотическая семенная флора из района Одессы (Дорофеев, 1951, 1955) характеризует лесную растительность с участием разнообразных древесных покрытосеменных (*Carpinus*, *Liriodendron*, *Morus*, *Acer*, *Betula*, *Salix*, *Prunus*, *Crataegus* и др.) и хвойных (*Picea*, *Abies*, *Tsuga*). Травянисто-кустарниковую ксерофитную растительность позднего сармата в начале мэотиса сменили леса таежного облика. Климат мэотиса был более влажным, с теплым летним периодом и более суровой зимой.

Флора мэотиса Молдавии, по палеокарпологическим данным (Негру, 1986), имеет более разнообразный состав, отличаясь богатством хвойных при отсутствии таксоидных и еще большем сокращении количества вечнозеленых. Преобладала лесная растительность из широколиственных летне-зеленых и темно-хвойно-широколиственных формаций. По сравнению с сарматом, заметно возросло разнообразие травянистых форм – *Caryophyllaceae*, *Lamiaceae*, *Urticaceae*, *Violaceae*, *Carragaceae*, *Asteraceae* и др. Климат мэотиса был теплым, влажным со среднегодовой температурой около +12°C, при среднегодовом количестве осадков не менее 900-1000 мм.

Мэотические флоры Западной Грузии беднее сарматских, но теснейшим образом связаны с ними. Ядро флор уже составляли теплолюбивые виды влажного климата, но еще сохранялось много вечнозеленых растений (лавровые). Особенно разнообразны они на юге в Гурии, где им сопутствовали папоротники, включая древовидные, а также хвойные. По сравнению с сарматом, заметно возросло количество представителей горных лесов. По видовому составу мэотическая флора Западной Грузии близка южноевропейским флорам Италии и Балканского п-ова.

Понт

В понтических палинокомплексах Приазовья и низовьев Дона содержание пыльцы трав возрастает уже до 90-95%. Доминировали маревые, сложноцветные, включая полынь, а также злаки. Пыльцы древесных растений не более 10% от состава спектров, при минимальном содержании пыльцы

Pinus subgen. *Diploxylon* (до 4%) и отсутствии пыльцы темнохвойных (*Picea* и др.). Пыльца древесных покрытосеменных представлена *Betula* sect. *Albae*, *Corylus*, *Quercus*, реже *Myrica*, *Juglans* и др. Обращает на себя внимание большое сходство понтического палинокомплексов с позднемэотическими с доминированием пыльцы травянистых. В понте их состав становится более разнообразным, существенно больше злаков и полыни при сокращении пыльцы маревых. По палинологическим данным из разрезов Украины, северная прибрежная полоса Паратетиса была более залесена, особенно в позднепонтическое время (Ананова, 1974).

В понте широтная дифференциация растительного покрова выражена еще более четко. На юго-востоке Русской равнины в начале понта простирались польно-маревые сухие степи, а с середины понтического века они сменились более влаголюбивыми группировками со злаками и разнотравьем. По долинам рек распространялись лиственные леса. На Украине постепенно с востока на запад происходило замещение степной растительности кустарниковой, с акацией и другими бобовыми. Одновременно возникали островки сосновых и смешанных лесов.

В понтической флоре Измаильской области сохранялось много элементов мэотической флоры, кроме темнохвойных, при сохранении лесной растительности. Понтические флоры Молдавии беднее мэотических (Негру, 1986). Их особенностью является отсутствие темнохвойных и типичных широколиственных субтропических форм, при существенном обогащении растениями теплоумеренной флоры, близкими современным. В фитогеографическом плане флора насыщена голарктическими и европейско-туранскими элементами. Растительность была лесостепной. Климат понтического века был субаридным, со среднегодовой температурой до +11°C и среднегодовым количеством осадков до 600 мм.

Наиболее богаты понтические флоры Абхазии, изученные А.А. Колаковским (1964). Так, в понтической флоре Кодора отмечено не менее 180 видов растений, значительная часть из которых новые. По данным этого исследователя, в Абхазии широкое развитие получили горные, а также равнинные заболоченные леса. Рипарийные и низкосклоновые формации были образованы монодоминантными сообществами с *Quercus neriifolia*. Самостоятельные группировки были представлены дубами, пеканами, ольхами, ивами, платанами, ликвидамбром в сочетании с тополем. В качестве главных эдификаторов в этом случае выступали *Quercus codorica*, *Carya denticulata*, *Alnus subcordata*, *Salix varians*, *Platanus platanifolia*, *Liquidambar europaeum*, *Populus populina*. Лесная растительность нижнего пояса была образована влажными и гемиксерофильными лесами, исходными типами которых были влажные субтропические леса, преобразованные под влиянием похолодания и усиления континентальности климата.

Особенностью этих лесов было присутствие в них реликтов более древних европейской мастиксиевых флор: некоторых папоротников, буковых, аралиевых, лавровых и пальм. Появление гемиксерофитных ценозов отмечается еще в сармате. Отражением растительности этого типа является распространение жестколистных лесов с элементами маквиса. Отдельные формации были образованы жестколистными дубовыми лесами с *Quercus*

sosnowskii, а также лесами из робуроидных дубов и сосновыми. Средний и верхний горные пояса были заняты широколиственными листопадными лесами с доминированием буков, участием грабов, пекана, кастанопсисов, каштанов, дубов и др. Доминантами смешанных и хвойных лесов были пихты, сосны, буки и березы (Колаковский, 1964).

Состав понтических флор Гурии и Мегрелии известен по данным палинологии. Субтропический элемент в них представлен в большей степени, чем во флорах Абхазии. Присутствие пыльцы *Pandanus* и *Sterculia* дополнительно подчеркивает их тесные связи с флорами влажных субтропических областей.

В Западной Туркмении находки мегафоссилий известны из челектинской свиты конца миоцена. Помимо злаков, тугайные группировки были образованы *Populus ariana*, *P. diversifolia*, *Periploca graeca*. В красноцветных осадках преобладает пыльца лебедовых, отмечаются эфедра, полынь и злаки. Открытые фитоландшафты Челекена в конце миоцена очень напоминали современные.

Однако леса в Средней Азии полностью не исчезли и в позднем миоцене. На фоне активизации поднятий Тянь-Шаня и Памира вновь произошло расширение площадей, занятых дифференцированной по вертикали лесной растительностью. В нижнем ярусе были распространены лиственные леса с орехом, птерокарией, ликвидамбром, бобовыми, а в верхнем горном поясе – хвойные леса.

Плиоцен

В плиоцене в обрамлении Паратетиса зоны, существовавшие в миоцене, сохранялись, но с другими типами растительности. В северной зоне продолжалась активная деградация лесных флор с формированием безлесных пространств, занятых лесостепной и степной растительностью. Севернее лесостепной зоны формировались полидоминантные леса с участием хвойных, широколиственных и мелколиственных древесных цветковых, сменяющиеся в более высоких широтах лесами южно-таежного типа. Местами развивались широколиственные леса с видами, близкими современным видам средне- и южноевропейских лесов.

Киммерий

В составе флор от киммерия до плейстоцена было установлено несколько сотен видов древесных и кустарниковых растений. В киммерийских флорах выделяются три комплекса, отвечающие основным подразделениям этого региона. Наиболее разнообразна флора среднего киммерия. В первой половине киммерия в условиях еще более жаркого и сухого климата на юге Русской плиты вновь распространилась степная, а местами и полупустынная растительность. Граница ее распространения примерно совпадает с современной границей степной области юга Евразии.

На северной окраине Паратетиса (Донбасс и Приазовье) состав флор плиоцена удается восстановить только по данным палинологии и палеокарполо-

гии. Семенные флоры низовьев Дона описаны П.И. Дорофеевым (1957). Они происходят из слоев с левантинской фауной и представлены травами и кустарничками, включая водные и прибрежно-водные с небольшим участием древесных форм (*Salix*, *Betula*, *Morus*, *Ampelopsis*, *Sambucus*). Присутствие некоторых доакчагыльских видов придает флоре архаичность (*Salvinia*, *Azolla*, *Potamogeton*, *Najas*, *Dilichium*, *Decodon*, *Myriophyllum* и др.). Остатки трав – *Scirpus*, *Demasonium*, *Rumex*, *Bunias* и др. – характерны для открытых пространств и включают некоторые прибрежно-водные формы.

Раннеплиоценовые палинокомплексы «ергенинских» песков, можно условно датировать киммерием, так как установлено «прислонение» к ним верхнеплиоценовых акчагыльских песков. Доминирование в палиноспектрах пыльцы трав свидетельствует о сохранении непосредственно к северу от Паратетиса открытых ландшафтов. Среди ведущих таксонов, по сравнению с понтического веком, произошли изменения: вновь основной группой становятся маревые, а злаки и полыни вместе составляют не более 10% объема пыльцевых спектров. Следует обратить внимание, что нижнеплиоценовые отложения нуждаются в дополнительном изучении, так как в песках содержится крайне мало пыльцы и отсутствуют мегафоссилии.

Доакчагыльские флоры кинельской свиты Среднего Поволжья, Башкирии и Воронежской области – лесные, близки южно-таежным с участием хвойных: сосны, ели, лиственницы, можжевельника. В Заволжье этот перечень дополняют пихта и тсуга. Многочисленны остатки репродуктивных органов сережкоцветных: альбoidных берез, ив и ольх, а находки плодоношений рябины, андромеды, восковницы, волчегородника позволяют предполагать развитие не только южно-таежных, но и листовых лесов с богатым подлеском. В заволжских кинельских лесах сохранялись реликты: бархатное дерево, шелковица, актинидия, вейгела, стефанандра. Среди травянистых много реликтов, а также растений с европейскими и среднерусскими связями (Дорофеев, 1957). Кинельские флоры ближе к миоценовым, чем к акчагыльским и апшеронским.

В это время в Западной Грузии еще продолжали существовать реликтовые субтропические леса, но в раннем и, особенно, в позднем киммерии была велика роль листопадных древесно-кустарниковых форм. К концу киммерии лавровые леса окончательно потеряли свое значение и лишь сохранялись на положении реликтов в широколиственных лесах, образованных теплолюбивыми листопадными: пеканом, дубом, дзельквой и орехом.

О богатстве киммерийской флоры Абхазии можно судить по разнообразию мхов (более 30 видов), включая вымершие, потомки которых распространены в тропических и субтропических областях – Индо-Малезийской и Макаронезийской. Ядро среднекиммерийской флоры Западной Грузии (38%) было образовано таксонами, трансформированные потомки которых известны из Восточной Азии, преимущественно в областях муссонного субтропического и теплоумеренного климата. Около 18% флоры образовано североамериканским рефугиальным элементом. Палеарктического и голарктического элемента не более 10%. Различные рефугиально-географические элементы отличаются не только ценотически и экологически, но и по происхождению: сочетаются растения, появившиеся в палеогене и известные лишь с неогена.

К последним принадлежат некоторые лавровые, ольхи и актинидии. Сравнительная киммерийскую флору Западной Грузии и Абхазии с более древними миоценовыми, можно сделать вывод, что хотя в эту флору не перешли многие таксоны миоцена, киммерийская флора оказалась обогащенной большим количеством видов, неизвестных ранее.

Для киммерийского века Западной Грузии Н.К. Ратиани (1975) реконструировал несколько типов лесной растительности, связанной с поясной ее покровом и климатическими факторами, характерными для горных районов. В приморской полосе, отчасти заболоченной, были распространены озерно-болотные растения, состоящие преимущественно из однодольных. В состав низовых болотистых приречных лесов входили *Glyptostrobus europaeus*, *Taxodium* sp., *Platanus platanifolia*, *Nyssa dessiminata*, *Quercus neriifolia*, *Carya serrifolia*, *Pterocarya castanaefolia*, *Myrica lignitum*, *Liquidambar europaeus* и др. Им сопутствовали пальмы. Расположенные выше склоны ущелий были заняты вечнозеленой лесной растительностью с лавровыми и кастанопсисами. В наземном покрове росли папоротники субтропического и даже тропического родства.

Нижний гипсометрический уровень образовывали рипарийные леса, распространенные в осушенных впадинах и речных долинах. Они постепенно сменялись предгорными лесами, занимавшими плакоры. Предгорный пояс был образован широколиственными мезофильными лесами с участием хвойных и гемиксерофитов. Более влажные биотопы представляли *Fagus attenuata*, *Zelkova zelkovifolia*, *Eucommia ulmoides*, *Magnolia* (несколько видов). Подлесок состоял из низкорослых деревьев, кустарников и лиан (*Deucia kimmerica*, *Hamamelis kryshstofovichii*, *Schizandra grossheimii*, *Vitis silvestris*, *Ampelopsis* spp., *Sambucus* sp., *Styrax* spp. и др.). Хвойные были представлены в основном *Cryptomeria*. По речным долинам распространялись тополя, ильмы и ореховые. Травяной покров состоял из папоротников. В более сухих местообитаниях встречались *Quercus sosnovskyi*, *Acer monspessalanum*, *Celtis*, а в подлеске – *Carpinus* ex gr. *orientalis*, *Phyllirea*, *Ceanothus*, *Viburnum*, *Pistacia* (Ратиани, 1975).

Два верхних пояса были образованы среднегорными и высокогорными лесами, так как в результате позднесарматских поднятий высота водораздела Большого Кавказа была не менее 2500 м. Значительных абсолютных отметок достигали и горные массивы по его периферии. В среднегорном поясе были распространены разнообразными листопадными широколиственными и хвойными. Главными компонентами этих лесов были буки, грабы, каштаны, бархат. Смешанные и хвойные леса состояли из криптомерии, туи, тсуги. Все они не пережили позднеплиоценового и плейстоценового похолоданий. Особенно богат был состав подлеска, куда входили орешник, самшит, калины, актинидии и др. По берегам рек распространялись ивы, тополя и вязы. Леса верхнего горного пояса были образованы теми же хвойными, что и среднегорные, с добавлением сосен. В подлеске были распространены наиболее холоднолюбивые древесные цветковые, включая березу.

Годердзская флора отражает этап кратковременного потепления, скорее всего, в киммерии, когда климат на короткое время на юге Грузии становился влажным субтропическим. Это подтверждается находками остатков

вечнозеленых растений из верхней части туфов Годердзи (Узнадзе, Цагарели, 1979). Флора Годердзского перевала (Узнадзе, 1946; Тахтаджян, 1963) отличается крупнолистностью. Она представлена преимущественно вечнозелеными древесными растениями, включая лавровые (*Cinnamomum*, *Actinodaphne*, *Litsea*, *Neolitsea*), *Magnolia* spp., пальмы (в том числе требовательную к влаге и теплу *Livistona*). Разнообразен состав теплолюбивых папоротников, предпочитающих влажные местообитания: *Woodwardia*, *Pteridium*, *Cyclosorus* и др. Из растений горного ряда присутствуют хвойные (*Pinus*, *Podocarpus*).

Климат киммерия на низменностях и в предгорной полосе Западной Грузии и Абхазии был ближе к влажному субтропическому со средней температурой самого холодного месяца не ниже +8-9°C, абсолютным минимумом до -3-4°C и абсолютным максимумом +24-26°C, при количестве осадков 1500-2000 мм в год. В киммерии поясность растительного покрова коррелировалась с климатической.

Ачкагыл/куяльник

В период ачкагыльской трансгрессии лесная растительность средних широт Восточной Европы, в Нижнем Поволжье, сменялась степной, которая в направлении Северного Кавказа вновь замещалась лесной листопадной. Неогеновая флора Русской равнины мало изменилась ко времени первой ачкагыльской трансгрессии. После второй, особенно ее максимальной фазы, из растительного покрова элиминировало большинство реликтов, сохранив основной состав хвойных и трав. До апшерона продолжали встречаться *Epipremnum crassum* и *Decodon globosus*. До вюрма еще присутствовали *Caldesia* и *Teurnefortia*. Постачкагыльские (апшеронские) семенные флоры Русской равнины уже мало отличались от современных. В средних широтах это типичные лесные флоры, почти не содержащие экзотов. Но даже в период максимальных оледенений плейстоцена в «нунатаках» сохранялись многие плиоценовые виды. Благодаря изучению семенных флор удалось обнаружить многие плиоценовые реликты в четвертичных осадках, а также виды растений бореально-арктического комплекса, получавших широкое распространение во время оледенений.

Состав палинокомплексов и семенной флоры установлен только для среднего и позднего ачкагыла. Он различен в более южных и северных районах, так как ачкагыльский морской бассейн протягивался в меридиональном направлении на многие сотни километров. Выявленные различия связаны с широтной зональностью растительного покрова, а также с изменением соотношений древесной и травянистой пыльцы и состава последней, в то время как содержание пыльцы древесных остается практически постоянным на всем протяжении меридионального морского водоема. Возможно, последнее связано с высокой пыльцевой продуктивностью древесных растений и ее более широким ветровым и водным разносом. Состав палиноспектров бедный, причем к позднему плиоцену из растительного покрова исчезают многие растения неогеновой флоры (*Sciadopitys* и другие таксодиевые, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Weigelia* и др.), при полном господстве бореальных

элементов. В северных районах (Татарстан) заметно возросло участие пыльцы хвойных (до 40-60%), особенно сосны и ели, хотя ее разнообразие заметно сокращалось на юге: в акчагыле Прикаспия ее содержание не более 10%. Постоянно отмечается присутствие пыльцы белых берез, ольхи, орешника, ильма, дуба, граба, иногда ореховых. При доминировании древесной растительности в северных районах, наземный покров в лесных массивах образовывали травянистые растения, практически полностью вытеснив папоротники. В целом акчагыльские комплексы носят мозаичный характер. Состав их менялся не только с юга на север, но и с запада на восток, где становится больше пыльцы растений, приспособленных к субаридным условиям континентального климата. Относительно постоянным остается только состав палинокомплексов позднего акчагыла.

В кувальнике, являющемся возрастным аналогом акчагыла в Эвксинской части бассейна, произошло разделение ранее единой Закавказской провинции на две – западную Колхидско-Гурийскую, более влагообеспеченную, сохранившую субтропические реликты, и восточную – Апшероно-Талышскую, менее влагообеспеченную, с зимневлажным климатом и субсерофитной флорой. В Западной Грузии и Абхазии существовали полидоминантные хвойные и хвойно-широколиственные леса с густым травяно-папоротниковым покровом, образованным растениями, ныне почти не сохранившимися в регионе. Хотя в этих лесах еще встречались субтропические растения, таксономический состав их был заметно беднее. Значительно возросла роль темнохвойных группировок, а в гурийских лесах – роль мезофильных элементов, что привело к их господству в конце позднего плиоцена и начале плейстоцена. Реконструкцию позднеплиоценовой флоры можно дать только по данным палинологии, так как местонахождения растительных мегафоссилий практически неизвестны. Леса кувальника в видовом отношении были значительно беднее киммерийских, особенно субтропическими видами и наиболее термофильными листопадными во влажных местообитаниях. Эти изменения были связаны не только с климатическими изменениями, но и с трансформацией других физико-географических условий. В составе флоры почти исчезли североамериканские элементы, при сохранении многих ее компонентов восточноазиатского родства.

В позднеплиоценовых лесах нижнего пояса получили распространение ликвидамбр, пекан, нисса, птерокарпия, ольха, периплока. До конца плиоцена сохранялись болотные кипарисы. Ближе к предгорьям в растительном покрове появлялись пережившие похолодание коричный лавр и магнолии. Они входили отдельными группировками в широколиственные леса в наиболее теплых и влажных местообитаниях. Предгорные леса были образованы широколиственными древесными растениями с примесью гемиксерофильных (каштаны, парротии, грабы, орехи, дзелькова и др.). К древесным растениям, требующим меньше влаги, относились дубы, лавры, сумахи и др. В эти леса входили и хвойные (криптомерия и ногоплодник). Они были основными компонентами высокогорных лесов. Травяной покров был образован папоротниками. В среднем горном поясе доминирующими древесными растениями были буки, грабы, каштаны, клены и липы. В эти леса входили и хвойные – пихта, кедр, ель, сосна, тсуга и таксодиевые,

возможно, секвойей или метасеквойей. Подлесок был образован бересклетом, падубом и орешником. В начале плейстоцена, в связи с дальнейшим похолоданием, вымерло большинство субтропических растений: большая часть таксодиевых, криптомерия. В плейстоцене исчез ряд видов сосен, туя и тсуга, многие гаммелиевые, аралиевые, бобовые, парроция, ряд видов жестколистных дубов и др. Вымирание было постепенным, и трудно наметить конкретные рубежи элиминации.

В кувальнике господствующим стал влажный теплоумеренный климат, более холодный, чем киммерийский. В пределах ареалов доминирующих элементов флоры климат характеризовался следующими показателями: среднемесячные температуры января изменялись в пределах $-5 - +5^{\circ}\text{C}$, при абсолютном минимуме $-8-9^{\circ}\text{C}$. Температуры июля были в пределах $+23-25^{\circ}\text{C}$. Осадков выпадало не менее 1100-1800 мм в год. Горные леса существовали в условиях умеренного климата. Температуры января здесь составляли порядка -10°C , абсолютный минимум мог опускаться до -25°C . Осадков выпадало не более 1300-1500 мм в год.

Палеоботанические данные по истории Большого Кавказа

Палеоботанические данные по Кавказскому региону позволяют дать оценку направленности орогенических движений в неогене, выделив как наиболее вероятные временные отрезки поднятий Большого Кавказа. Критериями таких заключений являются: увеличение содержания в комплексах макро- и микрофоссилий остатков хвойных, что свидетельствует о усилении вертикальной дифференциации растительного покрова и появлении или расширении поясов средне- и высокогорной растительности. Одновременно большее участие в палинокомплексах пыльцы растений-ксерофитов свидетельствует о дефиците влаги, связанной с возросшей экранирующей ролью горных массивов, с образованием «дождевой тени» за фронтом растущих горных сооружений – естественных препятствий на пути направленного влагопереноса. В случае с Кавказом – существенная редукция влажного воздушного потока с юга из акватории океана.

Поэтому наиболее ощутимые поднятия Большого Кавказа, с большой долей вероятности, происходили в фазы аридизации климата в раннем миоцене, продолжались в карагане и, отчасти, в конке. Самые активные поднятия пришлись на поздний сармат – начало мэотиса – и последовательно продолжались в конце миоцена и в плиоцене, однако были постепенными, без признаков их резкого усиления.

К РЕВИЗИИ МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ МИОЦЕНА-ПЛИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Д.В. Палку

Магнитостратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса начала формироваться с 50-х годов прошлого века (Храмов, 1958). Первоначальным объектом изучения стали отложения миоцена – плиоцена Туркмении и Азербайджана (публикации А.Н. Храмова, Асадуллаев, Певзнер, 1973; Трубихин, 1977 и др.), Предкавказья, Закавказья и Керченско-Таманского региона (Певзнер, Чиковани, 1978; Зубаков, Кочегура, 1984; Грузинская и др., 1986 и др.) и Украины (Семененко, Певзнер, 1979).

При разработке шкалы геомагнитной полярности Паратетиса возникли серьезные технические проблемы, в основном из-за особых характеристик магнитных носителей в отложениях. Часто отложения этого внутриконтинентального водоема с резкой стратификацией водной массы формировались при дефиците кислорода, что приводило к образованию парамагнитных сульфидов железа (пирита) и карбонатов железа (сидерит, анкерит), или грейгита – сульфида железа с сильными магнитными свойствами, формирование которого связывалось с диагенетическими процессами. Поскольку было документально подтверждено, что грейгит в отложениях Паратетиса является аутигенным, образовавшимся во время седиментации (Vasiliev et al., 2004), магнитостратиграфическое датирование по нему было возобновлено, хотя присутствие сульфидов железа по-прежнему накладывало некоторые ограничения. Например, термическое размагничивание могло применяться в ограниченном диапазоне температур (ниже 420°C, чтобы предотвратить окисление пирита до магнетита), а размагничивание в переменных полях требовало специальных приемов для предотвращения эффекта индукции, индуцированных полей (для предотвращения гироостаточного поведения грейгита в сильных переменных полях). Эти технические ограничения и редкость непрерывных разрезов являются основными причинами, по которым на данном этапе магнитостратиграфическая картина для майкопских аноксических фаций олигоцена – раннего миоцена все еще находится в стадии разработки.

Палеомагнитная шкала Паратетиса

Предварительные данные по геомагнитной полярности осадков Паратетиса сложились к середине 1980-х годов, но вскоре стало очевидным, что существуют серьезные проблемы и противоречия в корреляции с хронами глобальной шкалы геомагнитной полярности (GPTS). Многие проблемы были вызваны противоречиями между магнитостратиграфическими

моделями возраста и существующими биостратиграфическими корреляциями эндемичной биоты Паратетиса со средиземноморскими и океаническими шкалами. Осознание этих противоречий позволило отказаться от некоторых ненадежных биостратиграфических маркеров (например, слоев с *Rzehakia*, которые оказались не синхронными, или определений *Ceratolitus acutus* в составе наннопланктона (Golovina et al., 2019)).

В других случаях магнитостратиграфические данные противоречили сопоставлению трендов развития Паратетиса (таких как колебания уровня моря или стратиграфические подразделения) с глобальными океанскими трендами. Из-за затрудненной связи или отсутствия таковой область Паратетиса в течение длительных периодов времени характеризовалась тенденциями, не связанными с эволюцией глобального океана (Попов и др., 2010), что делает корреляции возможными только в ограниченные промежутки времени.

В некоторых случаях развитие магнитостратиграфических моделей выявляло большие различия в понимании объемов региональных ярусов и их границ между суббассейнами из-за существующих экологических или палеогеографических различий. Например, границы понта и дакия Дакийского бассейна и понта и киммерия в Керченско-Таманском регионе определены на разных уровнях, хотя они имеют сходные фаунистические характеристики (подробнее см. с. 281-282).

Эти различия затрудняли разработку возрастных моделей и отражали практические вопросы, которые приходилось решать при создании магнитобиоизотопной стратиграфической шкалы, адаптированной к Паратетису. Приходилось пересматривать используемые биостратиграфические корреляции и отказываться от ненадежных корреляций с глобальными событиями. Упрощенная корреляция основных стратиграфических подразделений суббассейнов Паратетиса представлена на рис. 75, на котором показаны эпизоды фрагментации бассейнов или их свободной и затрудненной связи.

Миоцен

Миоценовый интервал магнитостратиграфической шкалы Паратетиса до недавнего времени был наиболее проблематичным из-за сложностей корреляции, преобладания бескислородных фаций и редкости непрерывных разрезов. Проблемы корреляции и сопоставления шкал удалось частично решить лишь недавно, благодаря накоплению палеомагнитных данных и успехам фитопланктонной и изотопной стратиграфии.

Нижний миоцен. Поскольку разработка магнитостратиграфической шкалы миоцена в Паратетисе шла от более молодых к более древним отложениям, нижний миоцен остается наименее изученным и не имеет установленной шкалы полярности: в настоящее время палеомагнитных данных недостаточно для надежной характеристики кавказского, сакараульского и коцахурского ярусов. По мнению В.М. Трубихина, в стратотипической области (Картли) для отложений сакараульского яруса характерны нормальная полярность в основании и длинный интервал обратной полярности в верхней части (Трубин, 1998; Унифицированная ..., 2004). Коцахурские

Неоген Восточного Паратетиса:

региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

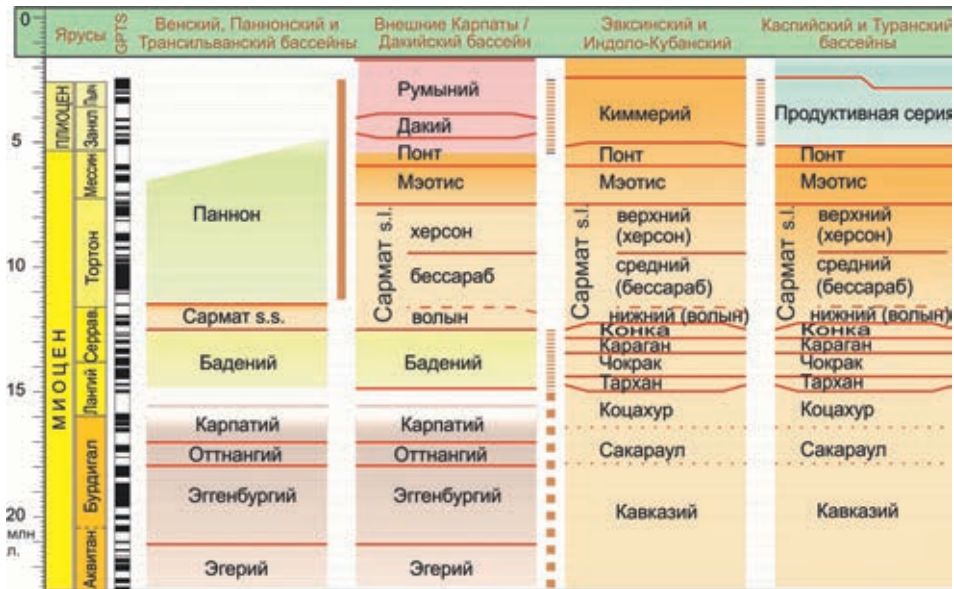


Рис. 75. Схема сопоставления региональных стратиграфических подразделений основных бассейнов Паратетиса в неогене. Их разделение показано разными цветами, а географические (экологические) преграды, непреодолимые или частичные, отмечены коричневой толстой или пунктирной линией

отложения представлены (снизу вверх) сначала зоной нормальной полярности, затем интервалом обратной намагниченности пород и затем вновь появляется горизонт нормальной полярности наверху. Аналогичными палеомагнитными характеристиками обладают отложения, сопоставимые с сакараульско-коцахурскими отложениями на Копетдаге (Воронина и др., 1993) и Северном Устюрте (Казанский, 1988). Однако биостратиграфические данные показывают, что кавказский, сакараульский и коцахурский интервалы соответствуют раннему миоцену, т. е. временному интервалу, характеризующемуся более чем 30 инверсиями магнитной полярности, что требует исследований с более высоким разрешением для надежных корреляций. На данном этапе стратотипические разрезы Грузии и верхний майкопский интервал в разрезе р. Белая подробно отобран для палеомагнитных исследований, но результаты пока еще не получены.

Средний миоцен. Тарханский региоярус очень короткий. Нижняя граница определяется в большинстве разрезов как окончание аноксических фаций майкопской серии и их замещение более светлыми карбонатными глинами с малакофауной. Эта граница коррелируется с нижней частью субхрона C5Bn.1n или спускается немного ниже в короткий субхрон обратной полярности, C5Bn.1r и датируется от 14.85 до 14.9 млн л. (рис. 76). Верхняя часть тархана часто нарушена, характеризуется оползновыми явлениями или эрозией, что прослеживается во многих изученных разрезах, поэтому точные данные по ней пока отсутствуют. Весь тархан предположительно соответствует интервалу 14.85-14.9 млн л. (Palcu et al. 2019a).

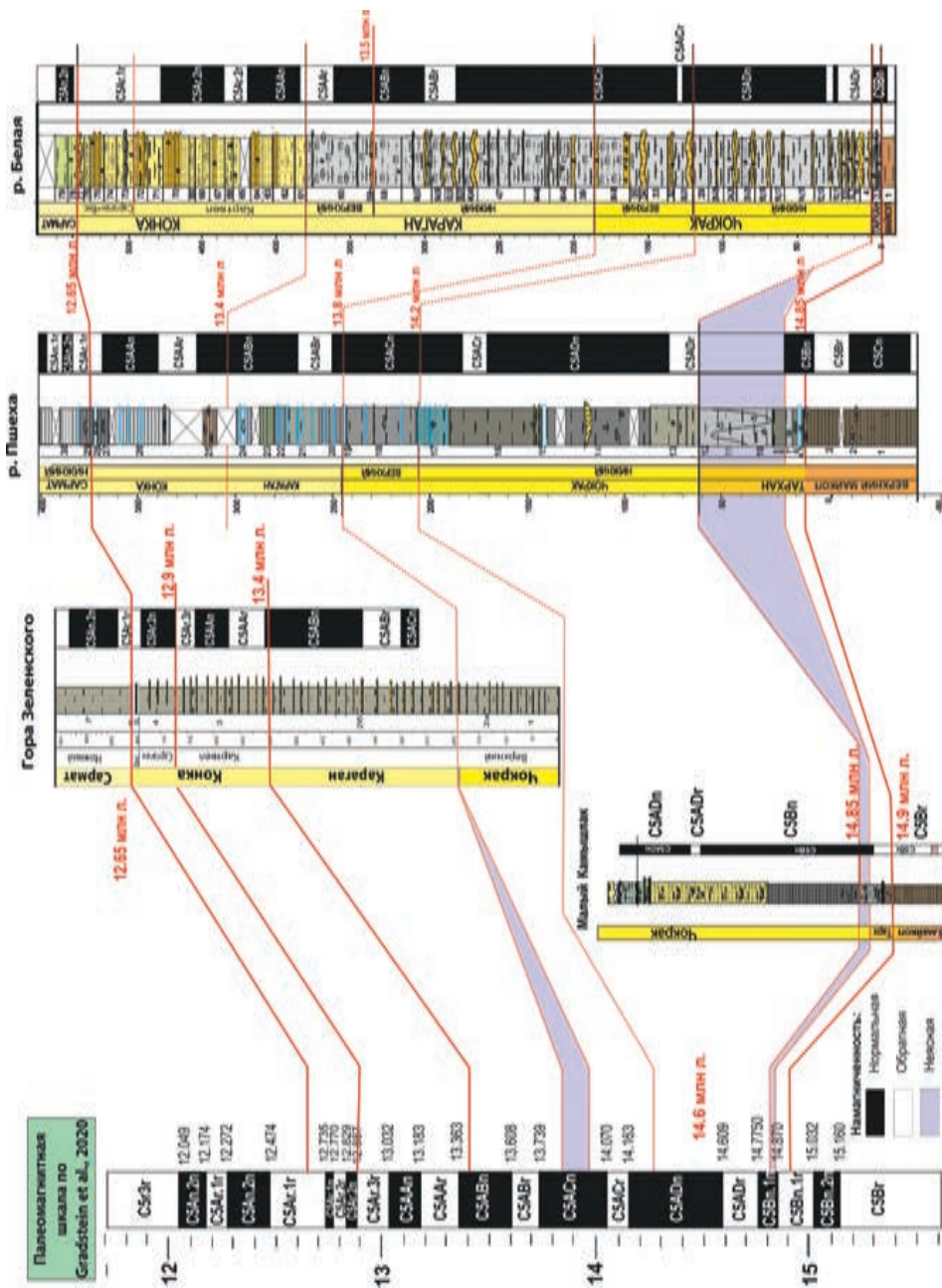


Рис. 76. Палеомагнитная характеристика опорных разрезов среднего миоцена

Чокракский ярус в настоящее время получил достаточно полную палеомагнитную характеристику. Нижняя граница чокрака перекрывает нарушенный верхний тархан и в некоторых случаях (например, р. Пшеха в Западном Предкавказье) также содержит реактивированные тарханские олистостромы. Из-за этой нестабильности граница ориентировочно помещается в конце короткого субхрона нормальной полярности C5Bn.1n и имеет ориентировочный возраст 14.77-14.8 млн л. (Palcu et al. 2019a). Граница верхнего и нижнего подъярусов чокрака окончательно не определена. В разрезе р. Белая Западного Предкавказья, где эта граница хорошо датирована фаунистически, она проходит в верхней части хрона C5ADn (рис. 76) и имеет возраст около 14.2 млн л., в то время как в соседнем разрезе р. Пшеха она проведена лишь предположительно в нижней половине хрона C5ACn и, следовательно, имеет возраст ~ 14 млн л. Это противоречие, вероятно, объясняется неточностью ее проведения в разрезе Пшеха, где фауна немногочисленна из-за более глубокого батиметрического режима.

Караганский региональный ярус полностью охарактеризован палеомагнитными данными. Нижняя граница карагана проходит в верхней или средней части хрона нормальной полярности C5ACn, и ее возраст оценивается в 13.8-13.9 млн лет (Palcu et al. 2017). Граница верхнего и нижнего подъярусов карагана в разрезе р. Белая, где она охарактеризована фауной моллюсков, проходит в средней части хрона C5ABn и, таким образом, датируется примерно 13.5 млн лет.

Основание конкского регионаруса, принятое в настоящей работе в основании картвельских слоев, расположено в кровле хрона C5ABn и его возраст оценивается в 13.4 млн лет. (Palcu et al., 2017, 2019a). Подразделения конкского яруса в настоящее время также достаточно полно охарактеризованы палеомагнитными данными: граница между сартаганскими + веселянскими и картвельскими слоями, хорошо датированная фаунистически по фораминиферам и наннопланктону в разрезе горы Зеленского Тамани, практически совпадает с границей субхронов C5Ag.2n / C5Ag.3g и, таким образом, датируется 12.9 млн лет. Нижняя граница картвельских слоев этого же разреза определяется в верхней части хрона C5ABn и имеет возраст 13.4 млн лет.

Сарматский ярус (s.l.), был одним из самых сложных стратиграфических подразделений Паратетиса для палеомагнитных исследований. Основание сармата (как в узком, так и в широком понимании) было датировано в Центральном и Восточном Паратетисе с помощью биомагнитостратиграфических методов и соответствует субхрону C5Ag.1g с оценочным возрастом 12.65 млн л. (Palcu et al., 2015, 2017). В настоящее время хроностратиграфия сарматского яруса почти полностью разрешена, за исключением границы между нижним и средним сарматом (волын/бессараб), которая, по биостратиграфическим оценкам, соответствует отметке 11.9-12 млн лет (Harzhauser, Piller, 2004), но до сих пор не датирована палеомагнитными или изотопными методами.

Верхний миоцен. Граница среднего/верхнего миоцена проходит внутри сарматского яруса и в последнее время привлекает большое внимание из-за ее палеогеографического и палеоклиматического значения. Ключевое событие, знаменующее отделение Паннонско-Трансильванского региона от

Восточного Паратетиса, совпадает с границей сармата s.s. и паннона и датируется 11.6 млн л. в субхроне обратной полярности C5r.3r, немного выше геомагнитного экскурса C5r.3r-1n (ter Borgh et al., 2013). Это событие примерно соответствует границе среднего и верхнего миоцена и, следовательно, коррелируется с эвстатическим падением уровня в океане. Первоначально эта граница считалась диахронной из-за более раннего возраста (11.3 млн л.), зафиксированного в Трансильванском бассейне (Vasiliev et al., 2010), но после более поздних переоценок (работы I. Magyag и A. de Leeuw) был сделан вывод, что граница соответствует 11.6 млн л.

Границу среднего и верхнего сармата s.l. (бессараб/херсон) трудно датировать из-за перерыва в осадконакоплении и отсутствия непрерывных разрезов для этого стратиграфического интервала. На Таманском полуострове эти отложения полностью обнажены и характеризуются фауной и фитопланктоном (диатомей) в разрезе Панагия. В этом разрезе граница бессараб/херсон расположена в хроне обратной полярности, скоррелированном с хроном C4Ag и датированном 9.6 млн л. (Palcu et al., 2021). Данные предыдущих исследователей (Трубихин в Унифицированная ..., 2004) и результаты, полученные для разреза Панагия (рис. 77), указывают на то, что большая часть среднего сармата s.l. относится к зоне нормальной полярности, коррелирующей с продолжительным хроном C5n, что полностью согласуется с моделью нового возраста для этого разреза.

Граница сармата s.l./мэотиса оценивалась в широком диапазоне возрастов (11.6 млн л. – Moghadam, 2013; 9,8 млн л. – Семененко и др., 2009; Gozhyk et al., 2015; 9.5 млн л. – Невеская и др., 2003; 8.85 млн л. – Andreescu, 2009; 8.6 Ma – Vasiliev et al., 2011; 7.6 млн л. – Trubichin, 1989; Radionova et al., 2012). Региональное магнитобиостратиграфическое исследование (Palcu et al., 2019b) показало, что пограничный интервал представляет собой постепенное заполнение частично высохшего Восточного Паратетиса, диахронное по характеру (рис. 77). Граница проходит как в интервале прямой, так и обратной полярности и датируется от 7.65 до 7.4 млн л. Самые древние даты сармат s.l./мэотической границы (начало трансгрессии) получены в самых глубоких частях впадин и соответствуют хрому C4n.1r, отвечая 7.65 млн л. в разрезе Черна и Чернишоара западной впадины Дакийского бассейна, в то время как более молодые оценки возраста были обнаружены в более краевых частях бассейна: 7.5 млн л. (хрон C3Br.3r) в разрезе Русавату и Путна, ~ 7.4 млн л. (хрон C3Br.2r) в разрезе Бадислава в том же бассейне. Аналогичные результаты были получены недавними исследованиями: 7.65 млн л. (C4n.1r) в разрезе Панагия Таманского региона (Palcu et al., 2021) и 7.6 млн л. (хрон C4n.1n) в Сланикул-де-Бузэу (Lazarev et al., 2020).

Граница верхнего и нижнего мэотиса в таманских разрезах близка к границе хронов C3An и C3Ag, но часто нарушена склоново-оползневыми процессами. В наиболее полных разрезах (Железный Рог) она проходит в верхах хрона C3Ag и, таким образом, имеет возраст ~ 6.75 млн л. Подобные аномалии, отмеченные как внутримэотическое событие (IME), описаны в Дакийском бассейне и сопоставлены с тем же хроном C3Ag, но предварительная оценка их возраста была немного старше ~ 6.9 млн л. (Palcu et al., 2018). Из-за нарушений осадконакопления, связанных с IME, возрастная

модель для этого события требует более тщательных исследований, но вероятно, что событие IME прослеживается во всем Паратетисе.

Отложения основания понтического регионаруса перекрывают мзотис и начинаются в интервале нормальной полярности в хроне C3An.1n, они датируются 6.1 млн л. назад (Vasilev et al., 2004, 2011; Krijgsman et al., 2010; Stoica et al., 2013; Chang et al., 2014; Lazarev et al., 2020). Палеогеографические изменения, связанные с мессинским кризисом солёности (MSC), произошли в последующем интервале обратной полярности C3r, что привело к фрагментации Восточного Паратетиса и установлению различных условий в Кубано-Черноморском, Каспийском и Дакийском бассейнах. Поэтому кровля понта оценивается по-разному в этих бассейнах и отвечает разным стратиграфическим подразделениям, которые отражают конкретную палеоэкологическую историю каждого из суббассейнов и требуют отдельного описания.

Плиоцен

Эвксинский бассейн. В Эвксинском бассейне верхняя граница понтического регионального яруса с азовскими слоями киммерия в стратотипическом Керченско-Таманском регионе проходит почти в кровле длинного обратно намагниченного интервала, скоррелированного с хроном C3r (Трубихин, 1998; Филиппова, Трубихин, 2009). В азовских слоях наблюдается субхрон нормальной полярности, коррелируемый с субхроном C3n.4n (Thvera). Эти данные дают основание оценить возраст верхней границы понта Эвксинского бассейна как близкий к 5.3 млн л., так как основание субхрона C3n.4n в GPTS 2020 датируется 5.235 млн лет (Gradstein et al., 2020). Альтернативный возраст 5.6 ± 0.1 млн л. (Krijgsman et al., 2010) был предложен для границы понта и киммерия на основе биомагнитостратиграфических корреляций между Дакийским и Эвксинским бассейнами.

Нижний плиоцен (киммерийский регионарус) характеризуется преимущественно обратной полярностью, прерываемой четырьмя интервалами нормальной полярности (см. рис. 6), и коррелируется с самыми верхами хрона C3r – низами C2Ag, включая весь хрон C3n (Храмов, 1958; Семенов, Певзнер, 1979; Зубаков, Кочегура, 1984 и др.). Нижний киммерий (азовские слои) включает субхрон нормальной полярности C3n.4n (Thvera), и нижняя граница азовских слоев близка к основанию этого субхрона. Интервал нормальной полярности в основании камышбурунских слоев среднего киммерия коррелируется с субхроном C3n.3n (Sidufjall), что позволяет грубо датировать границу нижнего и среднего подъярусов киммерия 4.9 млн лет. Следующий нормальный интервал, скоррелированный с субхроном C3n.2n (Nunivak), также попадает в средний киммерий, в то время как самый верхний нормальный интервал в киммерии сопоставляется с субхроном C3n.1n (Cochiti), и заканчивается киммерий в обратно намагниченном хроме C2Ag (рис. 78).

Дакийский бассейн. Отложения, называемые понтическими в Дакийском бассейне, имеют существенно другую палеомагнитную характеристику: здесь они также начинаются в субхроне нормальной полярности C3An.1n и включают обратно намагниченный хрон C3r, но «верхний понт» включает два интервала нормальной полярности Гилберт (C3n.4n – Thvera

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

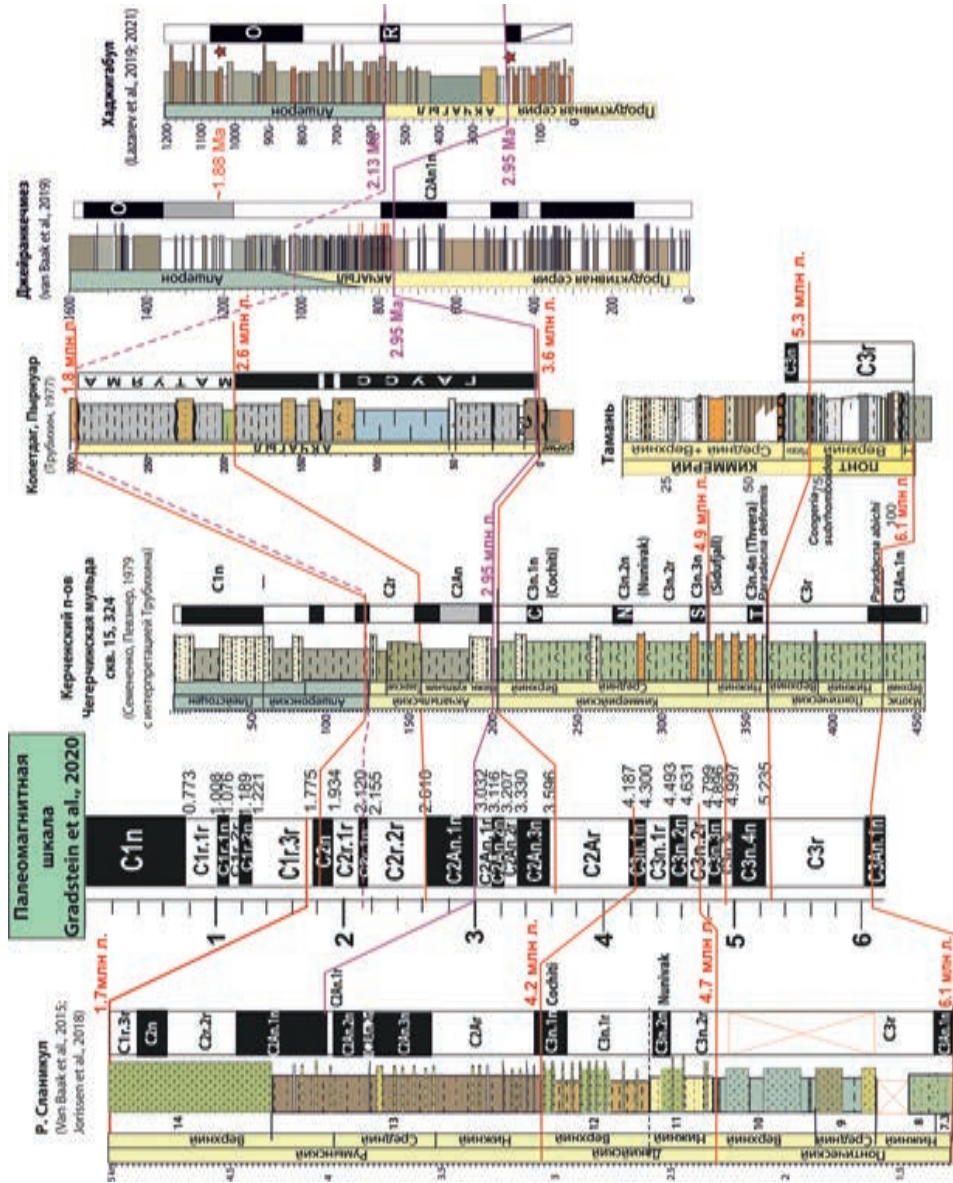


Рис. 78. Палеомагнитная характеристика опорных разрезов плиоцена

и C3n. 3n – Sidufjall). Таким образом, по палеомагнитной характеристике «верхний понт» Дакийского бассейна включает не только азовские слои киммерийского яруса Керченско-Таманского региона, но и нижнюю часть камышбурунских слоев киммерия, а последующий дакийский регионарус соответствует верхам среднего и низам верхнего киммерия (рис. 78).

Плиоцен-плейстоценовые отложения Дакийского бассейна детально датированы в разрезе р. Сланикул-де-Бузэу, где обнажения непрерывны и хо-

рошо обнажены (Vasiliev et al., 2004; Van Baak et al., 2015a; Jorissen et al., 2018). Дакийский регионарус разреза Сланикул-де-Бузэу показывает преобладание обратной намагниченности горных пород, прерываемой наличием двух магнитозон с нормальной полярностью. Эти интервалы нормальной полярности интерпретируются как палеомагнитные субхроны C3n.2n (Nunivak) и C3n.1n (Cochiti) (рис. 78). С учетом подстилающих и перекрывающих отложений дакийский ярус имеет возраст от 4.8 до 4.2 млн л. (Vasiliev et al., 2004; Van Baak et al., 2015a; Jorissen et al., 2018).

Румынский регионарус подробно исследован в лектостратотипическом разрезе Сланикул-де-Бузэу. Нижняя граница яруса находится в интервале нормальной полярности, соответствующем верхней части субхрона C3n.1n (Cochiti), и датируется 4.2 млн л. назад. Верхняя граница яруса примерно соответствует кровле хрона C2n (Olduvai) с возрастом 1.775 млн лет и датируется 1.7 млн л. (Van Baak et al., 2015a).

Каспийский бассейн. В бассейне Каспия понтический регионарус также соответствует длинному интервалу обратной полярности, коррелируемому с хроном C3g, а верхняя граница понта с продуктивной серией датируется в интервале 5.38 – 5.23 млн лет, в верхней части обратномагнитного хрона C3g (Van Baak et al., 2017), что близко к оценкам возраста границы понта/киммерия в Эвксинском регионе.

Продуктивная серия, распространенная в Куринской впадине Каспийского бассейна, отвечает продолжительному эпизоду сильного падения уровня Каспийского моря в течении плиоцена. На юго-восточном побережье Каспийского моря (Туркменистан) продуктивной толще соответствуют континентальные отложения торонглинской свиты (Балхан) и красноцветной свиты (Красноводский п-ов) (Стратиграфический словарь СССР, 1982, Трубихин, 1977). Кровля продуктивной толщи, трансгрессивно перекрываемая акчагыльскими отложениями, коррелируется с нижней частью хрона C2An.1n (рис. 78, Van Baak et al., 2019).

Магнитостратиграфия акчагыла основана на изучении Южно-Каспийского региона, где активная тектоника способствует хорошей обнаженности и продолжительности геологических разрезов. На основе данных по разрезам Туркменистана и Куринской впадины обсуждаются две основные возрастные модели – так называемого «длинного» и «короткого» акчагыла (Krijgsman et al., 2019).

Модель «длинного акчагыла» базируется на магнитостратиграфическом изучении серии разрезов на восточном побережье Южного Каспия – Красноводского полуострова и Копетдага (Трубихин, 1977). Здесь подошва акчагыла проходит внутри длинного нормального хрона, выше сменяющегося длинным интервалом с обратной полярностью (рис. 78), интерпретированных как хроны Гаусс и Матуяма, соответственно (Трубихин, 1977). В нескольких разрезах (Гокчаладзе, Иссу, Кушульджа, Орумелджа, Диоджи, Пырнуар, Зау и Халац) в пределах хрона Гаусс были также обнаружены один или два коротких интервала обратной (или неопределенной) намагниченности, интерпретированные как субхроны Каена (C2An.1g) и Mammuth (C2An.2g). Основание акчагыла, таким образом, было скоррелировано с основанием субхрона C2An.3n (нижний Gauss), которое в применяемой в то

время шкале Кокса (Сох, 1969) имело возраст 3.3 млн лет, тогда как кровля была скоррелирована с основанием субхрона Gilsa и датировалась 1.79 млн лет (Трубихин, 1977, рис. 30). В соответствии с современной шкалой GPTS 2020, модель «длинного акчагыла» имеет возрастные рамки 3.6 – 1.8 млн лет (от основания C2An.3n до средней части хрона C2n), что в настоящее время принято в региональных стратиграфических схемах Каспийского региона (Трубихин, 1977; Семеновко, Певзнер, 1979; Молоствовский, Храмов 1997; Невеская и др., 2004).

Модель «короткого» акчагыла была частично предложена еще в 1960-х годах (Khratov, 1960; Гурарий, 2015) и получила подтверждение в последнее десятилетие, базируясь на междисциплинарных, магнитобистратиграфических данных из разрезов Куринской впадины (Van Baak, 2015; Van Baak et al., 2019; Lazarev et al., 2019). Подошва акчагыла в Куринской впадине также была обнаружена в пределах длинного нормального хрона, сменяемого к верхам длинным обратномагнитическим интервалом. Эта смена была также интерпретирована как экскурс Gauss-Matuyama. Однако изучение разрезов Адживели и Бабазанан показали, что большая часть хрона Gauss (включая обратномагнитические субхроны Mammuth и Каена) относится к верхней части продуктивной толщи, тогда как трансгрессивно налегающие на них акчагыльские отложения коррелируются внутри верхнего Gauss (C2An.1n) (Van Baak et al., 2015a). Датирование вулканических пеплов из нижней части акчагыла в разрезах Локбатан и Джейранкечмез с возрастом ~2.7 млн лет подтвердило такую магнитостратиграфическую корреляцию и было предложено в качестве возраста основания акчагыла (Van Baak et al., 2019). Верхняя граница акчагыла была изучена в разрезе Хаджигабул, где первые апшеронские моллюски были обнаружены в пределах первого короткого нормальномагнитического субхрона после границы Gauss-Matuyama, интерпретированного как субхрон Reunion (Lazarev et al., 2019). Возраст кровли акчагыла, таким образом, был датирован как 2.13 млн лет (рис. 78).

Чтобы разрешить противоречия между двумя возрастными моделями, была предложена новая унифицированная возрастная модель акчагыльского региона (Lazarev et al., 2021), которая базируется на новых данных по магнитостратиграфии, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию и бистратиграфии разрезов Квабеби, Кушкуна, Хаджигабул и Локбатан, а также ревизии данных по 20 разрезам Туркменистана и Куринской впадины. Согласно новой модели, акчагыльский регион состоит из трех интервалов:

1. Начальная акчагыльская трансгрессия с последующими пресноводно-мезогалинными условиями, вместе датируемые от 2.95 млн лет до 2.75 млн лет, внутри нормального хрона C2An.1n.
2. Мезозвгалинный, или «морской», акчагыл, между 2.75 – 2.45 млн лет, охватывающий верхи нормального хрона C2An.1n и низы обратномагнитического субхрона C2r.2r.
3. Олигогалинный верхний интервал между 2.45 и 2.13 млн лет, с акчагыл-апшеронской границей внутри субхрона Reunion (C2r.1n).

ЦИКЛОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Ю.В. Ростовцева

Введение

Термин «циклостратиграфия» трактуется по-разному. Часто под ним понимается раздел стратиграфии, использующий циклическое строение отложений для расчленения и сопоставления осадочных толщ (Гладенков, 2004). Циклическое строение отложений определяется сменой (последовательностью) пород, в том числе характеризующейся упорядоченной повторяемостью (ритмичностью). При этом рассматриваются циклы различного происхождения, в том числе отражающие регрессивные и трансгрессивные этапы развития морского бассейна, позволяющие осуществлять корреляции смежных разновозрастных толщ, но не проводить датирование пород.

В зарубежной геологии «циклостратиграфия» – новое научное направление в стратиграфии и седиментологии, целью которого является выявлять, характеризовать, коррелировать и интерпретировать циклические изменения в осадочных комплексах, восстанавливая геохронологию с применением высокоточных технологий (Hilgen et al., 2004). При этом приоритетным является определение астрономической цикличности, глобально проявляющейся и отражающейся в строении осадочных толщ. При рассмотрении астрономической цикличности, прежде всего, оцениваются колебания количества солнечного света и радиации, достигавшие поверхности Земли на протяжении больших промежутков времени, известные как циклы Миланковича. Эти колебания инсоляции оказывают существенное влияние на климатические условия, изменчивость которых сказывается на действие различных факторов седиментации, приводящих к накоплению отличающихся по литологии осадочных образований. Длительность циклов в зависимости от орбитальных параметров может быть разной и колебаться от первых десятков до сотен тысяч лет, а также составлять миллионы лет.

Считается, что термин «циклостратиграфия» в этом понимании был введен при обсуждении Глобальной Программы по осадочной геологии на конференции, проведенной в г. Перудже (Италия) и г. Дине (Франция) в 1988 году (Fischer et al., 1988). На основе этой методики для части стратиграфических подразделений с учетом данных астрохронологии (Laskar et al., 2004) разработана Астрономическая Шкала Времени («Astronomical Time Scale») с точностью определений порядка 0.02-0.4 млн л., что является выше разрешающей способности Международной Геологической Шкалы Времени («International Geologic Time Scale») с погрешностью датирования около 1-5 млн л. (Hinnov et al., 2007).

Отличительной особенностью этих циклостратиграфических исследований является возможность анализировать также толщи монотонного строения, в которых отсутствует отчетливое чередование пород. Выявление астрономических циклов, влиявших на долгопериодические климатические флуктуации и отражавшихся в геологической записи при накоплении отложений, позволяет рассчитывать скорости седиментации и длительность формирования толщ. Для этих циклостратиграфических исследований разработана общепринятая за рубежом методика (Weedon, 2003). При выявлении астрономической цикличности используются различные характеристики (обычно геохимические и геофизические) осадочных образований, к числу которых относится остаточная намагниченность пород. Отложения с отсутствием или меньшим числом перерывов в осадконакоплении, например, глубоководные осадки, являются наилучшими объектами для изучения такой цикличности.

Некоторые исследователи, учитывая имеющуюся широту трактования термина «циклостратиграфия» в геологии, предлагают использовать понятие «астростратиграфия» для обозначения исследований, касающихся выявления записи орбитальных циклов в отложениях (Гладенков, 2004).

По циклостратиграфии миоплиоценовых отложений имеются многочисленные публикации. Во многих таких работах приводятся результаты изучения неогеновых толщ, развитых в Средиземноморье и Центральном Паратетисе (Hilgen, 1991; Hilgen et al., 2003; Abdul Aziz et al., 2003; Abels et al., 2005; Hüsing et al., 2007; Lirer et al., 2005, 2009; Hohenegger et al., 2009a, 2012; Vache et al., 2012 и др.). Например, для этих отложений на основе выявления астрономической цикличности проведено датирование границы между миоценом и плиоценом (Hilgen, 1991), баденом и сарматом, а также основания паннона (Lirer et al., 2009). В рассматриваемых толщах установлено наличие циклов, отвечающих периодам колебания угла наклона земной оси, прецессии и эксцентриситета (Lirer et al., 2009; Gunderson et al., 2012 и др.).

В этом отношении неогеновые комплексы Восточного Паратетиса изучены в значительно меньшей степени. В отдельных работах приводятся данные об астрономической цикличности толщ верхнего миоцена и плиоцена Дакийского бассейна (Van Vugt et al., 2001; Vasiliev et al., 2004; Popescu et al., 2006), конкских отложений Восточной Грузии (Ростовцева и др., 2020). В ряде публикаций (Ростовцева, Рыбкина, 2014; Рыбкина, Ростовцева, 2014; Chang et al., 2014; Rybkina et al., 2015; Rostovtseva, Rybkina, 2017) рассматриваются результаты циклостратиграфических исследований пород среднего и верхнего миоцена, вскрываемых в опорных разрезах Таманского полуострова. Характеристика астрономической цикличности именно этих отложений, изученных впервые соответствующими методами циклостратиграфии, будет представлена в данном разделе, что представляет особый интерес при рассмотрении бассейнов Восточного Паратетиса, стратиграфия которого в основном была построена на развитии эндемичной фауны моллюсков, непригодных для межбассейновых корреляций.

Материал

Объектом циклостратиграфических исследований были конкские, мэотические и понтические отложения, вскрытые в разрезах Таманского полуострова, ранее детально изученные как палеонтологическими, палеомагнитными, так и литологическими методами (Андрусов, 1903; Trubikhin, 1989; Попов, Застрожнов, 1998; Филиппова, 2002; Певзнер и др., 2003; Ростовцева, 2009б, 2009в; 2012; Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012; Paleontology ..., 2016). Отложения конкского региояруса исследовались в разрезе горы Зеленского, нижнего мэотиса – в разрезе Попов Камень, верхнего мэотиса и понта – в разрезе Железный Рог. В этих опорных разрезах вскрываются относительно глубоководные толщи миоцена, сложенные в основном глинами.

По палеомагнитным данным изучаемые конкские отложения, включающие картвельские, сартаганские и веселянские слои, отличаются наличием трех интервалов обратной и прямой намагниченности пород (Palcu et al., 2017). В рассматриваемых разрезах нижнемэотические отложения имеют в основном обратную намагниченность пород, большая часть толщ верхнего мэотиса характеризуются прямой полярностью (Трубихин, Пилипенко, 2011; Trubikhin, 1989; Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012). В разрезе Попов Камень на фоне обратно намагниченных нижнемэотических отложений выделяются горизонты с прямой полярностью, расположенные в нижней и верхней частях разреза (Трубихин, Пилипенко, 2011). Отложения понта отличаются обратной намагниченностью пород (Trubikhin, 1989; Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012). В переходных слоях между мэотисом и понтом смена прямой намагниченности пород на обратную сопоставляется с границей хронов C3An и C3r (Trubikhin, 1989; Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012), отвечающей 6.023 млн л. (Gradstein et al., 2020). Согласно В.М. Трубихину, О.В. Пилипенко (2011) и Э.П. Радионовой с соавторами (Radionova et al., 2012), изменение знака полярности пород на границе нижнего и верхнего мэотиса соответствует смене хронов C3Ar и C3An, датируемой 6.727 млн л. (Gradstein et al., 2020). Эти представления о возрасте границы между нижним и верхним мэотисом согласуются с данными о появлении в кровле нижнего мэотиса диатомей *Nitzschia miocenica* (FO 7.1 Ma) и *Thalassiosira convexa* (FO 6.7 Ma) (Radionova et al., 2012).

В изучаемых конкских отложениях в качестве основного минерала-носителя первичной намагниченности выявлен магнетит (Palcu et al., 2017), в толщах мэотиса и понта – сульфидные соединения железа (Трубихин, Пилипенко, 2011; Vasiliev et al., 2011). Согласно Vasiliev et al. (2011) и Chang et al. (2014), среди последних главным является грейгит.

Методика исследования

Для выявления циклического строения толщ были выполнены замеры магнитной восприимчивости пород. Измерения проводились на открытых (незадернованных) интервалах разрезов непрерывно через каждые 20 см вкрест простирания слоев каппаметром КТ-5 (Geofyzika BRNO, Чехия).

В каждой точке было сделано по три замера. Всего было получено 4338 определений.

В лабораторных условиях средние значения, полученные по замерам в каждой точке, были использованы при статистической обработке данных. Средние значения магнитной восприимчивости пород были трансформированы с помощью функций логарифма и детренд-анализа. Полученные данные были обработаны с использованием программного обеспечения PAST (Hammer et al., 2001), позволяющего получать Lomb-Scarle- и REDFIT-периодограммы, а также проводить вейвлет анализ (Schulz, Mudelsee, 2002). В дальнейшем Lomb-Scarle- и REDFIT-периодограммы были трансформированы с пересчетом значений частот на длину циклов в метрах.

Результаты построения Lomb-Scarle периодограмм служили основой для обработки данных с помощью программы AnalySeries (Paillard et al., 1996), позволяющей использовать разложение Гаусса. Часть полученных данных, пригодных для соответствующего вида исследований, была сопоставлена с кривой отклонений инсоляции, связанных с долгопериодическими колебаниями орбиты Земли (Laskar et al., 2004) с учетом имеющихся возрастных (био- и магнитостратиграфических, радиологических) датировок изучаемых отложений.

При подсчете скоростей седиментации не учитывался эффект уплотнения отложений, так как средне-верхнемиоценовые отложения соответствуют начальной стадии преобразования пород (диагенезу) с сохранением скелетного биогенного опаала, характеризующейся незначительным действием литостатического давления (не более 20% от первичной мощности) (Ростовцева, Косоруков, 2012). В рассматриваемых исследованиях участвовали А.И. Рыбкина, А.Н. Kern, Е.О. Гончаров, Е.В. Филина, А.Ю. Рылова.

Результаты исследований и их обсуждение

Одной из проблем стратиграфии неогена Восточного Паратетиса является определение возраста границ регионарусов миоцена и плиоцена при сопоставлении их с международной стратиграфической шкалой. Особые дискуссии вызывают вопросы длительности стратиграфических подразделений, включая конкское время, а также положение эоцического и понтического регионарусов по отношению к мессинию.

По наличию в конкских отложениях наннопланктона нерасчлененных зон NN6-NN7 шкалы Martini (1971) считается, что данный регионарус среднего миоцена в Восточном Паратетисе отвечает нижней части сerratavia Средиземноморья и верхам бадена (косовию) в Центральном Паратетисе (Невесская и др., 2004; Попов и др., 2013). Возраст границ конкского регионаруса точно не определен. Предполагается, что накопление конкских отложений могло происходить с 13,8-13,4 по 13,0-12,1 млн л. назад (Невесская и др., 2004; Попов и др., 2013; Palcu et al., 2017). По мнению В.М. Трубицина (Унифицированная ..., 2004), веселянские и сартаганские слои конкских отложений отвечают хрону C5An (временному отрезку длительностью около 425 тыс. л. – с 12.474 по 12.049 млн л. назад) общей магнитостратиграфической шкалы. По М.А. Певзнеру и Э.А. Молоствовскому, толщи

конкского региояруса соответствуют интервалам хрона C5AB (Певзнер, 1986; Молостовский, Храмов, 1997). Согласно новым данным (Palcu et al., 2017), верхняя и нижняя границы конкского региояруса (включая картвельские слои) датируются 12.65 и 13.4 млн л., соответственно. Веселянские и сартаганские слои накапливались в течение ~ 240 тыс. л. (примерно с 12.89 по 12.65 млн л. назад).

В конце миоцена в Средиземноморском бассейне произошло резкое изменение палеографических условий, обусловленное наступлением мессинского кризиса солености. Выявление отражения этого события в Восточном Паратетисе является предметом острых дискуссий. В последней редакции стратиграфической неогеновой шкалы для южных регионов европейской части России (Невеская и др., 2003; Унифицированная ..., 2004) мэотис отвечает верхам тортона, понт соответствует большей части мессиния (рис. 79). В настоящее время получены новые данные о стратиграфии мэотических и понтических отложений. По результатам комплексных стратиграфических исследований, проведенных в последние годы, возраст нижней границы понта датируется около 6.1-6.03 млн л. (Krijgsman et al., 2010; Radionova et al., 2012). По мнению большей части ученых, возраст верхней границы понта может соответствовать 5.3-5.2 млн л. (Trubikhin, 1989; Невеская и др., 2003; Radionova et al., 2012) или 4.7 млн л. (Krijgsman et al., 2010). Согласно этим представлениям, понтический региоярус сопоставим с верхней частью мессиния и, возможно, частично соответствует низам плиоцена. В этом случае максимум наступления мессинского кризиса солености, обусловивший образование эрозионной поверхности (MES) в Средиземноморье с 5.6 по 5.5 млн л. (CIESM, 2008), приходится на понтическое время в пределах Восточного Паратетиса.



Рис. 79. Схема сопоставления региоярусов верхнего миоцена Восточного Паратетиса со Средиземноморской стратиграфической шкалой, согласно представлениям разных исследователей

Возраст нижней границы мэотиса оценивается по-разному. Согласно Ю. Василев с соавторами (Vasiliev et al., 2011), нижняя граница мэотиса может отвечать 8.6-8.2 млн л. В этом случае длительность мэотиса составляет около 2.2-2.6 млн. л. По данным В.М. Трубихина, О.В. Пилипенко (2011) и Э.П. Радионовой с соавторами (Radionova et al., 2012), нижняя граница мэотиса может соответствовать ~7,6 млн лет, следовательно длительность мэотиса составляет не более 1.5 млн л. и отложения этого возраста практически полностью сопоставимы с низами мессиния.

Выявленное циклическое строение изучаемых конкских, мэотических и понтических отложений, отражающее действие астрономических процессов, безусловно, может способствовать решению вышеуказанных дискуссионных вопросов.

Конкские отложения разреза горы Зеленского

Результаты исследования. В разрезе горы Зеленского (N 45°13'54.6"; E 36°65'21.7") конкские отложения мощностью около 22-23 м представлены глинами, содержащими отдельные прослои карбонатных пород (до 0.2-0.3 м). По микропалеонтологическим данным в рассматриваемых отложениях выделяются картвельские (~16 м), сартаганские (~2-2.5 м) и веселянские (~4-4.5 м) слои (Вернигорова и др., 2006; Palcu et al., 2017). В ходе циклостратиграфических исследований установлено, что магнитная восприимчивость (K) пород изучаемых отложений характеризуется значениями от 0.06 до $0.24 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ (в среднем $0.15 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ). Отложения нижней части разреза в целом отличаются более высокими величинами K (рис. 80). Всего было получено около 330 определений магнитной восприимчивости пород.

Спектральный анализ эквидистантных рядов данных магнитной восприимчивости пород конкских отложений позволил выявить два резко выраженных пиковых значения (рис. 81). Среди них выделяется пик, который превышает интервал спектральных шумов с 99%-ным уровнем доверия на REDFIT периодограмме, что указывает на высокую степень достоверности выявленного циклического колебания. Этот пик отвечает циклу протяженностью 3.3 м. Другое пиковое значение, превышающее интервал спектральных шумов с 95%-ным уровнем доверия на REDFIT периодограмме, соответствует циклу длиной 14.3 м.

Рассматриваемые пиковые значения выявлены в результате статистической обработки значений K как по всему разрезу, так и для выборки измерений, характеризующих отложения веселянских, сартаганских и кровли картвельских слоев. Спектральный анализ величин K, полученных в ходе исследования отложений нижней части картвельских слоев, не выявил знаковых пиковых значений, имеющих высокую степень достоверности. В этой части разреза наряду с глинами встречаются карбонатные прослои микробиального происхождения, связанные с развитием цианобионтных донных микробных сообществ. Отложения веселянских и сартаганских слоев характеризуются наличием карбонатных прослоев, сложенных в основном наннопланктоном. Разные режимы седиментации выявленных типов карбонатных отложений, отличающиеся также от закономерностей осаждения глинистого материала,

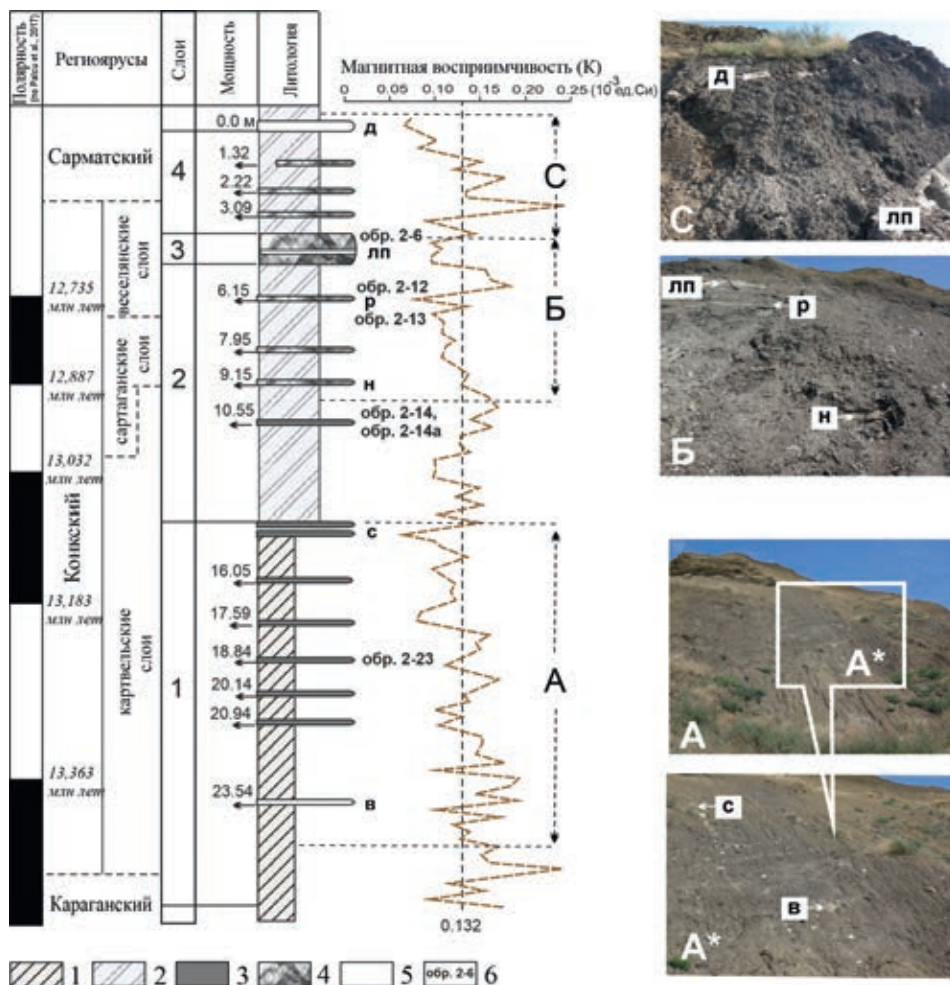


Рис. 80. Литологическое строение, изменчивость остаточной намагниченности пород (K) и общий вид конкских отложений, вскрытых в разрезе горы Зеленого Таманского полуострова. Стратиграфическое расчленение, датирование возраста и полярность пород по (Palcu et al., 2017): 1–2 – глины слабоизвестковистые (1) и известковистые (2); 3–5 – карбонаты: микробиальные (3), кокколитовые (4) и сильно доломитизированные (5); 6 – места отбора проб карбонатов для микроскопического изучения. Буквенными сокращениями (в, с, н, лп, д) обозначены отдельные слои, которые показаны как на литологической колонке, так и на фотографиях разных частей разреза

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

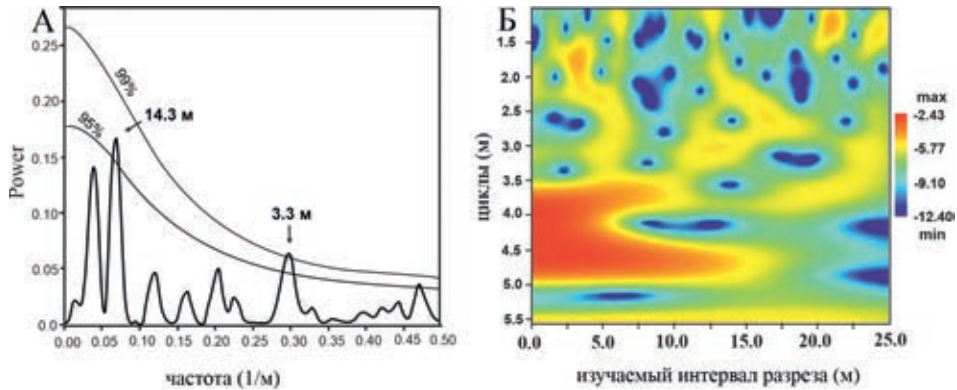


Рис. 81. Результаты REDFIT (А) и Вейвлет (Б) анализа данных по магнитной восприимчивости конкских пород, вскрытых в разрезе горы Зеленого Таманского полуострова

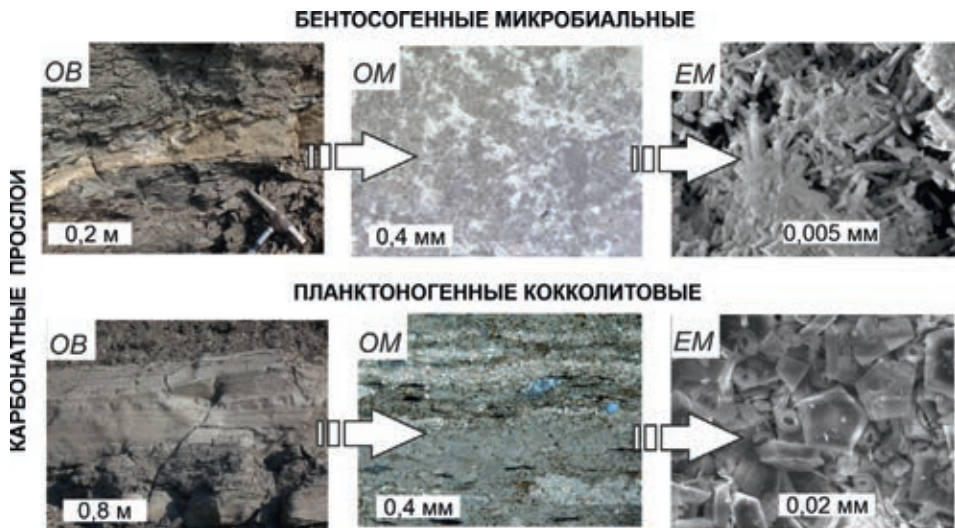


Рис. 82. Литологические типы карбонатных пород изучаемых конкских отложений: ОВ – общий вид карбонатных прослоев, ОМ – карбонаты в шлифах, ЕМ – карбонаты под электронным микроскопом

могли отразиться на особенностях циклического строения рассматриваемых конкских толщ (рис. 82). Представляется, что для оценки длительности накопления изучаемых отложений методами циклостратиграфии наиболее кондиционным является анализ данных, относящихся только к верхней части рассматриваемого разреза (к сартаганским и веселянским слоям).

Отношение установленных циклов длиной 3.3 и 14.3 м составляет 1:4 (1:4.3), что соотносится с долгопериодическими колебаниями инсоляции около 100 и 24 тыс. л., а также 100 и 400 тыс. лет. Если цикл длиной 3.3 м отвечает прецессионным вариациям, то длительность накопления сартаганских и веселянских слоев общей мощностью около 6-7 м составляет ~50 тыс. лет. При этом скорость осадконакопления составляла около 13-14 см/1000

лет. Если этот цикл рассматривать как отражение 100-тысячелетних колебаний эксцентриситета орбиты Земли, то сартаганские и веселянские слои осаждались в среднем со скоростью 3.3 см/1000 лет в течение ~200 тыс. л. В последнем случае полученные значения хорошо согласуются с данными о длительности формирования сартаганских и веселянских слоев в изучаемом разрезе на протяжении около 240 тыс. л. при скоростях осадконакопления около 2.16 см/1000 л. (Palcu et al., 2017).

Обсуждение. В результате циклостратиграфических исследований изучаемых конкских отложений выявлено наличие в них записи астрономической цикличности. При этом установлено, что формирование этих толщ происходило при неоднократной смене режимов седиментации, обеспечивающих образование глинистых и карбонатных осадков различного генезиса. Это обстоятельство следует учитывать при интерпретации полученных данных, так как накопление качественно отличающихся типов отложений происходило с разной скоростью. При оценке длительности конкского региояруса циклостратиграфическими методами также возникает ряд трудностей, связанных с тем, что до сих пор существует острая дискуссия об объеме и подразделении этого региояруса. Согласно Л.А. Невесской с соавторами (Невесская и др., 2004), к конкскому региоярусу относятся сартаганские и веселянские слои, отражающие этапность наступления морской трансгрессии. По мнению целого ряда ученых, начиная с Н.И. Андрусова (Андрусов, 1917а; Мерклин, 1953; Paleontology ..., 2016; Palcu et al., 2017 и др.), к конкскому региоярусу также следует относить фоладовые или картвельские слои, которые часть исследователей рассматривает в составе карагана (Невесская и др., 2004) или предлагает выделять в отдельный региоярус (Жгенти, 1976; Ильина, 2000б; Жгенти, Майсурадзе, 2016). При этом существуют представления, что установленные подразделения конкского региояруса являются лишь фаціальными типами отложений, которые не имеют последовательного стратиграфического положения (Белокрыс, 1987; Vernyhorova, 2017). Отсутствие ясности в решении этих вопросов делает более сложным выбор необходимых интервалов разрезов для проведения циклостратиграфических исследований, а также проведения региональных сопоставлений. По полученным данным, средняя скорость осадконакопления изучаемых конкских отложений составляет около 3.3 см/1000 лет, что хорошо согласуется с другими имеющимися опубликованными материалами (Palcu et al., 2017). Однако следует отметить, что это достаточно низкие показатели режимов седиментации, которые в целом нехарактерны для осадконакопления внутриконтинентальных морских бассейнов. Объяснением этого факта, по-видимому, может служить различие в скоростях накопления глинистых и карбонатных осадков, среди которых более длительным формированием могли отличаться микробиальные известковые образования. Методами магнитостратиграфии изучена малая часть разрезов конкских отложений Восточного Паратетиса, что также не способствует получению наиболее полной палеомагнитной характеристики этих толщ. В связи со всеми вышеперечисленными трудностями стратиграфии конкских отложений представляется, что полученные данные по астрономической цикличности этих толщ следует пока рассматривать в качестве промежуточных, требующих дальнейшего изучения на других разрезах среднего миоцена.

Нижнеэоценовые отложения разреза Попов Камень

Результаты исследования. В разрезе Попов Камень (N 45°16'01.8"; E 36°61'97.6") нижнеэоценовые отложения были изучены на трех основных интервалах (86.8-49.6 м; 42.6-19.2 м; 27.2-12 м) протяженностью около 37, 13 и 15 метров (Rybkina et al., 2015). Всего было получено около 1002

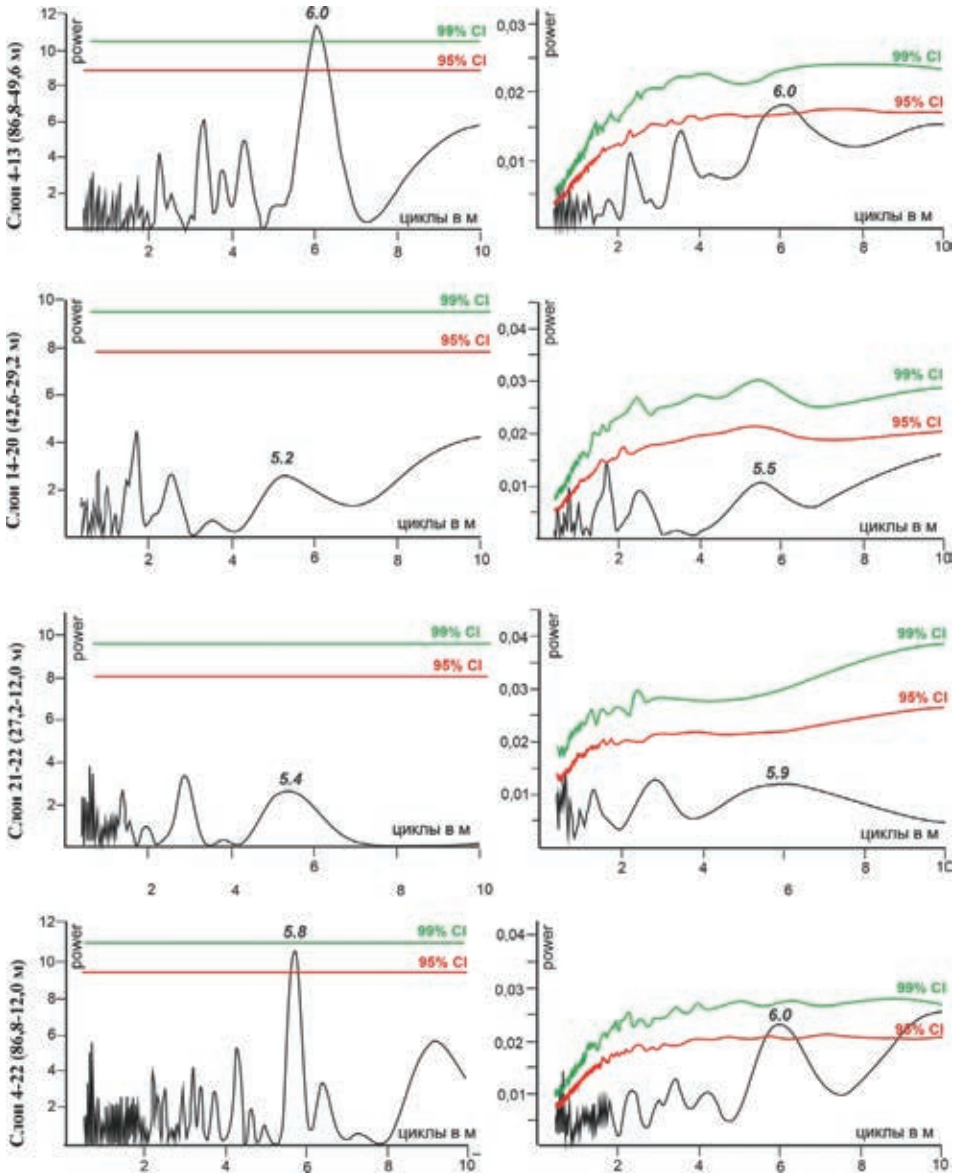


Рис. 83. Lomb-Scargle (слева) and REDFIT (справа) периодограммы спектрального анализа данных по магнитной восприимчивости нижнеэоценовых пород разреза Попов Камень (Таманский полуостров)

определений магнитной восприимчивости пород. В рассматриваемых отложениях значения магнитной восприимчивости пород колеблются от 0.02 до 0.18×10^{-3} ед. СИ. Глины характеризуются более высокими значениями магнитной восприимчивости (в среднем от 0.07 до 0.12×10^{-3} ед. СИ). Карбонатные породы и диатомиты отличаются меньшей намагниченностью (от 0.02 до 0.06×10^{-3} ед. СИ). В изучаемом разрезе наблюдается общее увеличение намагниченности пород в нижней части нижнеэотических отложений.

Спектральный анализ данных позволил выявить четкую периодичность, соответствующую пику 6.0 м, на интервале 86.8–49.6 м изучаемого разреза (рис. 83). Пик, отвечающий 6 м, превышает интервал спектральных шумов с 95% и 99% уровнем доверия, что хорошо видно на Lomb-Scargle и REDFIT периодограммах. На двух других, более коротких интервалах отчетливо выделяется пик около 5.2-5.9 м. Этот пик сопоставим с сигналом, отвечающим 6 м, учитывая уменьшение скорости седиментации во второй половине раннего эоетиса.

Пик 5.2-5.9 м проявлен слабее на интервалах 42.6-19.2 м и 27.2-12 м, скорее всего, из-за небольшой их протяженности (13 и 15 м, соответственно). При анализе данных по всем трем интервалам (86.8-12 м) пик между 5.8 и 6 м, превышающий интервал спектральных шумов с 95% уровнем доверия, отчетливо виден на Lomb-Scarle и REDFIT периодограммах. Вейвлет-анализ выявил периодичность с пиковым значением между 5.2 и 7.2 м, в среднем сопоставимым с сигналом около 6 м. С учетом результатов спектрального анализа, значения магнитной восприимчивости пород были обработаны с помощью разложения Гаусса с использованием частоты соответствующей периодичности 6 м (рис. 84).

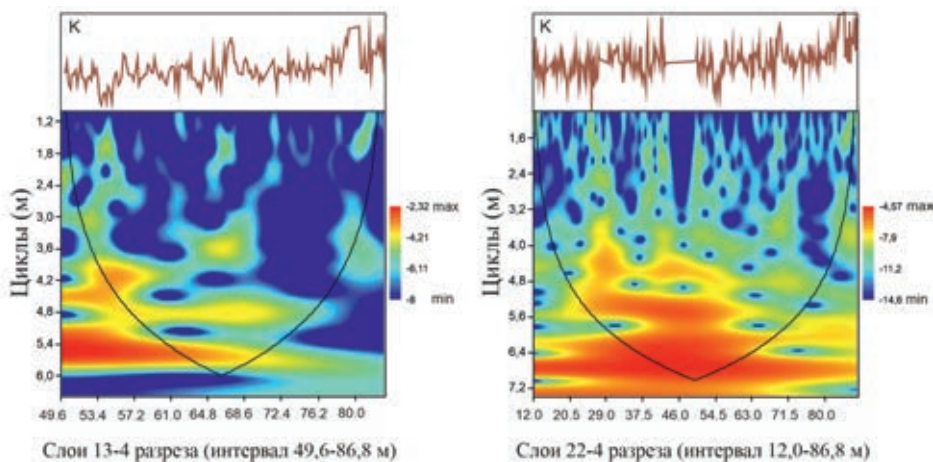


Рис. 84. Вейвлет-анализ данных по магнитной восприимчивости нижнеэоических пород разреза Попов Камень (Таманский полуостров). К – магнитная восприимчивость пород

Обсуждение. Согласно Vasiliev et al. (2011, рис. 9), возраст верхней границы нижнего эоетиса по палеомагнитным данным предположительно оценивается как не моложе ~ 7.7 млн лет. Возраст нижней границы эоетиса может отвечать 8.6-8.2 млн лет. В этом случае если накопление отложений

происходило с ~7.7 по 8.2 млн лет, то нижний мэотис должен соответствовать большей части хрона C4n.2n (7.701–8.125 млн л., Gradstein et al. 2020) с прямой полярностью, что вряд ли возможно для рассматриваемых обратно намагниченных пород. Если накопление отложений происходило с ~7.7 по 8.6 млн л., то нижний мэотис должен соответствовать хронам C4n.2n и C4r и содержать большое число перерывов общей длительностью не менее 0.4 млн лет (т. е. около половины от всей длительности раннего мэотиса). Наличие столь значительных перерывов в относительно глубоководных отложениях нижнего мэотиса Тамани не установлено имеющимися палеонтологическими и литологическими данными (Ростовцева, Гончарова, 2008, Ростовцева 2009а, Трубихин, Пилипенко, 2011, Radionova et al., 2012).

Согласно В.М. Трубихину, О.В. Пилипенко (2011) и Э.П. Радионовой с соавторами (Radionova et al., 2012), верхняя граница мэотиса примерно соответствует смене хронов C3Ar/C3An, имеющей датировку 6.727 млн лет (Gradstein et al., 2020). Полученные палеомагнитные данные подтверждаются результатами палеонтологических исследований, а именно присутствием индекс-видов диатомей *Nitzschia miocenica* (FO 7.1 Ma) и *Thalassiosira convexa* (FO 6.7 Ma) в верхах нижнего мэотиса (Radionova et al., 2012). Это датирование верхней границы нижнего мэотиса, основанное как на палеомагнитных, так и палеонтологических данных, представляется более обоснованным и будет использовано в дальнейшем при обсуждении. По мнению В.М. Трубихина, О.В. Пилипенко (2011) и Э.П. Радионовой с соавторами (Radionova et al., 2012), возраст нижней границы мэотиса датируется около ~7.6 млн лет.

При рассмотрении границ нижнего мэотиса с 6.733 млн л. по 8.6–8.2 млн л. или ~7.6 млн л. длительность раннего мэотиса (багеровского времени) может составлять не более 1.9 или 0.9 млн л. Результаты циклического анализа строения изучаемых толщ будут интерпретироваться с учетом этих имеющихся данных.

Спектральный анализ выделил сигнал 5.2–6 м (min = 5.2 м, в среднем = 5.6 м и max = 6.0 м) как статистически важный. Этот сигнал с учетом длительности раннего мэотиса около 1.9 или 0.9 млн л. и мощности рассматриваемых отложений может быть сопоставлен с изменениями эксцентриситета орбиты Земли (100 000 лет) и угла наклона земной оси (41 000 лет). Если рассматривать этот сигнал как отвечающий прецессионным астрономическим изменениям (21 000 лет), то ранний мэотис должен быть слишком коротким (не более 0.4 млн л.) или включать один или несколько перерывов длительностью не менее 0.5–1.5 млн л. В рассматриваемых относительно глубоководных отложениях признаки значительных перерывов не обнаружены. Анализ данных с помощью разложения Гаусса также не подтвердил соответствие сигнала 5.2–6 м изменениям прецессии.

Если сигнал 5.2–6 м отвечает колебаниям эксцентриситета орбиты Земли (100 000 лет), то, учитывая мощность рассматриваемых отложений (~105 м), длительность раннего мэотиса может достигать 1.9 млн л. В этом случае среднее значение скорости седиментации должно составлять не более 5 см/1000 лет, что является достаточно низким показателем, учитывая особенности формирования современных осадков в Черном море и интенсивное развитие диатомового осадконакопления в мэотисе.

Согласно E.T. Degens et al. (1978), скорости седиментации в глубоководных частях Черного моря были порядка 20-50 см/1000 лет в плейстоцене и голоцене. По данным В.И. Денисова (1998), в пределах Керченско-Таманского шельфа современные осадки накапливаются со скоростью в среднем от 15 до 30 см/1000 лет. При соответствии скорости седиментации, установленной в Черном море, и длительности нижнего мэотиса около 1.9 млн лет, багеровские слои должны включать перерыв в осадконакоплении не менее 1.2 млн лет, что вряд ли возможно. Накопление нижнемэотических отложений происходило в условиях развития морской трансгрессии (Невеская и др., 1986).

Если сигнал 5.2-6 м отвечает колебаниям наклона оси Земли (41 000 лет), то при мощности рассматриваемых отложений около 105 м, длительность раннего мэотиса может составлять около 0.9 млн лет. При такой интерпретации, скорости седиментации в среднем были 11-12 см/1000 лет, что хорошо согласуется с данными о характере современного осадконакопления в Черном море. Сопоставление результатов обработки данных с помощью разложения Гаусса показало заметное сходство распределения сигнала с кривой колебаний инсоляции (Laskar et al., 2004) в период с 7.6 по 6.7 млн л. (рис. 85).

В ходе исследований в рассматриваемых отложениях был выявлен незначительный пропуск в записи астрономической цикличности, приуроченный к подошве первого прослоя детритового известняка, встреченного в верхней части нижнего мэотиса и отражающего изменение в обстановке осадконакопления (рис. 85, слой 21). Во второй половине раннего мэотиса накопление бескарбонатных осадков сменилось осаждением карбонатных глин, чередующихся с редкими карбонатными детритовыми прослоями (Ростовцева, 2009б). Изменение режима седиментации было связано с начавшимся обмелением керченской части рассматриваемого бассейна и сбросом осадочного материала из мелководья в более глубоководные участки. Рассматриваемый пропуск в записи астрономической цикличности может быть связан не с перерывом в осадконакоплении, а с частичной эрозией ранее накопившихся осадков.

Согласно полученным данным, границе тортона/мессиния может соответствовать накопление глин, расположенных в разрезе Попов Камень ниже первого прослоя диатомита и выше самых первых выходов мшанковых биогермов, выделяемых в нижней части нижнего мэотиса. Образование мшанковых биогермов в начале мэотиса было обусловлено наступлением морской трансгрессии, развитие которой могло быть связано с открытием и углублением Рифского пролива (Rifian Corridor) в Средиземноморье, происходившим около ~7.6 млн л. (Krijgsman et al., 1999).

Полученные результаты циклостратиграфических исследований хорошо согласуются с данными о смене условий осадконакопления в Средиземноморье в конце тортона и в начале мессиния. Согласно S.K. Hüsing et al. (2009), накопление известковых осадков Rosini Interval в разрезе Monte dei Corvi (Северные Апеннины, Италия) происходило с 7.616 по 7.168 млн л. и было связано с уменьшением изолированности Средиземноморья за счет поступления вод Атлантического океана через Рифский пролив. Этому этапу может соответствовать появление морской биоты и рост мшанковых биогермов в Восточном Паратетисе в начале мэотиса.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

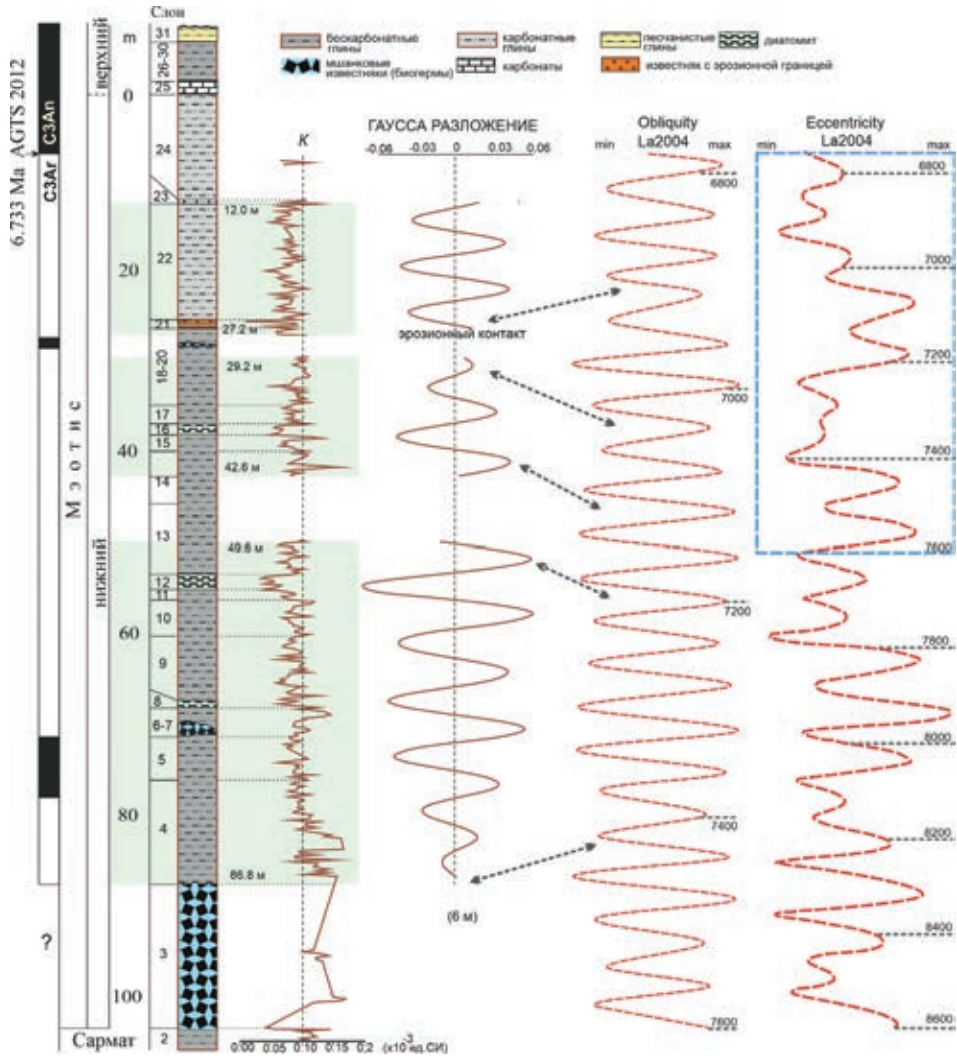


Рис. 85. Анализ с использованием программы AnalySeries данных по магнитной восприимчивости нижнемэотических пород разреза Попов Камень (Таманский полуостров). Палеомагнитные данные по Трубинин, Пилипенко (2011). *K* – магнитная восприимчивость пород

Начиная с 7.168 млн л. в Средиземноморье отмечается интенсивное формирование диатомовых и сапропелевых осадков (Euxinic Shale Interval), вызванное нарушением циркуляции вод в Средиземноморье и ослаблением притока океанских вод (Hüsing et al., 2009). Отражением этого события может быть появление первых прослоев диатомитов в низах нижнего мэотиса, отмечаемых в разрезе Попов Камень.

Верхнемэотические отложения разреза Железный Рог

Результаты исследования. В разрезе Железный Рог (N 45°11'06.1"; E 36°74'48.4") верхнемэотические отложения мощностью около 80-85 м представлены глинами, в которых встречаются прослои диатомитов и единичный пласт (до 0.1 м) детритового известняка. В основании верхнего мэотиса залегает слой глинистой брекчии мощностью от 8 до 10 м. Между понтическими и мэотическими отложениями выделяются слои с моновидовым комплексом диатомей *Actinocyclus octonarius* и наннопланктона *Braarudosphaera bigelowii* (Ростовцева, Козыренко, 2006; Radionova, Golovina, 2011). Описываемые отложения изучены на нескольких интервалах разреза, имеющих протяженность 18. 6 и 23 м (Рыбкина, Ростовцева, 2014). В ходе исследований также проанализированы кровельная часть нижнемэотических отложений (11 м) и переходные слои между понтом и мэотисом, содержащие *Actinocyclus octonarius* и *Braarudosphaera bigelowii* (30 м). Всего было получено около 1344 определений магнитной восприимчивости пород.

Изучаемые верхнемэотические отложения характеризуются значениями магнитной восприимчивости пород от 0.01 до 0.45×10^{-3} ед. СИ. Намагниченность глин составляет $(0.05 \div 0.45) \times 10^{-3}$ ед. СИ, преимущественно она колеблется от 0.07 до 0.17×10^{-3} ед. СИ. В этих породах также отмечаются и наиболее высокие значения магнитной восприимчивости – $(0.20 \div 0.45) \times 10^{-3}$ ед. СИ, ее минимальные значения свойственны прослоям диатомитов и известняков – $(0.01 \div 0.05) \times 10^{-3}$ ед. СИ. Рассматриваемые отложения характеризуются разной величиной намагниченности глин. В целом большей намагниченностью отличаются глины, залегающие в кровле нижнемэотических и в нижней части верхнемэотических отложений. Глины верхней части верхнемэотического разреза по сравнению с другими рассматриваемыми отложениями характеризуются более низкой намагниченностью. Промежуточными значениями намагниченности отличаются глины переходных слоев от мэотиса к понту.

Спектральный анализ данных магнитной восприимчивости пород показал, что во всех рассмотренных интервалах разреза прослеживается сходное распределение сигналов (рис. 86). На Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограммах прослеживаются три интервала с хорошо выраженными пиковыми значениями. В одном из этих интервалов пиковое значение превышает уровень доверия, что указывает на статистическую значимость и высокую степень достоверности соответствующего сигнала. В рассматриваемом интервале выделяется пик между 7.1-8.9 м. Различие в значениях этого сигнала, скорее всего, связано с изменчивостью скорости седиментации – с более интенсивным накоплением осадков или с некоторым снижением темпа формирования отложений. Соответственно, скорость седиментации в начале позднего мэотиса была выше, чем в конце мэотиса и в начале понта. Известно, что в начале позднего мэотиса произошло обмеление и значительное опреснение Восточного Паратетиса. В это время в рассматриваемую часть бассейна поступало большое количество тонкой взвеси речного стока (Ростовцева, 2009в), что обусловило увеличение скорости седиментации.

Неоген Восточного Паратетиса: регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

Более высокая намагниченность нижней части верхнемэотических отложений также может быть связана с регрессивной стадией, отмечаемой в это время. В конце мэотиса и начале понта развитие морской трансгрессии привело к уменьшению количества терригенной взвеси, поступающей в изучаемую область бассейна, что определило снижение темпа осадконакопления. На Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограммах выделяются также пики отвечающие циклам длиной 4, 3-3.2 и 1.36 м.

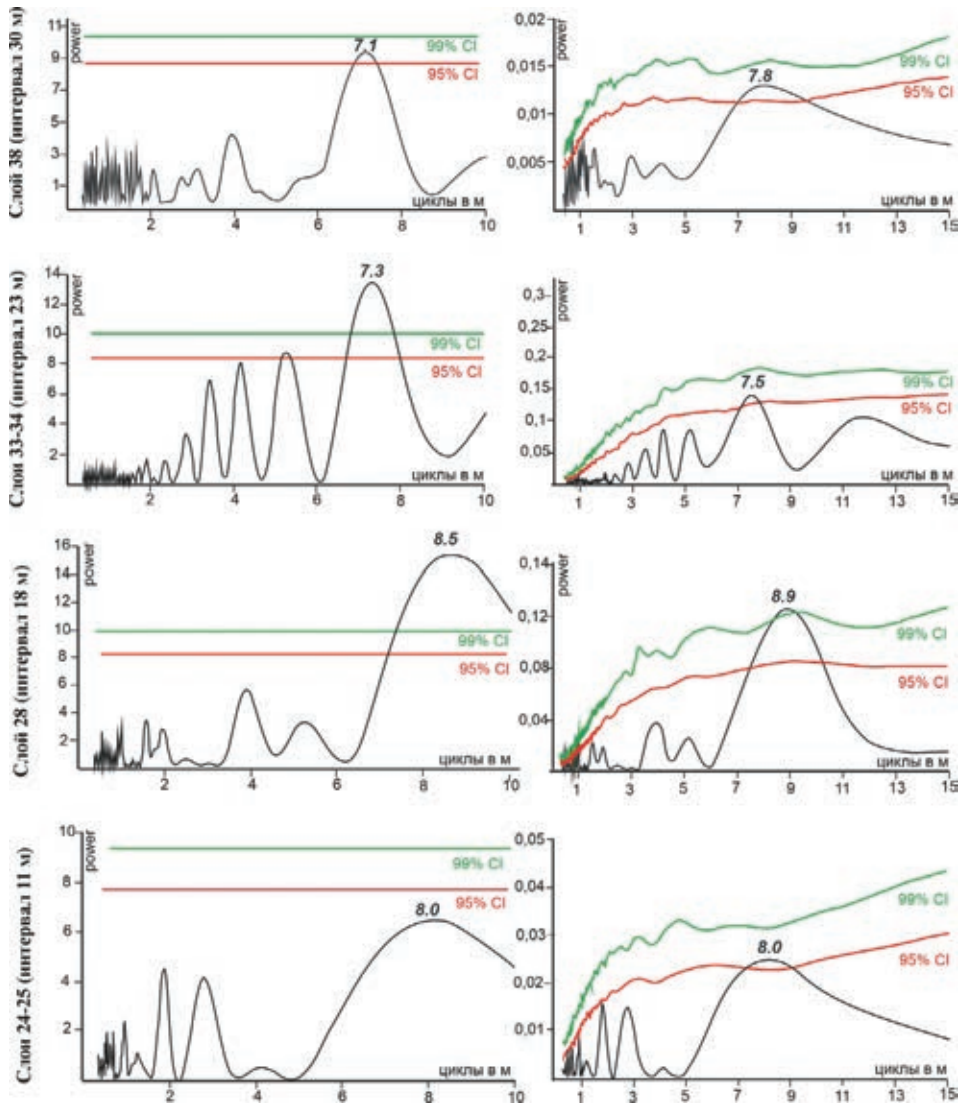


Рис. 86. Lomb–Scargle (слева) and REDFIT (справа) периодограммы спектрального анализа данных по магнитной восприимчивости верхнемэотических пород разреза Железный Рок (Таманский полуостров)

Обсуждение. Согласно данным комплексных палеонтологических и биостратиграфических исследований (Trubikhin, 1989; Radionova et al., 2012), верхнемэотические отложения характеризуются прямой намагниченностью и коррелируются с большей частью хрона C3An магнитостратиграфической шкалы (Berggren et al., 1995). В нижней части понтических отложений отмечена смена полярности, понтические отложения с обратной намагниченностью сопоставляются с хроном C3r (Trubikhin, 1989; Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012).

Возраст нижней и верхней границ хрона C3An с учетом радиометрических, палеонтологических и циклостратиграфических данных оценивается 6.733 и 6.033 млн л., соответственно (Hilgen et al., 2012). Периоду времени ~ 700 тыс. лет в разрезе Железный Рог отвечают отложения мощностью около 130 м. Скорость седиментации в это время в среднем составляла ~ 19 см/1000 лет, что хорошо согласуется с данными об особенностях осадконакопления в Черном море (Degens et al., 1978, Денисов, 1998).

Учитывая длительность накопления осадков (около 0.7 млн л.) и мощность отложений (около 130 м) рассматриваемой части разреза, пик 7.1-8.9 м (min 7.1 м, в среднем 8 м, max 8.9 м) в целом сопоставим с колебаниями угла наклона земной оси, отвечающими периоду около 41000 лет.

При использовании частоты, соответствующей сигналу 7.1-8.9 м, обработка данных с помощью разложения Гаусса выявила значительное сходство в распределении сигналов, характеризующих изучаемые отложения с кривой колебаний инсоляции (Laskar et al., 2004) с 6.7 по 6.3 млн л. назад (рис. 87). Сопоставление проводилось как при условии постоянной скорости седиментации, так и меняющейся во времени. Полученные данные в последнем случае представляются более аргументированными. При этом переходные слои между мэотисом и понтом с моновидовым комплексом диатомей и наннопланктона в большей степени сопоставимы с интервалом кривой изменения эксцентриситета орбиты Земли, отвечающему периоду с 6350 по 6150 тыс. л. назад. При этом одному циклу, связанному с колебаниями эксцентриситета орбиты Земли, соответствует интервал разреза мощностью около 17 м. Это хорошо согласуется с тем, что вышележащие понтические отложения с прямой намагниченностью мощностью ~ 20–25 м соответствуют более чем одному циклу. Накопление глин переходных слоев между мэотисом и понтом, возможно, происходило синхронно с формированием самых верхних частей формации Триполи и миоценовых доэвапоритных диатомовых слоев острова Гавдос (Metochia A) в Средиземноморье. Это хорошо согласуется с данными о заключительном этапе формирования формации Триполи, выделяемом с 6290 тыс. лет и связанным с увеличением солености поверхностных вод, возникновением стрессовых условий и усилением изоляции Средиземноморского бассейна (Blanc-Valleron et al., 2002).

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

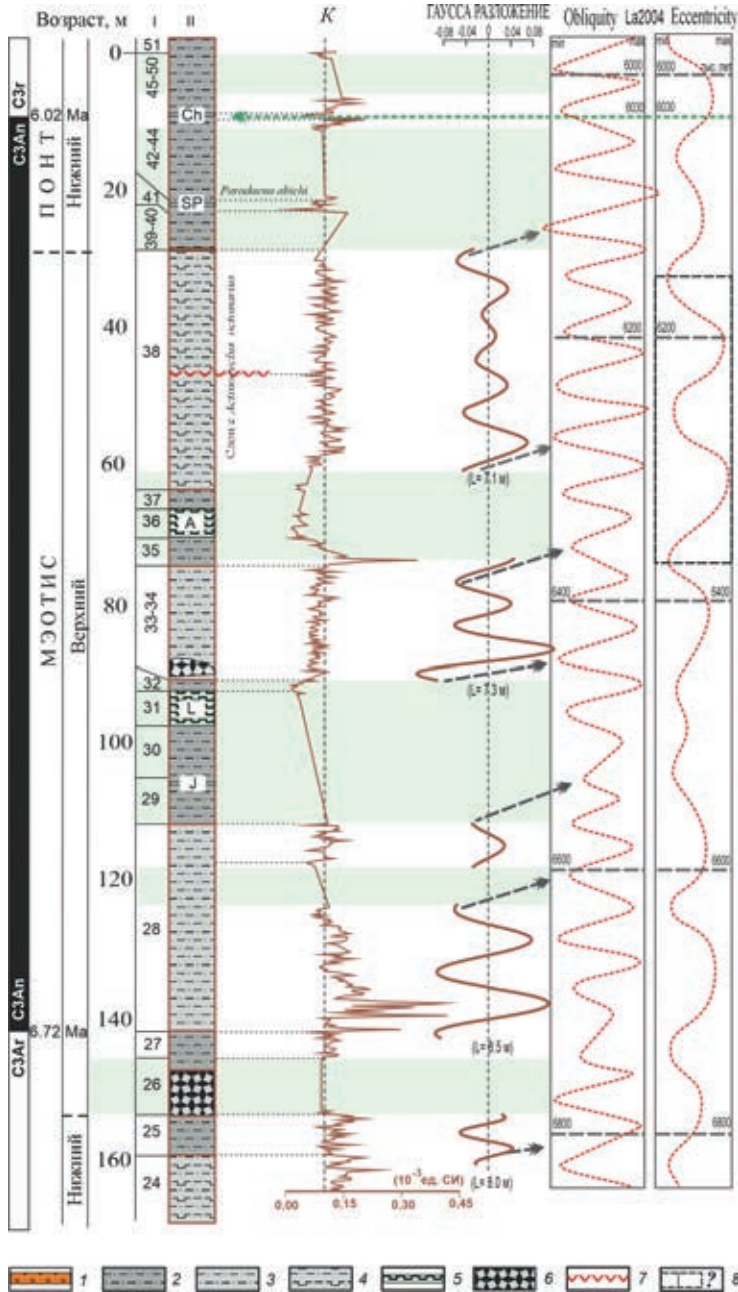


Рис. 87. Анализ с использованием программы AnalySeries данных по магнитной восприимчивости верхнемэотических пород разреза Железный Рог (Таманский полуостров) Литологические типы пород: 1 – детритовый известняк; 2-4 – глины: 2 – алевритистые, 3 – алевритистые и известковые, 4 – диатомовые; 5 – диатомиты (по Radionova, Golovina, 2011); 6 – глинистая брекчия; 7 – вулканический пепел; 8 – предполагаемые уровни размыва. Палеомагнитные данные по Trubikhin (in Popov et al., 1996), Vasiliev et al. (2011) и Radionova et al. (2012). *K* – магнитная восприимчивость пород.

По характеру кривой изменения эксцентриситета орбиты Земли, ожидаемые колебания с большей интенсивностью, отмечаемые с 6730 по 6600 тыс. лет назад, наблюдаются также в основании верхнемэотических отложений. Полученные данные об астрономической цикличности верхнемэотических отложений свидетельствуют в пользу точки зрения о соответствии этих толщ большей части хрона С3An (Trubikhin, 1989; Radionova et al., 2012) и не противоречат представлениям о характере изменчивости инсоляции в конце миоцена.

Понтические отложения разреза Железный Рог

Результаты исследования. В разрезе Железный Рог отложения понта представлены в основном глинами, мощность которых составляет около 110 м. В разрезе выделяются новороссийские слои нижнего понта, а также портаферские и босфорские слои верхнего понта (Андрусов, 1917б; Попов, Застрожных, 1998; Невеская и др., 2003)¹. Портаферские слои отличаются своеобразным литологическим строением, выраженным в развитии среди выше- и нижележащих глин прослоев детритовых известняков и глинистой брекчии.

В ходе работ были исследованы все стратиграфические подразделения отложений понта (интервал протяженностью 112.8 м) (Ростовцева, Рыбкина, 2014; Rostovtseva, Rybkina, 2017). Всего было получено около 1692 определений магнитной восприимчивости пород.

Установлено, что магнитная восприимчивость пород (K) новороссийских слоев характеризуется значениями от 0.016 до 0.937×10^{-3} ед. СИ. Наиболее высокие показатели K (от 0.52 до 0.937×10^{-3} ед. СИ) отмечаются в верхней части этих отложений (на интервале от 65.8-62.0 до 59.2-51.6 м). Породам портафера свойственны значения K от 0.03 до 0.19×10^{-3} ед. СИ, босфора – от 0.05 до 0.42×10^{-3} ед. СИ. Прослои известняков, встречающиеся эпизодически в изучаемом разрезе, имеют более низкие показатели магнитной восприимчивости пород по сравнению с глинистыми отложениями.

Спектральный анализ рядов данных магнитной восприимчивости пород портаферских слоев показал отсутствие в них отчетливой записи астрономической цикличности. Так, на Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограммах не выявлены пики, превышающие интервал спектральных шумов с 95% и 99% уровнем доверия (рис. 88). Наблюдаемый на периодограммах наиболее сильный сигнал не может быть использован, так как не достигает интервала спектральных шумов с 95% уровнем доверия и имеет длину цикла 9.4 м, превышающую протяженность изучаемых отложений портафера, мощность которых составляет около 6 м.

¹ Термин портаферские слои используется в соответствии с последней редакцией региональной стратиграфической шкалы неогеновых отложений южных регионов Европейской части России, опубликованной Межведомственным стратиграфическим комитетом России в 2004 году (Невеская и др., 2004).

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

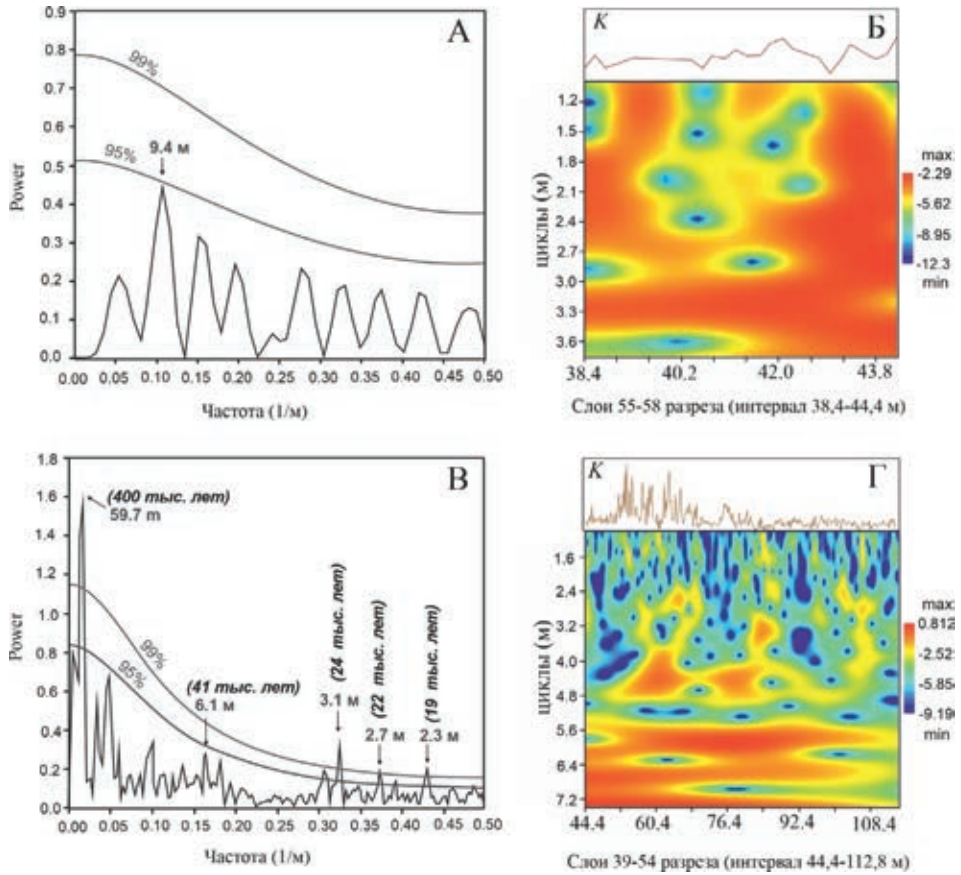


Рис. 88. Результаты REDFIT (А, В) и Вейвлет (Б, Г) анализа данных по магнитной восприимчивости пород портаферских (А, Б) и новоросийских (В, Г) слоев понта, вскрытых в разрезе Железный Рог (Таманский полуостров). К – магнитная восприимчивость пород

Портаферские слои отличаются своеобразным литологическим строением и представлены в основном переотложенными осадками, что обусловило в этих толщах плохую сохранность записи последовательности долгопериодических колебаний инсоляции (рис. 89).

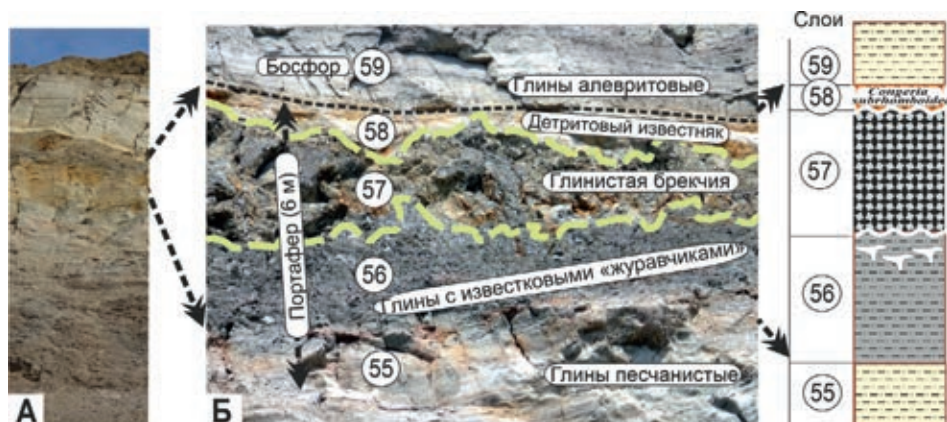


Рис. 89. Литологическое строение портаферских слоев понта, вскрытых в разрезе Железный Рог (Таманский полуостров). А – общий вид, Б – послойное строение

Спектральный анализ рядов данных магнитной восприимчивости пород новороссийских слоев показал наличие на Lomb-Scargle-периодограмме пика с длиной цикла 59.7 м, а на REDFIT-периодограмме пиков с длиной циклов 59.7; 3.1; 2.7 и 2.3 м, превышающих интервал спектральных шумов с 99% уровнем доверия и являющихся достоверными. По результатам вейвлет-анализа также установлено наличие циклов длиной между 5.6 и 7.4 м (см. рис. 88). На REDFIT-периодограмме с трансформированными значениями частот также отчетливо выделяется цикл около 6.1 м (рис. 90, слои 39-54).

Для выявления соответствия наблюдаемых циклов с астрономическими долгопериодическими колебаниями инсоляции, установленными Миланковичем, были использованы отношения длительности последних друг к другу. Отношение 400-тысячелетнего периода эксцентриситета орбиты Земли к 41-тысячелетнему периоду колебания угла наклона земной оси составляет 9.7:1, а 41-тысячелетнего периода колебания угла наклона земной оси к 24, 22 и 19-тысячелетним периодам прецессии – 1.7:1; 1.9:1 и 2.2:1, соответственно. Отношение длины установленных циклов 59.7 м и 6.1 м составляет 9.7:1, а 6.1 м к 3.1; 2.7 и 2.3 м – 1.9:1; 2.2:1 и 2.6:1, соответственно. На основе анализа этих значений предполагается, что в отложениях новороссийских слоев присутствует запись астрономической цикличности, отражающая колебания эксцентриситета орбиты Земли (400-тыс. лет – цикл длиной 59.7 м), угла наклона земной оси (41-тыс. лет – цикл длиной 6.1 м) и прецессии (циклы длиной 3.1; 2.7 и 2.3 м).

Учитывая изменчивость скорости седиментации во времени, цикл длиной 6.1 м, установленный в отложениях новороссии, может быть сопоставим с циклами длиной 7.1-7.8 м и 8.0-8.2 м, выявленными в переходных слоях между мэотисом и понтом, а также в босфорских слоях изучаемых толщ (см. рис. 90, слой 38 и слои 59-66, соответственно). Циклы длиной 3, 3.2 и 4 м, отмечаемые на Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограммах для рассматриваемых частей разреза, скорее всего, соответствуют периодам прецессии.

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

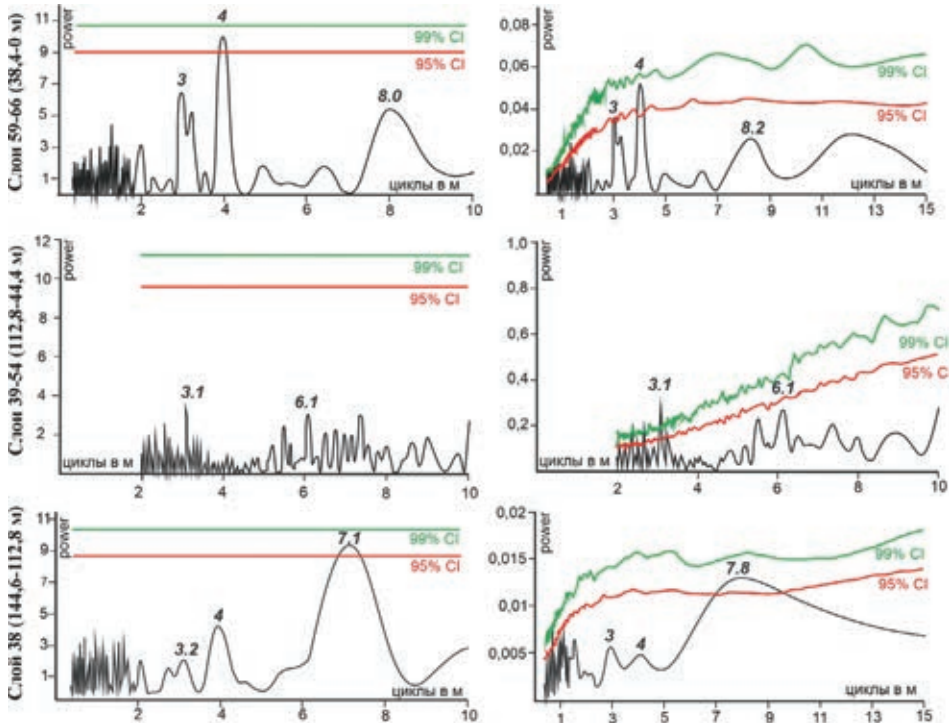


Рис. 90. Lomb-Scargle (слева) and REDFIT (справа) периодограммы спектрального анализа данных по магнитной восприимчивости понтических пород разреза Железный Рог (Таманский полуостров)

Результаты вейвлет-анализа хорошо согласуются с данными, полученными при рассмотрении Lomb-Scargle- и REDFIT-периодограмм, показывая наличие циклов длиной 5.6-8.1 и 2.4-4.8 м для всей последовательности отложений понта. Анализ данных с помощью разложения Гаусса позволил выявить в изучаемых толщах запись 21 и 39 циклов длиной 6.1-8.0 и 3.1-4.0 м, соответственно, включая переходные слои между мэотисом и понтом (рис. 91).

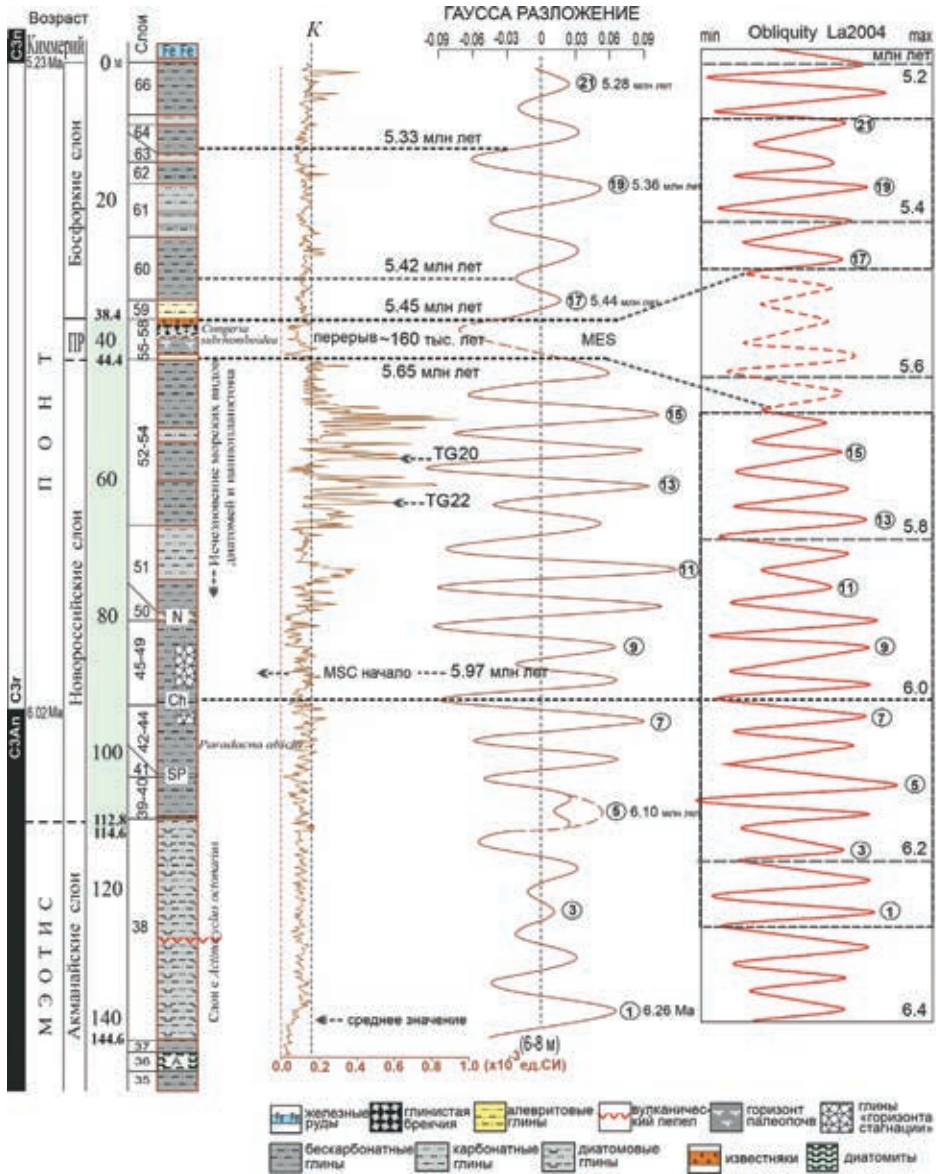


Рис. 91. Анализ с использованием программы AnalySeries данных по магнитной восприимчивости пород понта разреза Железный Рог (Таманский полуостров). А, SP, Ch, N – прослои диатомитов (по Radionova, Golovina, 2011). Палеомагнитные данные по Trubikhin (in Popov et al., 1996), Vasiliev et al. (2011) и Radionova et al. (2012). Палеонтологические данные по Radionova, Golovina (2011) и Radionova et al. (2012). Цифрами в кружках указаны номера циклов. ПП – портаферские слои, MSC – Мессинский кризис солености, MES – Мессинская эрозионная поверхность, K – магнитная восприимчивость пород

Обсуждение. В начале понта отмечается развитие трансгрессии (Popov et al., 2004). В рассматриваемой части бассейна происходило накопление глинистых осадков в относительно глубоководных условиях. По составу фауны моллюсков соленость вод была пониженной, но выше 5-8%. Согласно Э.П. Радионовой и Л.А. Головиной (Radionova, Golovina, 2011), кратковременные притоки открытых вод обусловили появление наннопланктона и морских видов диатомей в Восточном Паратетисе во время формирования переходных слоев между мэотисом и понтом, а также отложений основания понта. В конце раннего понта выделяется регрессивный этап развития бассейна.

В начале позднего понта в портаферское время площадь Восточного Паратетиса заметно сократилась, что обусловило разделение ранее единых Каспийского и Эвксинского бассейнов (Невесская и др., 1986, 2003; Popov et al., 2004, 2006). Согласно Krijgsman et al. (2010), портафер отвечает регрессивному этапу, выделяемому в Дакийском бассейне, при котором отмечается резкая смена комплексов остракод.

Формирование босфорских слоев, впервые выделенных Н.И. Андрусовым (1923) в Керченско-Таманском регионе, происходило при развитии трансгрессии в Восточном Паратетисе. В Дакийском бассейне в разрезах понта отмечается смена литологического строения отложений, отражающая восстановление бассейновых условий седиментации (Jira, 1997).

Согласно Krijgsman et al. (2010), по биостратиграфическим и палеомагнитным данным возраст границы между мэотисом и понтом составляет 6.04 ± 0.01 млн л., новороссийскими и портаферскими слоями – 5.8 ± 0.1 млн л. В Дакийском бассейне граница между портафером и босфором отвечает 5.5 ± 0.1 млн л. По мнению Snel et al. (2006), граница между мэотисом и понтом соответствует 6.15 ± 0.11 млн лет, а основание портафера и босфора датируется около 6.0 и 5.6 млн л., соответственно. Возраст границы между понтом и киммерием оценивается около 5.3 ± 0.1 млн л. Протяженность понта составляет порядка 0.85 млн л.

Понтические отложения в разрезе Железный Рог в самой нижней части характеризуются прямой полярностью пород, на всем остальном своем протяжении имеют обратную намагниченность (Trubikhin, 1989; Певзнер и др., 2003; Vasiliev et al., 2011). По результатам комплексных биостратиграфических и палеомагнитных исследований прямо намагниченные отложения понта сопоставляются с хроном C3An (Trubikhin (в Popov et al., 1996); Krijgsman et al., 2010; Vasiliev et al., 2011; Radionova, Golovina, 2011; Radionova et al., 2012; Попов и др., 2013). Возраст верхней границы хрона C3An составляет 6.023 млн лет (Gradstein et al., 2020).

По данным, полученным с помощью разложения Гаусса, в отложениях понта с уровня смены прямой намагниченности пород на обратную до низов киммерия выделяется 14 циклов длиной 6.1-8.0 м (6.1 м для новороссийских слоев, 8.0 м для верхнего понта), сопоставляемых с орбитальным 41-тысячелетним периодом (интервал с 95 по 0 м) (рис. 91). В этом случае отложения рассматриваемого интервала разреза формировались на протяжении 0.57 млн лет. Граница между новороссийскими и портаферскими слоями датируется около 5.6-5.7 млн л. По Krijgsman et al. (2010), возраст нижней границы портафера в Восточном Паратетисе составляет 5.8 ± 0.1 (5.7-5.9) млн лет.

В верхней части новороссийских слоев (с 65.8 по 59.2 м) выделяется интервал с чрезвычайно высокими значениями магнитной восприимчивости пород, составляющими 0.834 и 0.937 $\times 10^{-3}$ ед. СИ, которые могут быть сопоставлены с изотопными стадиями TG22 (5.79 млн л.) и TG20 (5.75 млн л.), соответственно. Это хорошо согласуется с имеющимися палеонтологическими и литологическими данными. В верхней части новороссийских слоев в разрезе Железный Рог (с интервала 79 м и выше) отмечается отсутствие в отложениях известкового наннопланктона и морских видов диатомей. В конце новороссия связь Восточного Паратетиса с открытыми морскими водами прекратилась на фоне усиления регрессии (Radionova, Golovina, 2011). По полученным результатам циклостратиграфических исследований, уровень исчезновения морских видов микрофлоры в отложениях новороссия датируется около 5.88 млн лет. Чрезвычайно высокие значения магнитной восприимчивости пород в этой части разреза могут быть объяснены нарушением нормальной циркуляции вод в бассейне в связи с его сокращением и более интенсивным формированием при этом диагенетических сульфидных соединений в осадках. Во время изотопных стадий TG22 и TG20, связанных с эпизодами интенсивного роста полярных ледовых покровов на фоне общего похолодания климата, предполагается значительное падение глобального уровня моря (около 50 м) (Shackleton et al., 1995; Hodell et al., 2001).

Изотопной стадии TG32 и времени начала Мессинского кризиса солёности (MSC), датируемых около 5.97 млн лет, отвечает основание «горизонта стагнации» (интервал с 93.6 по 86.8 м). В отложениях нижнего понта «горизонт стагнации», описанный впервые Н.И. Андрусовым (1903) в разрезе Железный Рог, выделяется более темной окраской глин, отличающихся повышенным содержанием соединений марганца. Таким образом, накопление большей части отложений новороссийских слоев, начиная с уровня 93.6 м и выше по разрезу изучаемых толщ, может быть сопоставлено со временем возникновения Мессинского кризиса солёности и развития первой стадии формирования эвапоритов в Средиземноморье (т. е. по Roveri et al., 2014: Primary Lower Gypsum 5.97-5.6 млн лет; по Bache et al., 2015: Peripheral evaporites 5.97-5.6 млн л.).

Основание тонкого прослоя детритового известняка (Слой 39, уровень 112.8 м), расположенного в кровле переходных слоев между мэотисом и понтом, датируется около 6.1 млн л. По данным циклостратиграфических исследований, накопление переходных слоев между мэотисом и понтом (интервал с 144.6 по 114.6 м) происходило с ~ 6.3 по 6.1 млн л. назад.

Спектральный анализ рядов данных магнитной восприимчивости пород портаферских слоев, представленных переотложенными осадками, не выявил в этих отложениях наличия отчетливой записи астрономической цикличности. По Krijgsman et al. (2010), началу портаферского времени отвечает падение уровня вод в Паратетисе.

По данным, полученным с использованием разложения Гаусса, в босфорских слоях выделяется 4-5 циклов (4.8 цикла длиной 8.0 м), сопоставляемых с 41-тысячелетним периодом колебаний инсоляции (интервал с 38.4 по 0 м). В этом случае формирование отложений рассматриваемого интервала разреза происходило на протяжении около 205 тыс. лет. Согласно

В.М. Трубихину (Trubikhin, 1989) и Vasiliev et al. (2011), основание отложений киммерия, характеризующееся прямой намагниченностью пород, коррелируется с хроном C3n.4n (Thvera). Учитывая, что возраст границы C3r/C3n составляет 5.235 млн л. (Gradstein et al., 2020), нижняя граница босфорских слоев может быть датирована около 5.4-5.5 млн лет. При этом накопление босфорских слоев сопоставимо со временем формирования в Средиземноморье формации Верхних Гипсов (Upper Gypsum) и фации Лаго Маре (Lago Mare), в которой встречаются свойственные для Паратетиса роды моллюсков. По биостратиграфическим и палеомагнитным данным, возраст нижней границы босфорских слоев в Дакийском бассейне оценивается по-разному и составляет 5.5 ± 0.1 млн л. (Krijgsman et al., 2010), 5.6 млн л. (Snel et al., 2006) или 5.45 млн л. (Popescu et al., 2006; Bache et al., 2012). Согласно Krijgsman et al. (2010), после изотопной стадии TG12, выделяемой около 5.5 млн л. назад, глобальное потепление климата и повышение влажности привели к увеличению водных масс в Паратетисе, что обусловило широкое развитие трансгрессии в конце понта.

По результатам циклостратиграфических исследований изучаемых толщ, учитывая полученные данные по астрономической цикличности новоросийских и босфорских слоев, возраст нижней и верхней границ портафера составляет ~ 5.65 и ~ 5.45 млн л., соответственно. Принимая во внимание незначительную мощность портаферских слоев (6 м), признаки переотложения в рассматриваемых осадках, а также установленную длину циклов, сопоставляемых с долгопериодическими колебаниями инсоляции, предполагается наличие в это время значительного перерыва в седиментации длительностью около 150-160 тыс. лет. Полученные данные подтверждаются концепцией о формировании внутривосточной эрозионной границы (Gillet et al., 2007; Suc et al., 2015), отвечающей по времени значительному падению уровня вод в Средиземноморском бассейне и являющейся в Восточном Паратетисе аналогом Мессинской эрозионной поверхности (MES) (Tari et al., 2015, 2016; Krezsek et al., 2016). В мессинии значительное падение уровня вод в Средиземноморье происходило с 5.6 по 5.46 млн л. назад (Clauzon et al., 1996; Bache et al., 2012).

Если же принять, что в портаферское время отсутствовал перерыв в осадконакоплении, то, учитывая сохранившуюся запись астрономической цикличности изучаемых толщ, верхняя граница понта должна соответствовать ~ 5.4 (5.5) млн лет. Такая интерпретация данных не подтверждается целым рядом фактов:

1) наличием в разрезе Железный Рог 38-метровой последовательности босфорских слоев, основание которых в Дакийском бассейне датируется около 5.6-5.5 млн л. (Snel et al., 2006; Krijgsman et al., 2010);

2) трансгрессивным залеганием босфорских отложений, накопление которых в рассматриваемом случае должно было бы происходить в период значительного падения вод в Средиземноморье (с 5.6 по 5.46 млн л. по Clauzon et al., 1996; Bache et al., 2012);

3) присутствием в разрезе портаферских слоев, характеризующихся резко отличающимся литологическим строением от вмещающих тощ и залеганием по эрозионной границе.

Если выделяемые 14 циклов в изучаемых отложениях (интервал с 95 по 0 м) сопоставлять с периодами прецессии, то верхняя граница понта соответствовала ~5.69 млн лет. При этом перерыв в осадконакоплении между понтом и киммерием составлял бы не менее 460 тыс. лет, что не подтверждается имеющимися биостратиграфическими и литологическими данными, а также наличием в разрезе босфорских трансгрессивных слоев. Таким образом, результаты циклостратиграфических исследований позволяют сопоставлять границу между новороссием и портафером с началом формирования Мессинской эрозионной поверхности (MES) в пределах Средиземноморья.

Результаты циклостратиграфических исследований позволяют оценивать существовавшие в прошлом скорости седиментации. Так, накопление переходных между мэотисом и понтом слоев происходило со скоростью около 16.3 см/1000 лет, отложений новороссия – 13.5 см/1000 лет, а босфора – 19.5 см/1000 лет. Эти значения не противоречат другим оценкам режимов седиментации. Согласно Popescu et al. (2010), скорость осадконакопления в Черном море (скв. 380 глубоководного бурения) в конце миоцена – в начале плиоцена составляла около 13 см/1000 лет.

Данные полученные с помощью разложения Гаусса с использованием циклов длиной 6.1-8.0 м (периоды изменения наклона оси Земли) и циклов длиной 3.1-4.0 м (периоды прецессии) хорошо согласуются между собой.

Выводы

1. В результате исследования установлено, что астрономическая цикличность отражается в строении относительно глубоководных глинистых отложений конки, мэотиса и понта Восточного Паратетиса (опорные разрезы Таманского полуострова).

2. В рассматриваемых отложениях мэотиса и понта периоду в 41000 лет (изменение наклона угла оси Земли) могут соответствовать циклы длиной в 6-8 м, а периодам 19000, 22000 и 24000 лет (прецессии) – циклы длиной около 3 и 4 м. В изучаемых конкских отложениях определение соответствия выявленного цикла длиной 3.3 м к тому или иному периоду астрономических колебаний инсоляции пока еще остается дискуссионным из-за наличия при их накоплении резкой смены режимов седиментации, а также имеющихся трудностей стратификации этих толщ.

3. Скорости седиментации составляли в среднем в раннем мэотисе – 11-12 см/1000 лет, позднем мэотисе – 19 см/1000 лет, во время накопления переходных между мэотисом и понтом слоев – около 16.3 см/1000 лет, в раннем понте (новороссии) – 13.5 см/1000 лет, а в позднем понте (босфоре) – 19.5 см/1000 лет.

4. Полученные данные по циклостратиграфии подтверждают представления о возрасте границ сармата/мэотиса около 7.6 млн л., нижнего/верхнего мэотиса – около 6.7 млн л., мэотиса/понта – около 6.1-6.03 млн л., понта/киммерия около 5.2 млн л. Нижняя и верхняя границы портаферских слоев датируются около 5.65 и 5.45 млн л., соответственно.

5. На границе нижнего и верхнего понта, учитывая особенности литологического строения портаферских слоев, предполагается перерыв в осадконакоплении длительностью около 150-160 тыс. лет, который коррелируется с развитием мессинской эрозионной поверхности в Средиземноморье. Эти данные хорошо согласуются с особенностями литологического строения понтических толщ и существующими представлениями о наличии значительного внутривосточного размыва (IPU), установленного в отложениях западной части Черного моря (Gillet et al., 2007). Общая длительность понта составляет не более 1 млн л. (около 0.8-0.9 млн л.).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-77-10075.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты ревизии стратиграфической схемы неогена Восточного Паратетиса

Полученные новые данные по изучению фитопланктонных групп (нанопланктона, диноцист и диатомей), палеомагнитной характеристики разрезов и циклостратиграфических исследований позволяют пересмотреть объем и границы регионарусов неогена Восточного Паратетиса и их корреляцию со стратотипическими для неогена ярусами Средиземноморья и Центрального Паратетиса. Эти исследования проводились при постоянном контроле параллельного изучения традиционных для Паратетиса групп фауны – моллюсков и фораминифер. Основные результаты суммированы в ревизованной схеме неогена Восточного Паратетиса (рис. 92), где уверенно датированные границы регионарусов и подъярусов проведены сплошными линиями и цифрами показан их абсолютный возраст.

Наиболее существенные результаты сводятся к следующему.

Кавказский регионарус. Основание кавказского яруса – слабокарбонатные отложения алкунского горизонта – прослеживаются достаточно широко не только в Предкавказье (Дмитриева и др., 1959; Белуженко и др., 2018), но и в Закавказье, в Картлийской депрессии Грузии (основание верхнеуплисцисской подсветы (Minashvili, Ananiashvili, 2017). По наннопланктону этот уровень выделен в **слои с *Cyclicargolithus floridanus***, прослеженные во многих разрезах Предкавказья и скоррелированные с верхней частью **зоной NN1 *Triquetrorhabdulus carinatus*** шкалы Э. Мартини. Присутствие в этом комплексе зонального вида, совместно с *T. milowii*, при отсутствии *Sphenolithus ciperoensis*, дает основание для корреляции алкунского горизонта с основанием миоцена.

Комплекс диноцист этого уровня выделен в качестве **слоев с *Deflandrea spinulosa*** переходного олигоцен-миоценового возраста. Внутри слоев в кубанском разрезе установлена последняя постоянная частая встречаемость (LCO – last common occurrence) *Apteodinium australiense*, *Apteodinium maculatum*, в кровле – LCO *Deflandrea spinulosa*, вида, переходящего из олигоцена. Находки на этом уровне *Tuberculodinium vancampoeae* – характерного раннемиоценового вида (Филиппова и др., 2010а, 2015) и отсутствие *Chiropteridium* – свидетельствуют о переходном характере комплекса.

Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции

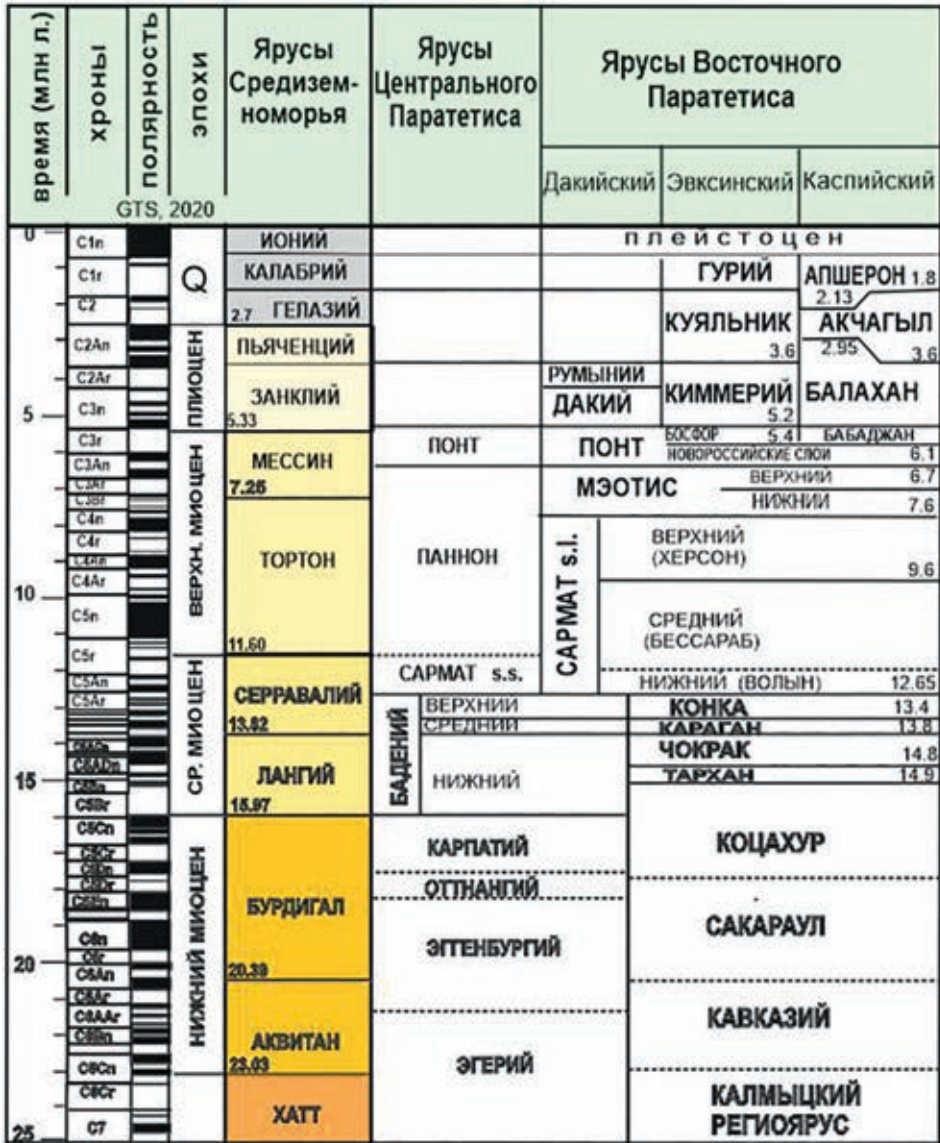


Рис. 92. Стратиграфическая схема неогена Восточного Паратетиса и ее корреляция с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем

Подобные ассоциации наннофлоры и диноцист установлены в стратиграфическом разрезе алкунской свиты на руч. Алкунка, в стратотипе кавказского региона на р. Кубань у г. Черкесска и ниже по реке у пос. Карамурзинский (Филиппова и др., 2015), в алкунских отложениях разреза р. Белая (данные Я. Крховски (Krhovski et al., 1995), Л.А. Головиной и Н.И. Запорожца), в разрезах Северной Осетии (Фиэгдон, Майрамадаг – Филиппова и др., 2010а).

Отложения низов септариевой свиты (или септариевых слоев зеленчукской свиты) в кубанском разрезе охарактеризованы тем же комплексом слоев с *Deflandrea spinulosa*. Выше совместная встречаемость *Cousteaudinium aubryae* и *Sumatradinium soucouyantiae* позволяет отнести комплекс верхов септариевой свиты к диоцистовой зоне ***Cousteaudinium aubryae* (DN2)** шкалы de Verteuil, Norris (1996), сопоставляемой со средней – верхней частью нанопланктонной зоны NN2 шкалы Martini (1971), и датируемой верхней частью аквитана – нижней частью бурдигала (~22.2–19.1 млн л. – de Verteuil, 1997).

Сакараульский региоярус. Состав моллюсков стратотипической для сакараула Картлийской депрессии Грузии ближе всего к эггенбургскому комплексу (около 1/3 общих видов) и включает такие характерные нижнемиоценовые виды, как *Glycymeris fichteli*, *Fragum semirugosum*, *Acanthocardia grandis*, *A. kuebeckii*, *Glossus maior*, *Venus (Dosina) burdigalensis*.

Основываясь на совместной встречаемости диоцист *Cousteaudinium aubryae*, *Trinovantedinium harpagonium* и *Lingulodinium multivirgatum* отложения верхней части гипостратотипического разреза сакараула – Надарбазеви – сопоставляются с **зонами DN2-DN3** шкалы (Verteuil, Norris, 1996), которые коррелируются с верхами зоны NN2 – низами NN4 шкалы Martini (1971) по нанопланктону. По возрасту они соответствуют бурдигалу.

Верхнемайкопские отложения с характерными сакараульскими моллюсками встречены в разрезе Баболь северного Ирана. Осадки содержат нанопланктон *Triquetrorhabdulus challengerii*, *Sphenolithus conicus*. Первый вид имеет узкое стратиграфическое распространение в пределах зон NN1-NN2 нижнего миоцена.

По палеомагнитной характеристике верхняя половина воскогорской и ольгинская свита р. Белой сопоставляются с основной частью бурдигала (кроме его самой верхней части – см. рис. 12-13).

Коцахурский региоярус. В стратотипических разрезах коцахурского региояруса в Грузии диоцисты найдены в нижней и средней частях региояруса, где они представлены преимущественно таксонами широкого стратиграфического диапазона, но сугубо морскими комплексами. В разрезах Картлийской депрессии Грузии переход от коцахура к тархану сопровождается несогласием и конгломератом, тогда как переход от майкопа к тархану в разрезах Предкавказья происходит плавно, без свидетельств перерыва. Поэтому не исключено, что коцахур Грузии не полностью соответствует верхам майкопа Предкавказья.

По присутствию в составе моллюсков общих эндемичных солоноватоводных родов и видов Паратетиса основание коцахура Грузии может быть сопоставлено с верхним оттангом Центрального Паратетиса.

В средней и верхней частях рицевской свиты Центрального и Западного Предкавказья в комплексе диоцист доминируют виды *Batiacasphaera* – *B. micropapillata*, *B. sphaerica*, *B. baculata*, характерна постоянная встречаемость прازیнофитов и пресноводных водорослей (*Pediastrum*, *Ovoidites*, *Leiosphaeridia*, *Tasmanites*, *Botryococcus*). Аналогичный комплекс установлен в верхах майкопа Северного Азербайджана. Преобладание видов *Batiacasphaera* указывает на ограниченные связи палеобассейна с океаническими, и более холодные условия формирования в середине коцахурского

времени, чем в его начале и конце. Значительное разнообразие празиофитов и зеленых водорослей, большое количество переотложенных таксонов свидетельствуют об интенсивном сносе с прилегающей суши и вероятной стратификации вод.

Массовая встречаемость диноцист *Cleistosphaeridium placacanthum* и *Cribroperidinium tenuitabulatum*, присутствие планктонных фораминифер, установленные в конце рицевского времени, указывают на восстановление морских неритических обстановок, развитие трансгрессии и потепление.

Тарханский регионарус отличается от майкопа условиями осадконакопления при нормальном кислородном режиме, развитием в бассейне богатой бентосной жизни, появлением глубоководных рыб (светящихся анчусов). Массовая встречаемость в тархане зонального вида наннопланктона *Sphenolithus heteromorphus*, присутствие важного для паратетисной стратиграфии *Helicosphaera waltrans*, при отсутствии *Helicosphaera ampliapertura* позволяет коррелировать тарханскую ассоциацию с зоной NN5 *Sphenolithus heteromorphus* шкалы Martini (1971).

Находки в тархане видов планктонных фораминифер *Orbulina suturalis*, *Globorotalia (Globorotalia) scitula* и *G. (Fohsella) peripheroronda* в комплексе разреза р. Пшеха, указывают на принадлежность их к **зоне M6 *Orbulina suturalis*** по шкале Wade et al. (2011) и определяет корреляцию тархана с серединой лангия, с возрастом от 15.1 до ~14 млн л. Интерпретация на этой основе палеомагнитных данных (Palcu et al., 2017) приводит к датировке подошвы тархана 14.85-14.9 млн л., тогда как основание среднего миоцена в международной шкале датируется 15.97 млн л. (см. рис. 76). При отсутствии перерыва на границе тархана и майкопа (что наблюдается в большинстве относительно глубоководных разрезов) получается, что значительная часть верхнего майкопа должна принадлежать низам среднего миоцена и сопоставляться с низами лангия. Несомненно, что эта среднемиоценовая часть майкопской серии входит в состав местных подразделений верхов майкопа – рицевской и зурамакентской свит, которые подстилают тархан без несогласия.

Кровля тархана, согласно данным Д. Палку (Palcu et al., 2017), коррелируется с хроном C5Bn.1n и имеет возраст около 14.8 млн л. По этим данным, тархан очень короткий (не более 100 тыс. л.) и сопоставляется с верхней частью нижнего бадения и второй половиной лангия.

Чокракский регионарус. Изученные чокракские комплексы фитопланктона бедны и не содержат стратиграфически важных видов. Существенным для оценки возраста здесь является присутствие беломечетского комплекса млекопитающих на р. Кубань в верхах нижнего чокрака, который оценивается принадлежащим к верхам зоны MN5 – низам MN6 шкалы П. Мейна по млекопитающим, что позволяет датировать его также лангием. По палеомагнитным данным, основание чокракского регионаруса в опорных разрезах Западного Предкавказья (р. Белой и р. Пшехи) имеет возраст 14.77-14.8 млн л. Граница верхнего и нижнего подъярусов чокрака в разрезе р. Белая, где она хорошо датирована фаунистически, проходит в верхней части хрона C5ADn и имеет возраст около 14.2 млн л., а кровля – 13.8-13.9 млн л. (см. рис. 76).

Караганский регионарус с его бедной эндемичной фауной биостратиграфически не может быть скоррелирован с открытыми бассейнами, поэтому

его корреляция полностью основана на палеомагнитных данных. Нижняя граница карагана проходит в верхней или средней части хрона нормальной полярности C5A_{Cn}, и его возраст оценивается в 13.8-13.9 млн л. Граница верхнего и нижнего подъярусов карагана в разрезе р. Белая, где она охарактеризована фауной моллюсков, проходит в средней части хрона C5A_{Bn} и, таким образом, датируется примерно 13.5 млн л. Возраст кровли оценивается в 13.4 млн л. (Palcu et al., 2017).

Конкский региоярус принимается в настоящей работе трехчленным и включает в качестве нижнего подразделения картвельские слои, поскольку комплекс моллюсков и бентосных фораминифер в их основании содержит характерные конкские виды, включая специфических эндемиков. По комплексу наннопланктона в конкских отложениях выделены слои с *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, которые прослеживаются в серии разрезов Предкавказья (рр. Белая (балка Чумная), Пшеха, Фарс, Большой Зеленчук) и в Западном Казахстане (Крашенинников и др., 2003; Вернигорова и др., 2006; Golovina, 2019; Bratishko et al., 2015). Их наиболее богатый комплекс коррелируется с нерасчлененным комплексом зон NN6 *Discoaster exilis* – NN7 *Discoaster kugleri* (Golovina, Vernigorova, 2011). Наличие *Rhabdosphaera poculii* и *Rhabdosphaera panonica* является важным дополнительным биомаркером для корреляции, так как ранее считалось, что эти виды присутствуют только в Центральном Паратетисе (Chira, 1999). По этим данным конкский региоярус коррелируется с верхним бадением (косовием) Центрального Паратетиса и верхней половиной сerratалия (Головина в Крашенинников и др., 2003; Вернигорова и др., 2017).

Основание конкского региояруса, отвечающее основанию картвельских слоев, расположено в кровле хрона C5A_{Bn} и имеет возраст 13.4 млн л. (Palcu et al., 2017). Граница между сартаганскими + веселянскими и картвельскими слоями, хорошо датированная фаунистически по фораминиферам и наннопланктону в разрезе горы Зеленского Тамани, практически совпадает с границей субхронов C5A_{g.2n} / C5A_{g.3g} и, таким образом, датируется 12.9 млн л. назад. Граница конкского региояруса с нижним сарматом (вольнием) имеет возраст 12.65 млн л. (Palcu et al., 2017).

Сарматский региоярус. Диатомеи показали высокий стратиграфический потенциал для стратиграфии верхнего сармата и мэотиса, где установлено присутствие океанических видов-маркеров средиземноморской и океанической зональных шкал, имеющих узкий интервал стратиграфического распространения (Radionova et al., 2012). Так, присутствие *Thalassiosira burckliana* (FO 8.9 Ma, LO 7.9 Ma) и *Nitzschia fossilis* (FO 8.9 Ma) в верхах верхнего сармата позволяет оценить возраст этой части разреза не древнее 8.9 млн л., что значительно моложе датировок, предлагавшихся ранее. Совместная встречаемость океанических видов *Thalassiosira burckliana* (LO 7.9 Ma), *Th. grounowii* (LO 7.9 Ma), *Th. antiqua* (FO 7.7 Ma), и *Nitzschia fossilis* вблизи сармат/мэотической границы позволяют датировать вмещающие отложения 7.7-7.9 млн л.

По палеомагнитным данным, основание сармата проходит внутри субхрона C5A_{g.1r}, с оценочным возрастом 12.65 млн л. (Palcu et al., 2015, 2017). Граница между нижним и средним сарматом (вольн/бессараб) до сих пор

не датирована точно палеомагнитными или изотопными методами. Данные предыдущих исследователей (Трубихин в Унифицированная ..., 2004) и результаты, полученные для разреза Панагия (см. рис. 77), указывают на то, что большая часть среднего сармата s.l. относится к зоне нормальной полярности, коррелирующей с продолжительным хроном C5n. Границу среднего и верхнего сармата s.l. (бессараб/херсон) трудно датировать из-за перерыва в осадконакоплении и редкости непрерывных разрезов. На Таманском полуострове, где этот интервал представлен наиболее полно, она расположена в зоне обратной полярности, скоррелированной с хроном C4Ag, и датируется 9.6 млн л. назад (Palcu et al., 2021).

Мэотический регионарус. Резкое падение уровня моря на сармат/мэотической границе привело к прекращению морского осадконакопления в большинстве изученных разрезов. Поэтому мэотическая трансгрессия представляет собой постепенное заполнение частично высохшего Восточного Паратетиса, диахронное по характеру. Основание мэотиса характеризуется как прямой, так и обратной полярностью в пределах хронов C4n.1r и C3Bz.3r. Самые древние даты – 7.65 млн л. (C4n.1r) – получены для наиболее глубоких частей впадин Дакийского бассейна и в разрезе Панагия Тамани региона (Palcu et al., 2021).

Подошва верхнего мэотиса располагается стратиграфически чуть ниже палеомагнитной инверсии C3Ag/C3An, которая датируется 6.73 млн л., но часто нарушена склоново-оползневыми процессами. В наиболее полных разрезах (Железный Рог) она проходит в верхах хрона C3Ag и, таким образом, имеет возраст ~ 6.75 млн л.

Понтический регионарус. Граница мэотиса и понта в Эвксинском бассейне проводится по появлению характерных солоноватоводных кардиид среди моллюсков (Андрусов, 1903) и остракод, а также *Caspidinium rugosum* (“*Impagidinium globosum/spongianum*” group) и *Galeacysta etrusca* в составе диноцит. Она располагается чуть ниже палеомагнитной инверсии C3An/C3z (6.0 млн л.) и датируется ~6.1 млн л. (Филиппова, Трубихин, 2009; Paleontology ..., 2016). В Дакийском бассейне ее проводят в подошве слоев с морской фауной остракод и фораминифер (Krijgsman et al., 2010; Stoica et al., 2013), что соответствует, вероятно, более низкому ее положению, но существенно не сказывается на оценке возраста границы.

Палеогеографические изменения, связанные с мессинским кризисом солености, произошли в следующем интервале обратной полярности C3r. Применение методов циклостратиграфии позволило провести их корреляцию с основными этапами мессинского кризиса солености в Средиземноморье. Осадки новороссийского подъяруса соответствуют первому этапу кризиса с нарушением нормальной циркуляции в Средиземноморье. Регрессия и перерыв в осадконакоплении, которые привели к фрагментации Восточного Паратетиса и последующему накоплению слоев с *Congerina subrhomboidea*, коррелируется с пиком кризиса, падением уровня, развитием мессинской эрозионной поверхности в Средиземноморье и накоплением эвапоритов. Трансгрессия Босфора соответствует третьему этапу – накоплению опресненных фаций Lago Mare с солоноватоводной фауной понтического происхождения. Перерыв в осадконакоплении по данным астрономически обусловленной цикличности

оценивается в 160 тыс. л. (Ростовцева, Рыбкина, 2014; Rostovtseva, Rybkina, 2017). Кровля понта по этим данным имеет возраст 5.2 млн л.

Палеомагнитные данные показывают резкое несоответствие объема и границ понта принимаемых в Эвксинском и Дакийском бассейнах. В стратотипическом Керченско-Таманском регионе весь понт, за исключением самого основания, характеризуется обратной намагниченностью (Певзнер, Чиковани, 1978; Trubichin, 1989; Krijgsman et al., 2010; Vasilev et al., 2011), которая сопоставляется с хроном СЗг, тогда как «верхний понт» («босфор») Дакийского бассейна включает два эпизода нормальной полярности: СЗн.4н (Thvera) и СЗн.3н (Sidufjall), в керченско-таманских разрезах, входящих в состав киммерия. Кровля «понта» Дакийского бассейна в таком понимании датируется 4.7-4.9 млн лет (Vasiliev et al., 2004, Krijgsman et al., 2010), а не 5.2, как в Эвксинском бассейне.

Киммерийский региоюрс. В Эвксинском бассейне верхняя граница понта с азовскими слоями киммерия в стратотипическом Керченско-Таманском регионе проходит в конце обратно намагниченного интервала СЗг (см. рис. 78). Почти в основании азовских слоев наблюдается субхрон нормальной полярности, коррелируемый с субхроном СЗн.4н (Thvera). Эти данные дают основание оценить возраст основания киммерия, как близкий к 5.2-5.3 млн л., так как основание субхрона СЗн.4н в GPTS 2020 датируется 5.235 млн лет (Gradstein et al., 2020).

Киммерий характеризуется преимущественно обратной магнитной полярностью, прерываемой четырьмя интервалами нормальной полярности (Храмов, 1958; Семенов, Певзнер, 1979; Зубаков, Кочегура, 1984 и др.). В целом он коррелируется с самыми верхами хрона СЗг – низами С2Аг и включает весь хрон СЗн. Нижний киммерий (азовские слои) включает субхрон нормальной полярности СЗн.4н (Thvera). Интервал нормальной полярности в основании камышбурунских слоев среднего киммерия, коррелируется с субхроном СЗн.3н (Sidufjall) и позволяет грубо датировать границу нижнего и среднего подъярусов киммерия 4.9 млн л. назад. Следующий нормальный интервал, скоррелированный с субхроном СЗн.2н (Nunivak), также попадает в средний киммерий, в то время как самый верхний нормально намагниченный интервал сопоставляется с субхроном СЗн.1н (Cochiti) и заканчивается хроном обратной полярности С2Аг.

Ачкагыльский/куяльницкий региоюрс. Основание ачкагыльского яруса характеризуется интервалом нормальной полярности, продолжающимся с продуктивной серии (Трубихин, 1977), за которым следует обратно намагниченный интервал (см. рис. 78). Эта закономерность была прослежена во многих разрезах Азербайджана и Туркменистана, но корреляция с GPTS различается. Для основания ачкагыльского яруса предложены два разных возраста: официально принятая в России точка зрения датирует подошву ачкагыльского яруса основанием зоны Гаусс (Gauss) с возрастом 3.6 млн л. (Трубихин, 1977; Семенов, Певзнер, 1979; Молостовский, Храмов, 1997; Невеская и др., 2005). В другой возрастной модели основание ачкагыльского яруса соответствует самой верхней нормально намагниченной части зоны Гаусс и имеет возраст 2.7 млн л. (Khramov, 1960; Гурарий, 2015; Van Baak, 2015). Она основана на магнитостратиграфических данных и 40Аг / 39Аг датировании разрезов Азербайджана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аваков Г.С.* Флора караганского и конкского горизонта Грузии. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: Изд-во Тбил. гос. ун-та, 1970. 17 с.
2. *Агаларова Д.А.* Микрофауна понтических отложений Азербайджана и сопредельных районов. Л.: Недра, 1967. 102 с.
3. *Александрова Г.Н., Головина Л.А., Попов С.В.* Биостратиграфия раннего миоцена Восточного Предкавказья по диноцистам и наннопланктону: результаты изучения опорного разреза по реке Кубань // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. (в печати)
4. *Али-заде А.А.* Акчагыл Туркменистана М.: Госгеолтехиздат. Т. 1. 1961. 300 с.
5. *Амитров О.В.* История гастропод палеогеновых морей запада Евразии. М: Наука, 1993. 208 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 254).
6. *Ананиашивили Г.Д.* Территория Грузии и смежные с ней регионы в тарханское время // Тр. Геол. ин-та СССР. Нов. сер. 1985. Вып. 90. 217 с.
7. *Ананиашивили Г.Д., Минашвили Ц.Д.* Биостратиграфия верхней части майкопской серии Грузии // Тр. Геол. ин-та Груз. АН. 2000. Вып. 115. С. 116–125.
8. *Ананиашивили Г.Д., Певзнер М.А.* Палеомагнитные исследования морских миоценовых отложений Западной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 9. С. 43–51.
9. *Ананова Е.Н.* Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. 228 с.
10. *Ананова Е.Н., Волкова Н.С., Зубаков В.А., Павловская В.И., Ремизовский В.И.* Новые данные по Таманскому опорному разрезу мио-плиоцена Причерноморья // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 925–928.
11. *Андреева-Григорович А.С.* Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по наннопланктону // Матер. 11 Конгр. КБГА. Киев: Наукова Думка, 1977. С. 6–7.
12. *Андреева-Григорович А.С.* Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще Северного Ставрополя // Палеонтол. сб. 1980. № 17. С. 74–79.
13. *Андреева-Григорович А.С.* Обгрунтування нижньої границі неогенової системи Паратетису та її кореляція за планктонними мікроорганізмами // Геол. журн. 2004. № 2. С. 53–58.
14. *Андреева-Григорович А.С.* Нижняя граница среднего миоцена Паратетиса: современное положение по планктонным микроорганизмам и корреляция // Геол. журн. 2005. № 2. С. 23–34.
15. *Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д.* О комплексах фораминифер и наннопланктона в стратотипе менилитовой свиты по р. Чечве (УССР) // Палеонтол. сб. 1978. № 15. С. 83–89.
16. *Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д.* Биостратиграфическое обоснование границы палеогена и неогена в Центральном и Восточном Паратетисе // Палеонтол. сб. 1989. № 6. С. 91–95.
17. *Андреева-Григорович А.С., Запорожец Н.И., Шевченко Т.В., Александрова Г.Н., Васильева О.Н., Яковлева А.И., Стотланд А.Б., Савицкая Н.А.* Атлас диноцист палеогена Украины, России и сопредельных стран. Киев: Наукова Думка. 2011. 227 с.
18. *Андреева-Григорович А.С., Ковач М.М., Галасова Е.Ю., Гудачкова Н.Ю., Злинска А.Ю.* Наннопланктон и фораминиферы миоценовых (бадений-паннон) отложений внутрикарпатских неогеновых бассейнов Словакии и Украины (биостратиграфия и палеоэкология) // Геол. журн. 2007. № 1. С. 77–91.

19. *Андреева-Григоревич А.С., Носовский М.Ф.* О стратиграфических аналогах конкского яруса в Центральном Паратетисе // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: Изд-во ДГУ. 1976. С. 72–77.
20. *Андреева-Григоревич А.С., Ступницкий В.М.* Наннопланктон нижнемиоценовых отложений юго-восточного Предкарпатья // Геол. журн. 1976. Т. 36. Вып. 1. С. 139–142.
21. *Андреева-Григоревич А.С., Турчинова С.М.* Расчленение по наннопланктону верхнемиоценовых отложений северо-западной части Предкарпатского прогиба (площадь Подлубы) // Палеонтол. сб. 1983. № 20. С. 66–70.
22. *Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 гг. // Зап. Новоросс. о-ва естествоиспыт. 1884. Т. 9. Вып. 2. С. 1–198.
23. *Андрусов Н.И.* Керченский известняк и его фауна // Зап. Спб минерал. о-ва. 1890. Ч. 26. С. 193–344.
24. *Андрусов Н.И.* О геологических исследованиях, проведенных летом 1895 г. в Бакинской губернии и на восточном берегу Каспия // Тр. Спб о-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минерал. 1896. Т. 24. С. 141–160.
25. *Андрусов Н.И.* Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты // Тр. Геол. ком. 1902. Т. 15, № 4. 153 с.
26. *Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Таманском полуострове // Матер. для геол. России. 1903. Т. 21. N 2. С. 257–383.
27. *Андрусов Н.И.* Южнорусские неогеновые отложения ч. 4. Мэотический ярус // Зап. СПб мин. об-ва. 1906. № 42. С. 289–449.
28. *Андрусов Н.И.* О роде *Arcicardium* Fischer // Ежегодник по геол. и минерал. России. 1907–1908. Т. 9, вып. 4–5. С. 105–114.
29. *Андрусов Н.И.* О возрасте и стратиграфическом положении акчагыльских пластов // Зап. минерал. о-ва. 1912. Т. 48, вып. 1. С. 271–291 (Избр. тр. 1963. Т. 2. С. 141–150).
30. *Андрусов Н.И.* Конкский горизонт (фоладовые пласты) // Тр. геол. и минерал. Музея АН. 1917а. Т. 2, вып. 6. С. 167–261.
31. *Андрусов Н.И.* Понтический ярус // Изв. Геол. ком. 1917б. Т. 4. Ч. 2, вып. 2. С. 1–41.
32. *Андрусов Н.И.* Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху // Изв. Рос. АН. Сер. 6. 1918. Т. 12, № 8. С. 749–760.
33. *Андрусов Н.И.* Апшеронский ярус // Тр. Геол. ком. Нов. сер. 1923. Вып. 110. 294 с.
34. *Андрусов Н.И.* Избранные труды. М.: Изд. АН СССР. Т. 1, 1961; Т.П, 1963; Т.Ш, 1964.
35. *Аревадзе Ф.М.* Об остракодах из мэотических отложений, развитых по р. Атап (Западная Грузия) // Сообщ. АН ГССР. 1987. Т. 126. № 1. С. 193–196.
36. *Архангельский А.Д., Блохин А.А., Осипов С.С.* Геологические исследования в восточной части Керченского полуострова в 1926 г. // Краткий отчет геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова. М.; Л.: ОНТИ, 1930. С. 1–51. (Тр. Гл. геол.-развед. упр. ВСНХ СССР; Вып. 13).
37. *Асадуллаев Э.М., Певзнер М.А.* Палеомагнетизм и стратиграфия позднекайнозойских отложений Прикуринской низменности // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 6–11.
38. *Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др.* Геология шельфа УССР. Киев: Наукова Думка, 1984. 184 с.
39. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали обрания. Ч. 2. Мезозой, кайнозой. М.-Л.: ГУГК, 1961.

40. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. М.: ГУГК, 1967.
41. *Ахметьев М.А.* Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с. (Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 475).
42. *Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Тр. Геол. Ин-та РАН. 1996. Вып. 501. С. 55–69.
43. *Багдасарян К.Г.* Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 211 с.
44. *Багдасарян К.Г.* Фауна моллюсков тарханского горизонта и условия ее существования. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 151 с.
45. *Багдасарян К.Г.* Кардииды миоцена Юга СССР. Тбилиси: Мецниереба, 1978. 106 с.
46. *Байковская Т.Н.* О неогеновой флоре Закарпатской области УССР // Тр. Львовского геол. об-ва. Сер. палеонтол. 1953. Вып. 2. С. 211–215.
47. *Банников А.Ф.* Род *Scomberoides* (Teleostei) в миоцене Кавказа // Палеонтол. журн. 1984. № 1. С. 108–110.
48. *Банников А.Ф.* Ископаемые скумбриевые СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1985. Т. 210. 111 с.
49. *Банников А.Ф.* Ископаемые ставридовые и ворон-рыбы СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1990. Т. 244. 108 с.
50. *Банников А.Ф.* О раннесарматских рыбах Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 2009. № 5. С. 87–89.
51. *Банников А.Ф.* Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые колючеперые рыбы (Teleostei, Acanthopterygii). М.: ГЕОС, 2010. LXI+244 с.
52. *Банников А.Ф.* Новый позднеогеновый род горбылевых рыб (Perciformes, Sciaenidae) из Восточного Причерноморья // Палеонтол. журн. 2013. № 2. С. 60–69.
53. *Банников А.Ф.* Раннесарматские (вольнские) костистые рыбы Восточного Паратетиса // Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы. Матер. LXV сессии Палеонтол. об-ва при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. С. 207–209.
54. *Банников А.Ф.* Новое местонахождение тарханских (нижний – средний миоцен) костистых рыб на Северо-Западном Кавказе // Биогеография и эволюционные процессы. Матер. LXVI сессии Палеонтол. об-ва при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. С. 214–216.
55. *Банников А.Ф., Парин Н.Н.* Список морских рыб из кайнозойских (верхний палеоцен – средний миоцен) местонахождений юга европейской части России и сопредельных стран // Вопр. ихтиол. 1997. Т. 37. № 2. С. 149–161.
56. *Барбот де Марни Н.П.* Геологический очерк Херсонской губернии. СПб, 1869. 165 с.
57. *Барз И.М.* Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепропетровск: Изд-во ДГУ. 1993. 195 с.
58. *Барз И.М.* О значении тарханского регионаруса (неоген) в установлении границы нижнего и среднего миоцена в Паратетисе // Геобиосферные события и история органического мира. Тез. докл. LIV сессии Палеонтол. об-ва. СПб, 2008. С. 15–16.
59. *Барз И.М., Григорович А.С., Носовский М.Ф.* Про стратиграфическое положение спириалисовых глин Крыма // Тектоніка і стратиграфія. 1975. № 7. С. 62–65.
60. *Барз И.М., Иванова Т.А.* Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма в миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 3. С. 83–93.

61. *Барз И.М., Иванова Т.А.* Биостратиграфия миоценовых отложений юго-западного Крыма // Геол. журн НАН Украины. 2002. № 1. С. 77–84.
62. *Барз И.М., Иванова Т.А., Бондарь О.В. и др.* Стратотип веселянских слоев конкского региояруса (средний миоцен, Южная Украина) // Палеонтол. сб. 2005. № 37. С. 105–111.
63. *Барз И.М., Иванова Т.А., Бондарь О.В., Старин Д.А., Сапронова Д.А.* К биостратиграфии неогеновых отложений Борисфенского залива Восточного Паратетиса // Геол. журн. 2012. № 3. С. 127–137.
64. *Белокрыс Л.С.* О пеплоносности сарматских отложений на юге УССР // Геол. журн. 1981. Т. 41. № 1. С. 92–98.
65. *Белокрыс Л.С.* О ведущем критерии регионального стратиграфического расчленения миоценовых отложений Черноморско-Каспийского бассейна // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма: Сб. науч. тр. Днепропетровск: ДГУ. 1987. С. 7–20.
66. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс – Белая (Северо-западный Кавказ). Статья 1. Средний миоцен. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 1. С. 47–59.
67. *Белуженко Е.В.* Стратиграфия олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений Северо-Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010, Т. 85. Вып. 4. С. 35–46.
68. *Белуженко Е.В., Волкодав И.Г., Деркачева М.Г., Корсаков С.Г., Соколов В.В., Черных В.И.* Олигоценовые и неогеновые отложения долины реки Белой (Адыгея) Майкоп: Изд-во Адыгейского гос. ун-та, 2007. 110 с.
69. *Белуженко Е.В., Коваленко Е.И.* Верхнеолигоценовые и нижнемиоценовые отложения междуречья Белая – Лаба – Уруп (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 2. С. 60–67.
70. *Белуженко Е.В., Коваленко Е.И.* К вопросу о стратиграфическом положении границы олигоцена и миоцена на Северном Кавказе (в защиту кавказского яруса) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 2. С. 117–124.
71. *Белуженко Е.В., Филиппова Н.Ю., Головина Л.А.* Алкунская свита и граница палеогена – неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье // Тр. НИИГеол. Воронежского ГУ. Вып. 102. Воронеж: ВГУ, 2018. 102 с.
72. *Бидзинашвили Л.Ш.* О верхних горизонтах среднего миоцена Грузии // Мат. по геол. и нефтегазоносности Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1974. С. 70–96.
73. *Богачев В.В.* Новые виды моллюсков из миоценовых отложений г. Новочеркасска // Изв. Геол. ком. 1905. Т. 24. № 3 С. 159–188.
74. *Богачев В.В.* Материалы к ихтиофауне меотического моря // Докл. АН СССР. 1942. Т. 37. № 2. С. 89–92.
75. *Богачев В.В.* Амвросиевские нижнесарматские рыбы // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105. № 3. С. 570–572.
76. *Богданович А.К.* О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. М.: ВНИГРИ, 1947. С. 5–38.
77. *Богданович А.К.* Чокракские фораминиферы Западного Предкавказья // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1950. Вып. 51. С. 129–205.
78. *Богданович А.К.* Тарханские отложения Кубани в свете изучения микрофауны // Микрофауна, Сб. 4. Памяти акад. Губкина. 1951. С. 113–128.
79. *Богданович А.К.* Милиолиды и пенероплиды // Сер. «Ископаемые фораминиферы СССР» / Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 64, Л., М.: Гостоптехиздат, Ленингр. отд., 1952. 338 с.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

80. *Богданович А.К.* О саккаминовой зоне из верхнемайкопских отложений Северного Кавказа и ее руководящих видах // Докл. АН СССР, 1954. Т. 98. № 1. С. 119–122.
81. *Богданович А.К.* Новые данные о стратиграфическом и пространственном распределении майкопской микрофауны Северного Кавказа // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд. АН СССР, 1960а. С. 245–276.
82. *Богданович А.К.* О новых и малоизвестных фораминиферах из миоцена Западного Предкавказья // Тр. КФВНИ, Геол. сб. 3, М., 1960б. С. 241–263.
83. *Богданович А.К.* О зональном расчленении майкопской серии Прикубанской низменности Ставрополя и Затеречной равнины по фауне фораминифер // Геол. третичных и мезозойских отлож. Сев. Кавказа. Тр. ГрозНИИ, 1961. Вып. 8. С. 90–99.
84. *Богданович А.К.* Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. КФ ВНИИ. Вып. 16. 1965. С. 300–350.
85. *Богданович А.К.* Мэотические Miliolida Западного Предкавказья // Тр. КФ ВНИИ. Вып. 19. 1969. С. 64–113.
86. *Богданович А.К.* О некоторых морфологических аномалиях раковин милиолид / Новое в систематике микрофауны. // Тр. ВНИГРИ. Вып. 291. Л., 1971. С. 7–17.
87. *Богданович А.К.* Фораминиферы Восточного Паратетиса // Неогеновая система. Т. 2. М.: Недра, 1986. С. 244–250.
88. *Богданович А.К., Буряк В.Н.* Передовой прогиб Западного Предкавказья // Неогеновая система. Т. 1. М.: Недра, 1986. С. 151–172.
89. *Богданович А.К., Волошинова Н.А.* О новом представителе семейства Miliolidae – *Dogielina sarmatica* gen. et sp. n. из среднесарматских отложений Крымско-Кавказской области // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1949. Вып. 34. С. 183–186.
90. *Богданович А.К., Гончарова И.А.* Условия существования и изменение состава фораминифер и двустворчатых моллюсков в позднеатарханское время на Керченском полуострове // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 2. С. 155–156.
91. *Богданович А.К., Федоров А.Н.* О некоторых представителях рода *Elphidium* в сарматских отложениях низовьев реки Кубани // Тр. ИГРИ. сер. А. Вып. 33. 1932.
92. *Богданович Е.М., Иванова Т.А.* О новой находке планктонных микроорганизмов в мэотических отложениях Крыма // Доп. НАН України. 1997. № 6. С. 127–129.
93. *Бондарь О.* Биостратиграфия средне- и верхнемиоценовых отложений Южной Украины по остракодам. Автореф. дисс. канд. геол. наук. Киев: ИГН, 2007. 24 с.
94. *Бугрова Э.М.* Центральная часть Северного Кавказа. Биостратиграфия кайнозойских отложений России и смежных территорий по фораминиферам // Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы кайнозоя. СПб: Недра, 2006а, С. 78–86.
95. *Бугрова Э.М.* Восточное Предкавказье. Биостратиграфия кайнозойских отложений России и смежных территорий по фораминиферам // Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы кайнозоя. СПб: Недра, 2006б. С. 97–100.
96. *Буллейшвили Д.А.* Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 239 с.
97. *Бурова Ж.В., Панова Л.А.* Особенности развития миоценовой палинофлоры южной части Восточно-Европейской платформы // Сб. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса. Волгоград, Тамань, 1998. С. 45, 46.
98. *Буряк В.Н.* Миоценовые отложения Восточной Кубани // Тр. КФ. ВНИГНИ. Вып. 3. 1960. С. 67–81.

99. Буряк В.Н. О стратиграфическом подразделении неогеновых отложений Западного Предкавказья // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Л.: Недра, 1965. С. 351–382 (Тр. ВНИГНИ; Вып. 16).
100. Валуева М.Н., Застрожнов А.С., Савин В.В. Палинологическая характеристика караганских отложений Приманьчья // Сб. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса. Волгоград, Тамань, 1998. С. 61–63.
101. Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 256 с.
102. Вассоевич Н.Б., Эберзин А.Г. К вопросу о стратиграфии среднего плиоцена Черноморского бассейна // Тр. Нефт. Геол.-развед. ин-та 1930. Сер. А. Вып. 1. С. 1–40.
103. Вахания Е.К. Геологическое строение Колхидской низменности // Тр. ВНИГНИ. Тбилиси, 1973. Вып. 151. С. 123–126.
104. Вебер В.В. Геологическая карта Кабристана // Тр. НГРИ. Сер. А. 1935. Вып. 62. 300 с.
105. Вернигорова Ю.В. Особенности распределения фораминифер и некоторые вопросы стратиграфии конкских отложений Северного Причерноморья // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. К., 2008. С. 212–219.
106. Вернигорова Ю.В. Караганский и конкский региоярус Восточного Паратетиса: вопросы их объема и стратиграфической самостоятельности // Геол. журн. 2009. № 2. С. 34–47.
107. Вернигорова Ю.В. К модернизации стратиграфической схемы неогеновых отложений Северного Причерноморья и прилегающей части Украинского щита // Еволюція органічного світу та етапи геологічного розвитку Землі. К.: ІГН НАН України, 2014. С. 103–104.
108. Вернигорова Ю.В. Критерии стратиграфического расчленения конкских отложений Восточного Паратетиса по моллюскам и фораминиферам // Геол. журн. 2015. № 4 (353). С. 77–86.
109. Вернигорова Ю.В., Головина Л.А., Гончарова И.А. К характеристике конкских отложений Таманского полуострова // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. Київ: Гнозис, 2006. С. 231–242.
110. Вернигорова Ю.В., Головина Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А., Палку Д. К вопросу об объеме и границах конкского региояруса (на примере опорного разреза гора Зеленского, Таманский полуостров) // Матер. 38 сессии Палеонтол. об-ва НАН Украины. Киев: ИГН, 2017. С. 136, 137.
111. Вернигорова Ю.В., Головина Л.А., Радионова Э.П. Фораминиферы из мезотических отложений разрезов Попов Камень – Холодная долина, Таманский полуостров. Корреляция с наннопланктоном и диатомеями // Проблеми стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів України. Мат. XXXIII сесії Палеонтол. товариства НАН України. Киев, 2011. С. 106–107.
112. Вернигорова Ю.В., Рябоконт Т.С. Майкопские отложения (олигоцен – нижний миоцен) Керченского полуострова: история изучения, полемика, стратиграфия. Киев; ИГН НАН Украины, 2018. 112 с.
113. Вернигорова Ю.В., Фиколина Л.А., Обшарская Н.Н. Структурно-фациальное районирование неогеновых отложений Керченского полуострова // Геол. журн НАН Украины. 2012. № 3. С. 74–94.
114. Вискова Л.А., Коромыслова А.В. *Tamanicella* gen. nov. – новый род мшанок, слагающих позднемiocеновые биогермы мыса Панагия (Таманский полуостров), Россия // Палеонтол. журн. 2012. № 1. С. 30–42.

115. *Волкова Н.С.* Фауна нижнемиоценовых отложений Северного Кавказа // Палеонтол. сб. Л.: Гостоптехиздат. 1962. № 3. С. 383–419 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 196).
116. *Волошинова Н.А., Дайн Л.Г.* Нониониды, кассидулиниды и хилостомеллиды. / Ископаемые фораминиферы СССР. // Тр. ВНИГРИ, нов. сер. вып. 63, 1952. 114 с/
117. *Воронина А.А., Попов С.В., Панова Л.А., Печенкина А.П., Табачникова И.П.* Стратиграфия майкопских отложений Восточной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 19–33.
118. *Воронина А.А., Калугин В.П., Попов С.В., Трубихин В.М.* Актепинская свита Копетдага и положение границы палеогена и неогена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. № 3. С. 309–318.
119. *Габелая Ц.Д.* Рыбы плиоценовых отложений Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 112 с.
120. *Габуния Л.К.* К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). М.: Изд-во АН СССР, 1959. 570 с.
121. *Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии XXI века) // Тр. Геол. ин-та. Вып. 551. М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
122. Геологический отчет «Обобщение результатов поисковых и разведочных работ в пределах перспективных регионов Краснодарского края» (пл. Кубанская. Этап I, скважина-спутник № 1 СГ-12000). Т. I. пос. Ахтырский, 1991.
123. *Герке А.А.* Изменчивость *Miliolina akneriana* (Orb.) и *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke в чокракско-спириалисовых слоях Восточного Предкавказья // Пробл. палеонтол., М.: МГУ, 1938. Т. 4. С. 293–324.
124. *Головина Л.А.* Специфические наннофоссилии неогена Восточного Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Сб. научн. тр. 12 Всеросс. палинологической конф. СПб.: ВНИГРИ. 2008. С. 16–20.
125. *Головина Л.А., Былинская М.Е.* Тарханские ассоциации известкового наннопланктона и планктонных фораминифер Предкавказья и их значение для детализации региональной стратиграфической схемы юга России // Современ. проблемы геол., геофизики и геоэкологии Сев. Кавказа. Т. 10. Ч. 1. Грозный: ИИЕТ РАН, 2020. С. 98–103.
126. *Головина Л.А., Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В.* Новые данные по био-стратиграфии (наннопланктон, моллюски) и литологии среднего миоцена Таманского полуострова и Западного Предкавказья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 11. № 6. С. 103–112.
127. *Головина Л.А., Музылев Н.Г., Рошка В.Х.* Новые данные о стратиграфии баденских отложений Молдавии // Палеонтол.-стратиграф. исслед. мезозоя и кайнозоя междуречья Днестр – Прут. Кишинев: Штиница, 1986. С. 24–34.
128. *Головина Л.А., Музылев Н.Г., Трубихин В.М.* Наннопланктон и палеомагнитная стратиграфия неогеновых отложений Туркмении и Азербайджана // Вопр. микропалеонтол. 1989. Вып. 30. С. 79–89.
129. *Головина Л.А., Музылев Н.Г., Ушакова М.Г.* Наннопланктон и варианты стратиграфической интерпретации разреза скважины 380/380 – А в Черном море // Булл. Комиссии по изучению четверт. периода. М.: Наука, 1987. С. 36–44.
130. *Голубятников Д.В.* Нефтяные месторождения Северной Персии // Нефт. и сланцевое хоз-во. 1921. № 9–12.
131. *Голубятников Д.В.* Аташкинский район // Тр. Геол. ком. 1927. Вып. 130. С. 93–97.
132. *Гончарова И.А.* Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука. 1989. 197 с.

133. Гончарова И.А., Былинская М.Е., Ростовцева Ю.В. Корреляция тархана с регионарусамиди Средиземноморья (по материалам севера провинции Синоп, Турция) // Стратиграфия и палеогеография. проблемы неогена и четвертичного периода России. 2015. М.: ГЕОС С. 21–24.
134. Гончарова И.А., Вискова Л.А., Ростовцева Ю.В. Особенности раннеэоценовых мшанково-водорослевых биогермов Таманского полуострова (Восточный Паратетис) // Мат. конф. «Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы», М.: Палеонол. ин-т, 2010. С. 17–21.
135. Гончарова И.А., Головина Л.А. К проблеме стратиграфии конкских отложений // Палеонтол. дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Зб. наук. пр. ІГН НАН України. К.: НораСпрінт, 2007. С. 289–297.
136. Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Чепалыга А.Л. Новые данные о моллюсках из миоценовых отложений (тархан-чокрак) севера провинции Синоп (Турция) // Палеонтол. ж. 2014. № 3. С. 35–39.
137. Гончарова И.А., Хондариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч. 1. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 5. С. 94–108.
138. Гончарова И.А., Хондариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Ч. 2. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 100–112.
139. Гребенюк Л.В., Застрожнов А.С. Магнитостратиграфия миоценовых отложений Северного Прикаспия // Изв. Саратовского ун-ва. Нов. сер. 2002. Т. 2. Вып. 2. С. 125–130.
140. Григорович А.С. Вертикальне поширення перидиней у верхньоолігоценових та нижньоолігоценових відкладах Причорноморської западини // Тектоніка і стратиграфія. Вып. 7. Киев: Наукова думка, 1975. С. 48–51.
141. Григорович А.С., Веселов А.А. Перидиней из пограничных слоев палеогена и неогена Причерноморской впадины // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1971. № 7. С. 581–583.
142. Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1960. 190 с. (Тр. Краснодарск. фил. Всесоюзн. Нефтегаз. НИИ. Вып. 4).
143. Грузинская К.Ф. Сарматская моллюсковая фауна Восточной Грузии. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1966. 213 с.
144. Грузинская К.Ф., Гришанов А.Н., Гоинов В.В., Еремин В.Н., Молоствовский Э.А. Стратиграфия и палеомагнетизм сармата Кавказа // Стратиграфия и корреляция сарматских и эоценовых отлож. Юга СССР. Саратов: Изд-во СГУ. 1986. С. 130–139.
145. Губкин И.М. Геологические исследования в северо-западной части Апшеронского полуострова. Лист Перекишкюльский // Изв. Геол. ком. 1916. Т. 35. № 2. С. 355–394.
146. Гурарий Г.З. Некоторые данные о характеристиках геомагнитного поля на границе хронов Гаусс и Матуяма (разрез Пирнуар, Зап. Туркмения) // Физика Земли. 2015. № 5. С. 651–673.
147. Гурарий Г.З., Кудашева И.А., Трубихин В.М. и др. Возраст нацхорской и ширакской свит Центральной и Восточной Грузии и проблема границы миоцена и плиоцена (палеомагнетизм и стратиграфия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 2. С. 62–72.
148. Гурьев Н.В. Позднемиоценовая флора окрестностей г. Крымска (Северный Кавказ). Автореф. дисс. канд. биол. наук. Л.: Ботан. ин-т АН СССР, 1987. 16 с.
149. Давиташвили Л.Ш. О конкском горизонте Грузии // Азерб. нефт. хоз. 1930. № 10. С. 55–57.

150. *Давиташвили Л.Ш.* Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Л.-М.: ОНТИ, 1933. 168 с.
151. *Давиташвили Л.Ш.* О фауне коцахурского горизонта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. 12. Вып. 3. С. 392–408.
152. *Давиташвили Л.Ш.* О некоторых представителях группы *Dreissensia angusta* Rouss. из киммерийских отложений // Пробл. палеонтол. 1937. Т. 2/3. С. 598–599.
153. *Данильченко П.Г.* Основные комплексы ихтиофауны кайнозойских морей Тетиса // Ископаемые костистые рыбы СССР / Ред. Л.И.Новицкая. М.: Наука, 1980. С. 175–183 (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 178).
154. *Данильченко П.Г.* Морские и солоноватоводные рыбы Паратетиса // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Т. 2 / Ред. М.В.Муратов, Л.А.Невесская. М.: Недра, 1986. С. 302–305.
155. *Данукалова Г.А.* Двустворчатые моллюски и стратиграфия ачкагыла. М.: Наука, 1996. 131 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 265).
156. *Денисов В.И.* Закономерности образования взвешенного материала на шельфе Черного моря. Автореф. дисс. канд. географ. наук. Ростов-на-Дону: РГУ, 1998. 25 с.
157. *Джанелидзе О.И.* К изучению фораминифер конкских и сарматских отложений Грузии // Сообщ. АН ГССР. Т. 14. № 3. 1953. С. 153–158.
158. *Джанелидзе О.И.* Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 172 с.
159. *Джапаридзе И.Н.* Раннемиоценовая флора Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 119 с. (Тр. Геол. ин-та ГрузССР. Нов. сер. Вып. 77).
160. *Дзвеля М.Ф.* К стратиграфии миоцена Мегрелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. Вып. 4. С. 73–78.
161. *Дідковський В.Я.* До питання про філогенетичний розвиток деяких представників родини Reneropliidae // Докл. АН УРСР. № 3. 1958а. С. 324–328.
162. *Дідковський В.Я.* До питання про філогенетичний розвиток роду *Articulina* // Геол. журн., 1958б. Т. 18. вып. 1. С. 46–60.
163. *Дідковський В.Я.* Про мікрофауну середнього сармату Причорноморської западини в межах УРСР // Геол. журн. 1962. Т. 22. Вып. 1. С. 20.
164. *Дидковский В. Я.* Биостратиграфия неогеновых отложений Юга Русской платформы по фауне фораминифер. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1964. 40 с.
165. *Дидковский В.Я.* Этапы развития фораминифер в Понто-Каспийской области и Галицийско-Подольском заливе с миоцена по настоящее время // Тр. VIII сессии ВПО. М.:Недра, 1966. С. 183–189.
166. *Дидковский В.Я., Люльева С.А., Люльев Ю.Б.* Микрофауна и кокколитофориды глинистой толщи нижнего сармата юго-востока УССР // Геол. журн. 1968. Т. 28. № 6. С. 76–89.
167. *Дидковский В.Я., Присяжнюк В.А., Люльева С.А., Люльев Ю.Б.* Сарматские отложения Могилевского Приднестровья // Геол. журн. 1981. Т. 41. № 4. С. 107–113.
168. *Дидковский В.Я., Сатановская З.Н.* Палеонтологический справочник. Т. 4. Фораминиферы миоцена Украины. Киев: Наукова думка, 1970. 166 с.
169. *Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К.* Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 8. С. 87–99.
170. *Дорофеев П.И.* Меотичні рослини з околиць Одеси // Ботан. журн. АН УРСР. 1951. Вып. 8. № 3. С. 31–40.
171. *Дорофеев П.И.* Сарматские растения с рек Тилигула и Южного Буга // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 1. 1955. Т. 11. С. 144–160.
172. *Дорофеев П.И.* О плиоценовой флоре нагавских глин на Дону // Докл. АН СССР. 1957. Т. 117. № 1. С. 124–126.

173. *Дорофеев П.И.* Сарматская флора г. Апшеронска // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156. № 1. С. 82–84.
174. *Жгенти Е.М.* О находке рода *Alveinus* в среднем миоцене Паратетиса // Бюлл. АН Груз.ССР 1976а. Т. 83. № 2. С. 505–508.
175. *Жгенти Е.М.* Лютетииды среднего миоцена, их эволюция и стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1976б. 177 с.
176. *Жгенти Е.М.* Эволюция и стратиграфическое значение моллюсковой фауны конкского яруса Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1991. 125 с.
177. *Жгенти Е.М.* О явлении неотении в процессе эволюции надсемейства *Veneracea* // Пробл. палеобиол. Т. 1. Тбилиси: Мецниереба, 1999. С. 144–159.
178. *Жгенти Е.М., Майсурадзе Л.С.* Караганский, картвельский и конкский регионалы Грузии: история развития моллюсков и фораминифер и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во Универсал. 2016. 91 с.
179. *Жижченко Б.П.* Новые данные о миоценовых моллюсках Восточного Предкавказья // Тр. Геол. службы Грознефти. 1937. Вып. 6. С. 123–130.
180. *Жижченко Б.П.* Нижний и средний миоцен // Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген СССР. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1940. С. 11–227.
181. *Жижченко Б.П.* Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга европейской части СССР и Северного Кавказа // Вопр. геол. и геохимии нефти и газа. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1953. С. 183–224.
182. *Жижченко Б.П.* Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Госнаучтехиздат. 1959. 386 с.
183. *Запорожец Н.И.* Органикостенный фитопланктон нижнего и среднего миоцена Восточного Паратетиса // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса. Волгоград – Тамань. 1998. С. 31–37.
184. *Запорожец Н.И.* Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых – нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северо-Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.
185. *Запорожец Н.И., Ахметьев М.А.* Палеоботаническое изучение разреза майкопской серии олигоцена – нижнего миоцена по р. Белая выше г. Майкопа, Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. № 6. С. 61–83.
186. *Застрожных А.С.* Неоген палео-Дона: стратиграфия и история геологического развития. Дисс. канд. геол.-мин. наук. СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 145 с.
187. *Золотницкий Н.С.* Палеогеновые отложения северо-восточного Кавказа. Фонды Грознефтегеофизики. 1938.
188. *Зубаков В.А., Кочегура В.В.* Восточное Причерноморье. Средний – поздний миоцен // Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап. Л.: Недра. 1984. С. 102–111.
189. *Иванов Д.А.* Палинологично изследване на миоценоски седименти от Северозападна България. Автореф. на дисс. Специализ. Науч. Съвет по фитология при ВАК. София, 1995. 43 с.
190. *Иванова Т.А.* Биостратиграфия миоценовых отложений равнинного Крыма по фораминиферам. Автореф. дисс. канд. геол. наук. Киев, 1999. 20 с.
191. *Иванова Т.А., Барг И.М., Богданович Е.М.* Тарханский регионарус Равнинного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1998. № 2. С. 44–50.
192. *Иванова Т.А., Богданович Е.М.* Особенности стратиграфии сарматских отложений Равнинного Крыма по фораминиферам и наннопланктону // Вісн. Дніпропетр. унів. Сер. геол.-географ. 2004. Вип. 6, № 8. С. 6–11.
193. *Иванова Т.А., Бондар О.В.* Про мікрофауну міоценових відкладів Переддобруджинського прогину // Вісник Дніпропетр. унів. Сер. геол.- географ. 2014. Вип. 15. С. 1–16.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

194. *Иванова Т.А., Ольштынская А.П.* К вопросу об экологии и палеогеографии картвельского бассейна Равнинного Крыма (средний миоцен, Южная Украина) // Проблемы стратиграфии фанерозою Украины: 3б. науч. пр. ІГН НАН України. К., 2004. С. 160–164.
195. *Ильина Л.Б.* О связях мезотического моря с Восточным Тетисом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 138–142.
196. *Ильина Л.Б.* Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука. 1993. 151 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 255).
197. *Ильина Л.Б.* Зоогеография сарматских гастропод // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 22–30.
198. *Ильина Л.Б.* О связях средне- и позднемиоценовых бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 8. № 3. 2000а. С. 94–99.
199. *Ильина Л.Б.* О конкском регионаресе (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000б. Т. 8. № 4. С. 59–64.
200. *Ильина Л.Б.* О составе и происхождении раннечокракских (средний миоцен) гастропод Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 2004. № 6. С. 33–40.
201. *Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П.* Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 288 с.
202. *Ильинская И.А.* Неогеновые флоры Закарпатской области УССР // Флора и фауна Карпат. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 75–86.
203. *Казанский А.Ю.* Палеомагнетизм палеогеновых и неогеновых отложений Казахстана и Сибири. Автореф. канд. дисс. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1988. 15 с.
204. *Калиниченко Г.П., Пронин К.К.* Находки наннопланктона в понтических отложениях Одессы // Актуальные вопросы геол. Украины. Матер. конф. молодых ученых ИГН АН УССР. 1985. С. 53–54.
205. *Квалиашивили Г.А.* Онкофоровый (рзгакиевский) горизонт Евразии. Тбилиси: Изд. АН Груз.ССР. 1962. 231 с.
206. *Квалиашивили Г.А.* О взаимоотношении сакараульского и коцахурского горизонта Грузии // Фауна мезозоя и кайнозоя Грузии и ее геосторич. значение. Тбилиси: Мецниереба, 1970. С. 6–69.
207. *Коваленко В.А.* Понтические остракоды разреза Яныш-Такыльской мульды Керченского полуострова // Докл. НАН Укр. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. 2007. № 5. С. 126–131.
208. *Коваленко Е.И., Мельников Ю.В., Кокарев А.Д. и др.* Геологическая карта Кавказа масштаба 1:50000. Ингушетия. Лист К-38-42-Б и др. г. Ессентуки: Центр. геол.-съемочная экп. 1977.
209. *Коваленко Е.И., Мельников Ю.В. и др.* Геологическая карта Кавказа, масштаб 1: 50 000, листы L-37-129-В, Г; L-37-130-В; L-37-141-А, Б и L-37-142-А (Отчет Губской геологосъемочной партии по работам 1979–1984 гг.) Ессентуки: Фонды Кавказгеолсъемки. 1984.
210. *Коваль Я.М.* О новом местонахождении третичной флоры Северного Приазовья // Зап. Геол. ф-та Харьковск. ун-та. 1955. Т. 12. С. 93–96.
211. *Козыренко Т.Ф., Радионова Э.П.* Возможности использования диатомей для создания региональной зональной шкалы неогена (на примере верхнемиоценовых отложений Таманского п-ова) // Метод. аспекты палинологии. 10 Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ. 2002. С. 112–113.
212. *Койава К.И.* Биостратиграфия сарматских отложений Восточной Грузии по фораминиферам. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 2006. 27 с.
213. *Колаковский А.А.* Плиоценовая флора Кодора. Сухуми: Изд-во АН ГрузССР. 1964. Вып. 1. 210 с.

214. Колесников В.П. Сарматские моллюски. Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 507 с. (Палеонтол. СССР. Т. 10. Ч. 2)
215. Колесников В.П. К изучению акчагыльского яруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 6. С. 799–822.
216. Колесников В.П. Средний и верхний плиоцен Каспийской области // Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген СССР. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1940. С. 407–447.
217. Коненкова И.Д. Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Восточного Приазовья по фораминиферам // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма: Сб. науч. тр. Днепропетровск: ДГУ, 1984. С. 21–30.
218. Коненкова И.Д. О некоторых видах фораминифер из чокракских и караганских отложений Восточного Причерноморья (южный склон Украинского щита) // Палеонтол. сб. Львов: Львовск. ГУ, 1989. № 26. С. 11–18.
219. Коненкова И.Д., Богданович Е.М. Фораминиферы и наннопланктон миоценовых отложений южного склона Украинского щита (Восточное Причерноморье) // Биосфера геол. минулого України. Київ: ІГН НАН Укр. 1994а. С. 88–90.
220. Коненкова И.Д., Богданович Е.М. Распределение фораминифер и наннопланктона в тархан-чокракских отложениях урочища Малый Камышлак (Керченский п-ов) // Биосфера геол. минулого України. Київ: ІГН НАН Укр. 1994б. С. 95–96.
221. Кораллова В.В. Спорово-пылькові комплекси верхнього та середнього міоцену північної частини Причорноморської западини // Укр. ботан. журн. Київ. 1962. Т. 22, № 4. С. 55–62.
222. Корнилова В.С. Очерк истории флоры и растительности Казахстана // Растительный покров Казахстана. Алма-Ата. 1966. Т. 1. С. 37–190.
223. Коротков С.Т. Краткий обзор палеогеновых отложений Кубанской нефтеносной области (Северный Кавказ) // Нефт. хоз-во. 1935. № 4. С. 28–35.
224. Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Семенуха И.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист L-37- XXXV (Майкоп). Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 93 с.
225. Корсаков С.Г., Зарубин В.В., Соколов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист L-37- XIX, XXV (Тамань). Объясн. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 107 с.
226. Коюмджиева Е.И. Върху някои особености на стратиграфията на карагана във Варненско // Изв. н.-и. Геол. инст. 1965. Т. 2. С. 19–60.
227. Коюмджиева Е.И. Хемистенохалинни морски форми от долни сармат на северо-западна България // Изв. Геол. инст. Сер. Палеонтол. 1969. Т. 18. С. 5–12.
228. Крашенинников В.А. О строении устья у некоторых представителей нонионид, эльфидиид // Вопр. микропалеонтол. № 2. 1958а. С. 105–122.
229. Крашенинников В.А. Роталииды и аномалиниды миоценовых отложений Подолии // Тр. ВНИГНИ, Палеонтол. сб., вып. 9. 1958б. С. 212–259.
230. Крашенинников В.А. Фораминиферы // Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИИГаз. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 15–109.
231. Крашенинников В.А. Эльфидииды миоценовых отложений Подолии // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 21. 1960. С. 1–142.
232. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский региоярусы. М.: Научный мир, 2003. 194 с.
233. Криштофович А.Н., Байковская Т.Н. Сарматская флора Крынки. М.-Л.: Наука, 1965. 134 с.
234. Куличенко В.Г., Люльева С.А., Люльев Ю.Б. Беспозвоночные и наннопланктон из конкских отложений южного склона Приазовского массива // Геол. журн. 1976а. Т. 36. Вып. 2. С. 87–99.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

235. Куличенко В.Г., Люльев Ю.Б., Люльева С.А. Миоценовые отложения северо-западного шельфа Черного моря // Геол. журн. 1976б. Т. 36. Вып. 5. С. 121–134.
236. Курицхалия Т.А. Об аналогах хаттского и аквитанского ярусов в Восточной Грузии // Изв. Геол. об-ва Грузии. 1982. Т. 9. Вып. 1/2. С. 50–55.
237. Курицхалия Т.А., Булейшвили Д.А., Папава Д.Ю. О наличии аквитанского яруса в Грузии // Сообщ. АН ГССР. 1972. Т. 86, № 2. С. 369–372.
238. Кутузкина Е.Ф. Материалы по третичной флоре Киргизии // Сб. памяти А.Н. Криштофовича. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 259–276.
239. Кутузкина Е.Ф. Сарматская флора Армавира // Палеоботаника. Вып. 5. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 145–230 (Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8).
240. Кутузкина Е.Ф. Некоторые представители средиземноморской флоры в верхнем сармате Краснодарского края // Ботан. журн. 1974. Т. 59. № 2. С. 251–260.
241. Лейе Я.Б. Флористическое обоснование расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Армении (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Палинологический метод в стратиграфии. Мат. 2-й Межд. палинологической конф. Л.: Наука, 1968. С. 86–89.
242. Ливеровская Е.В. Фауна моллюсков верхнего майкопа Северного Кавказа // Исследование майкопской свиты на Северном Кавказе. Л.–М. 1938. С. (Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 104). С. 23–42.
243. Люльева С.А. Новые миоценовые и плиоценовые известковые наннофоссилии юга Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. н. 1989а. № 1. С. 10–14.
244. Люльева С.А. Цератолиты (нанопланктон) миоценовых и плиоценовых отложений юго-запада СССР // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989б. № 11. С. 14–17.
245. Люльева С.А. Цератолиты верхнего миоцена – нижнего плиоцена Украины и Западного Закавказья // Палеонтол. сб. Киев. 1990а. № 27. С. 96–103.
246. Люльева С.А. Новые представители известкового наннопланктона в сармате южных районов Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1990б. № 3. С. 5–8.
247. Люльева С.А. Известковый наннопланктон дакийских отложений юго-запада Украины // Докл. АН УССР. Сер. А. 1991. № 1. С. 73–78.
248. Люльева С.А. Эволюция цератолитов (наннопланктон) и проблемы биостратиграфии и биохронологии миоцена-плиоцена // Сб. Филогенетические аспекты палеонтол. СПб.: Наука. 1993. С. 41–49.
249. Люльева С.А. Известковый наннопланктон сарматских отложений Украины // Сб. научн. тр. ИГН НАН Украины. Киев. 2009. С. 322–330.
250. Люльева С.А., Присяжнюк В.А. Новые биостратиграфические данные по слоям с *Lentipecten denudatum* (миоцен) в Предкарпатье // Геол. журн. 1992. № 3. С. 117–121.
251. Майсурадзе Л.С. Фораминиферы сармата Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971. 120 с.
252. Майсурадзе Л.С. К палеобиологической истории фораминифер позднего миоцена Черноморско-Каспийского бассейна. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 106 с.
253. Майсурадзе Л.С., Минашвили Ц.Д., Койава К.П. Биостратиграфия сарматских отложений Жинвальско-Гомборской подзоны по фораминиферам и наннопланктону // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. 2004. С. 295–309.
254. Мдзинаришвили Р.З. Отчет о геологических исследованиях в районе Гори. Тбилиси: Грузнефть, 1954. 77 с.
255. Меладзе Г.К. Гиппарионовая фауна Аркнети и Базалети. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 56 с.
256. Мерклин Р.Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь // М.: Изд-во АН СССР. 1950. 95 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 28).

257. Мерклин Р.Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене юга СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28. Вып. 3. С. 89–91.
258. Мерклин Р.Л., Богданович А.К., Буряк В.Н. О фауне из верхней части речевских отложений рек Кубань и Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 4. С. 52–56.
259. Минашвили Ц.Д. Наннопланктонный комплекс из тарханских отложений Западной Грузии // Сообщ. АН ГрузССР. Геол. 1981. Т. 103. № 2. С. 357–360.
260. Минашвили Ц.Д. Наннопланктонные комплексы сарматского регнояруса Западной Грузии // Сообщ. АН ГрузССР. Геол. 1983. Т. 3. № 2. С. 333–340.
261. Минашвили Ц.Д. Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому наннопланктону. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: Геол. ин-т АН ГрузССР. 1986. 207 с.
262. Минашвили Ц.Д., Ананиашвили Г.Д. К биостратиграфии тархан-чокракских отложений Крымско-Кавказской области // 36. наук. праць ін-ту геол. наук НАН України. Т. 6, 2013. С. 152–159.
263. Михайловский Г.П. Лиманы дельты Дуная в Измаильском уезде Бессарабской губернии // Учен. зап. Юрьевск. ун-та. 1909а. Т. 17. № 8. С. 1–64.
264. Михайловский Г.П. Геологические исследования на юго-западе Бессарабии // Изв. Геол. ком. 1909б. Т. 28. № 6. С. 477–508.
265. Мицул Е.З. Палинологическая характеристика миоценовых отложений Молдавии. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1973. 18 с.
266. Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд. Саратовск. ун-та, 1997. 179 с.
267. Молчанов С.О. Бадений – ранньосарматський етап еволюції рослинного покриву і клімату Закарпаття. Автореф. дисс. канд. геол. н. Киев: Ин-т геол. наук НАН України, 2002. 17 с.
268. Музылев Н.Г., Головина Л.А. Связь Восточного Паратетиса и Мирового океана в раннем – среднем миоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 62–74.
269. Музылев Н.Г., Головина Л.А., Рошка В.Х. Новые данные о стратиграфии баденских отложений Молдавии // Палеонтол.-стратиграф. исслед. мезозоя и кайнозоя. 1986. С. 35–62.
270. Мусатов В.А. Слои с *Braarudosphaera bigelowii* в верхнем акчагыле Калмыкии // Основы современной микропалеонтологии. Систематический, биоценологический и эволюционный аспекты. Тез. докл. 11 Всесоюзн. микропалеонтол. совещ. М., 1990. С. 88–89.
271. Невеская Л.А., Богданович А.К., Вялов О.С., Жижченко Б.П., Ильина Л.Б., Носовский М.Ф., Парамонова Н.П. Ярусная шкала неогеновых отложений Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 104–120.
272. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Попов С.В., Бабак Е.В., Багдасарян К.Г., Воронина А.А. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 220)
273. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Попов С.В., Богданович А.К., Габуния Л.К., Носовский М.Ф. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геол. 1984. № 9. С. 37–49.
274. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 3–26.
275. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 2005. № 3. С. 3–12.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

276. *Невесская Л.А., Гончарова И.А., Парамонова Н.П., Попов С.В. и др.* Определитель миоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. – 412 с. (Тр. Палеонтол. ин-та. 1993. Т. 247).
277. *Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В., Попов С.В., Гончарова И.А. и др.* Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2004. 83 с.
278. *Невесская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В.* Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1997. 267 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 269).
279. *Невесская Л.А., Стеванович П.М.* Понтический этап развития Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 9. С. 36–51.
280. *Негру А.Г.* Миоценовая флора с. Бурсук в Молдавии // Ботан. журн. 1969. Т. 54. № 11. С. 1727–1738.
281. *Негру А.Г.* О новом местонахождении сарматской флоры в Молдавии // Учен. зап. Тираспольского гос. педагог. ин-та. 1970. Т. 17. С. 89–95.
282. *Негру А.Г.* Мэотическая флора Северо-Западного Причерноморья. Кишинев: Штиинца, 1986. 158 с.
283. Неогеновая система [Стратиграфия СССР]. М.: Недра, 1986. Т. 1. 419 с. Т. 2. 443 с.
284. *Носовский М.Ф.* Эквиваленты хроностратиграфических ярусов неогена Средиземноморья в миоцене и плиоцене Керченского п-ова // Геол. и разведка. 1998. № 5. С. 29–34.
285. *Носовский М.Ф.* О возрасте тарханского регионаруса и его положении в неогеновой шкале Паратетиса // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2001. № 3. С. 137–139.
286. *Носовский М.Ф., Барг И.М., Коненкова И.Д.* Стратиграфия миоценовых отложений Керченского полуострова // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд. Днепропетр. ун-та. 1978. С. 10–21.
287. *Носовский М.Ф., Барг И.М., Пишванова Л.С., Андреева-Григоревич А.С.* Об объеме тарханского яруса на Юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд. Днепропетр. ун-та. 1976. С. 22–31.
288. *Носовский М.Ф., Богданович А.К.* Кавказский регионарус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та. 1980. С. 3–8.
289. *Носовский М.Ф., Богданович Е.М.* К проблеме корреляции тарханского регионаруса по нанопланктону // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 440–441.
290. *Носовский М.Ф., Иванова Т.А.* К проблеме возраста и корреляции тарханского регионаруса Восточного Паратетиса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 2. С. 68–73.
291. *Овечкина М.Н.* Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, 2007. 352 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 288).
292. *Ольштынская А.П.* Зональная стратиграфия миоцена центральной части Восточного Паратетиса по диатомовым водорослям // Геол. журн. Киев. 1996. № 3-4. С. 88–91.
293. *Осинов С.С.* Караганский и конкский горизонты // Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. М.-Л.: ОНТИ. 1932. Вып. 3/4. 87 с.
294. *Палибин И.В.* Сарматская флора Восточной Грузии // Матер. ЦНИГРИ. Палеонтол. и стратиграфия. 1933. Сб. 1. С. 25–43.

295. *Пантелеев Ф.П.* Геологическое строение и газоносность южных Ергеней. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1947, 122 с.
296. *Папава Д.Ю.* Вопросы геологии восточной части Триалетского хребта и перспективы нефтегазоносности Грузии // Тр. ВНИГНИ. Л.: Недра. 1967. Т. 11. Вып. 1. С. 188–204.
297. *Парамонова Н.П.* История сарматских и ачкагыльских моллюсков. М.: Наука. 1994. 212 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 260).
298. *Парамонова Н.П., Белокрыс Л.С.* Об объеме сарматского яруса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 3. С. 36–47.
299. *Паишков Г.Д.* О новой находке неогеновой флоры на Северном Кавказе // Ботан. журн. 1959. Т. 49. № 5. С. 659–660.
300. *Паишков Г.Д.* Находки новых растений сарматской флоры Западного Предкавказья // Ботан. журн. 1965. Т. 50. № 8. С. 37–49.
301. *Певзнер М.А.* Стратиграфия среднего миоцена – плиоцена Юга Европы (по палеомагнитным данным). Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1986. 304 с.
302. *Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Семенов В.Н.* Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 72–81.
303. *Певзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А., Садчикова Т.А., Коваленко В.А., Люльева С.А.* О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 96–106.
304. *Певзнер М.А., Чиковани А.А.* Палеомагнитные исследования верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых морских отложений Таманского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 61–66.
305. *Пилипенко О.В., Трубихин В.М.* Петромагнитные и магнитостратиграфические исследования отложений верхнего сармата опорного разреза Попов Камень (Таманский п-ов) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 85–94.
306. *Пименова Н.В.* Полтавские пески и полтавский ярус Днепровско-Донецкой впадины // Сов. геол. 1941. № 1. С. 14–22.
307. *Пименова Н.В.* Сарматская флора Амвросиевки. Киев, 1954. 96 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. стратигр. и палеонтол. Вып. 8).
308. *Пинчук Т.Н.* Биостратиграфия кайнозоя России и соседних регионов по фораминиферам: Западный Кавказ и Предкавказье (Олигоцен и неоген) // Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы кайнозоя. С-Пб: Недра, 2006. С. 91–98.
309. *Пинчук Т.Н.* Фораминиферы Таманского полуострова // Сб. Современ. проблемы стратиграфии неогена и квартера России. М.: ГЕОС, 2011. С. 76–84.
310. *Пинчук Т.Н.* Планктонные фораминиферы караганских отложений Западного Предкавказья // Матер. 38 сессии Палеонтол. об-ва НАН Украины. Киев: ИГН, 2017. С. 133–134.
311. *Пинчук Т.Н.* Изменение комплексов фораминифер раннего миоцена в разрезе р. Белой (Западное Предкавказье) // Тр. XVII Всеросс. микропалеонтол. совещ. «Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы» М.: ПИН РАН, 2018. С. 106–109.
312. *Победин В.М., Ворошилова А.Г., Рыбина О.И., Кузнецова З.В.* Справочник по микрофауне Азербайджана. Баку: Нефт. и научно-техн. лит-ра, 1956. 189 с.
313. *Попов С.В.* Моллюски коцахурских отложений Карптийской депрессии // Палеонтол. журн. 1983. № 3. С. 29–38.

314. Попов С.В., Александрова Г.Н., Воронина А.А., Запорожец Н.И., Головина Л.А., Кошва К. Стратотипические разрезы нижнего миоцена Восточного Паратетиса (Картлийская депрессия, Грузия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 75–98.

315. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене – неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 3–26.

316. Попов С.В., Ахметьев М.А., Головина Л.А., Гончарова И.А., Радионова Э.П., Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. Региональная стратиграфическая шкала неогена юга России: состояние и перспективы // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всерос. конф., Москва 23–25 мая 2013, ГИН РАН. СПб: ООО ЛЕМА, 2013. С. 356–359.

317. Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. и др. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратигр. Геол. корреляция. 1993а. Т. 1. № 6. С. 10–39.

318. Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г., Копп М.Л. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1 Поздний эоцен – ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009а. 178 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 292.)

319. Попов С.В., Вернигорова Ю.В., Гончарова И.А., Пинчук Т.Н. Стратиграфия средне-верхнемиоценовых разрезов Тамани по моллюскам и фораминиферам // Актуальные проблемы неоген-четверт. стратигр. и их обсуждение на 33 Межд. геол. конгрессе. М.: ГЕОС, 2009б. С. 96–100.

320. Попов С.В., Воронина А.А. Коцахурский этап развития Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 58–67.

321. Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцене – нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993б. 207 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 256).

322. Попов С.В., Головина Л.А., Гончарова И.А. Миоценовые отложения, моллюски и наннопланктон Восточного Паратетиса в Северном Иране // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России. 2015. М.: ГЕОС, 2015. С. 34–38.

323. Попов С.В., Головина Л.А., Радионова Э.П., Гончарова И.А., Филиппова Н.Ю., Ростовцева Ю.В., Палку Д. Стратотипы и опорные разрезы неогеновых региональских юга России и проблемы их границ // Неоген и квартал России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС. 2018а. С. 47–54.

324. Попов С.В., Застрожнов А.С. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Путеводитель экскурсии. Волгоград – Тамань, 1998. 27 с.

325. Попов С.В., Невеская Л.А. Солончатые позднемиоценовые моллюски и история Эгейского бассейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 97–107.

326. Попов С.В., Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Биогеография Восточного Паратетиса в неогене по моллюскам // Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. М.: Наука, 2005. С. 309–337 (Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 516).

327. Попов С.В., Пронин В.Г. Средне- и верхнемиоценовые отложения и фации Северного Устюрта (Западный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 1. С. 20–30.

328. Попов С.В., Сычевская Е.К., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Головина Л.А. К стратиграфии майкопских отложений и птероподовых слоев северного Азербайджана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т.16. № 6. С. 90–103.
329. Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф., Сычевская Е.К., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., ван дер Боон А., Крайшман В., Столяров А.С., Крховски Я. Лектостратотип майкопской серии по р. Белая выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 70–92.
330. Попов С.В., Табачникова И.П., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Опорный разрез эоцена р. Белой (Адыгея, Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018б. Т. 26. № 6. С. 65–79.
331. Практическая палинostrатиграфия / Панова Л.А., Ошуркова М.В., Романовская Г.М. (Ред.) Л.: Наука, 1990. 348 с.
332. Присяжнюк В.А., Коваленко В.А., Люльева С.А., Сябряй С.В. Разрез сарматских отложений в Михайловском карьере – уникальная точка прямой корреляции морских и континентальных отложений // Геол. журн. 2006. № 1. С. 64–75.
333. Присяжнюк В.А., Люльева С.А., Сливинская Г.В., Сябряй С.В. Палеонтолого-геофизическая характеристика понтических отложений в эталонном разрезе с. Виноградовки (Северное Причерноморье) // Докл. АН Украины. 1994. № 7. С. 99–103.
334. Присяжнюк В.А., Люльева С.А., Сябряй С.В. Новые данные по палеонтологии и стратиграфии миоценовых отложений Устечкивского грабена Вольно-Подоллии // Геол. журн. 1997. № 1-2. С. 57–64.
335. Прокопов К.А. Главнейшие результаты работ в области Ставропольского поднятия // Мат. по геол. Ставрополя и Сулимовского р-на. Грозный. 1937а. С. 5–27.
336. Прокопов К.А. Алкун-Ассинский район (Ингушетия, Северный Кавказ) // Геологические исследования в Черных горах Терской нефтеносной области / Тр. Грознефти. 1937б. Вып. 5. С. 27–73.
337. Прокопов К.А. Очерк геологических образований по р. Кубани между Сулимовым и Красногорской // Тр. геол. службы Грознефти. 1937в. Вып. 6. С. 30–63.
338. Прокопов К.А. Краткий очерк верхнепалеогеновых и нижнемиоценовых отложений Северного Кавказа // Исследование майкопской свиты на Северном Кавказе. Л.-М., 1938. С. 3–14 (Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 104).
339. Пронин К.К., Калиниченко Г.П. Нанопланктон в лектостратотипе понтического яруса в районе г. Одессы. // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. н. Киев. 1988. № 5. С. 13–15.
340. Пронина М.Т. Отложения среднего миоцена с фауной новых видов *Rotalia* Джебраильского района (Азербайджан) // Изв. АН Азерб.ССР. Сер. геол.-географ. н. Баку. 1959. № 1. С. 55–61.
341. Радионова Э.П., Головина Л.А. Новые данные по изучению диатомовых водорослей и наннопланктона из меотических-понтических отложений Таманского полуострова // Пробл. стратиграфии фанерозоя Украины. Тр. ИГН НАН Украины, Киев, 2004. С. 180–184.
342. Ратиани Н.К. К истории некоторых третичных реликтов флор Западной Грузии // Тр. Сухум. ботан. сада. 1975. Вып. 21. С. 54–69.
343. Ростовцева Ю.В. Фации среднего сармата Таманского прогиба // Литол. и полезн. ископ. 2009а. № 4. С. 404–417.
344. Ростовцева Ю.В. Фации нижнего мэотиса Таманского прогиба // Литол. и полезн. ископ. 2009б. № 5. С. 493–507.
345. Ростовцева Ю.В. Фации верхнего мэотиса Таманского прогиба // Литол. и полезн. ископ. 2009в. № 6. С. 531–543.

346. *Ростовцева Ю.В.* Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион). Дисс. докт. геол.-мин. наук, 2012. – 371 с.
347. *Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А.* Строение относительно глубоководных отложений нижнего эоцено-эоценового Причерноморья (Таманский полуостров: разрез мыса Попов Камень) // Биостратиграфические основы построения стратиграфических схем Украины. Сб. научн. трудов Ин-та геол. наук НАН Укр. Киев. 2008. С. 270–275.
348. *Ростовцева Ю.В., Козыренко Т.Ф.* Особенности позднемiocенового диатомового осадконакопления в Керченско-Таманском прогибе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2006. № 4. С. 20–29.
349. *Ростовцева Ю.В., Кошарова К.П., Рыбкина А.И.* Циклостратиграфические исследования отложений конкского региона Восточной Грузии (Восточный Паратетис, Куринский прогиб) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2020. № 6. С. 579–588.
350. *Ростовцева Ю.В., Косоруков В.Л.* Глинистые минералы в средне-верхнемiocеновых отложениях Таманского прогиба: состав и палеогеографическое значение // Литол. и полезн. ископ. 2012. Т. 47. № 3. С. 234–252.
351. *Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И.* Циклостратиграфия понтийских отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2014. № 4. С. 236–241.
352. *Ростовцева Ю.В., Рыбкина А.И., Соколова А.Ю.* Условия седиментации конкских отложений Таманского полуострова // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геол. 2018. № 6. С. 51–56.
353. *Рыбкина А.И., Ростовцева Ю.В.* Циклостратиграфия верхнемiocеновых отложений Восточного Паратетиса (разрез мыса Железный Рог, Тамань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2014. № 4. С. 50–55.
354. *Савин В.В.* Отчет по комплексной геолого-гидрологической съемке М 1:50000 листов L-38-63-Г, L-38-64-В с. Приютное. Троицкое, 1993. 352 с.
355. *Саидов М.Н., Кучапин А.В.* Северный склон хребта Эльбурс, провинция Мазандаран (Геол. отчет по мат. полевым работ 1945 г.) Фонды НИЛ Зарубежгеология. 1947.
356. *Саидов М.Н., Кучапин А.В.* Геологическое строение области развития третичных отложений Мазандарана (Северный Иран). Л.: Гостоптехиздат, 1955. 96 с.
357. *Сатановская З.Н.* Новое местонахождение чокракских фораминифер в Северном Причерноморье // Геол. журн. К. 1994. № 4–6. С. 67–72.
358. *Семенов В.Н.* Геология и стратиграфия киммерийских и кувальничских отложений Северного Приазовья. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Одесса, 1966. 23 с.
359. *Семенов В.Н.* Плиоцен Крыма. Плиоцен Причерноморской впадины // Стратиграфия УССР. Т. 10. Неоген. Киев: Наукова думка. 1975. С. 24–31. С. 70–81.
360. *Семенов В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка, 1987. 230 с.
361. *Семенов В.Н., Андреева-Григорович А.С., Маслун Н.В., Люльева С.А.* Прямая корреляция неогена Восточного Паратетиса с Международной океанической шкалой по планктонным микрофоссилиям // Геол. журн. 2009. № 4. С. 9–27.
362. *Семенов В.Н., Люльева С.А.* Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Вып. 2. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. ун-та, 1978. С. 95–105.
363. *Семенов В.Н., Люльева С.А.* Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 9. С. 61–70.

364. Семененко В.Н., Люльева С.А. Глобальный маркер границы миоцена-плиоцена *Ceratolithus acutus* (наннопланктон) в Черноморском бассейне // Геол. журн. 2006. № 2–3. С. 150–159.
365. Семененко В.Н., Люльева С.А., Моськина О.Д., Мацуй В.М. Новые данные о понтических отложениях юго-западного Крыма // Доп. Нац. Акад. Наук України. 1999. № 6. С. 132–138.
366. Семененко В.Н., Певзнер М.А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 5–15.
367. Семенов Г.И., Столяров А.С. О корреляции разрезов разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 1. С. 84–95.
368. Синцов И.Ф. Отчет о геологических исследованиях, произведенных по поручению Новороссийского общества естествоиспытателей в Бессарабии в 1873 г. // Зап. Новоросс. об-ва естествоиспыт. 1875. Т. 3. Вып. 1. С. 31–46.
369. Синцов И.Ф. Описание новых и малоисследованных форм раковин из третичных образований Новороссии // Зап. Новоросс. об-ва естествоиспыт. Статья 4. // Зап. Новоросс. об-ва естествоиспыт. 1883. Т. 8. Вып. 2.
370. Синцов И.Ф. Гидрогеологическое описание одесского градоначальства. Одесса: Одес. гор. обществ. упр., 1894. 209 с.
371. Савопуло С.А., Бабарыкина К.А. и др. Обобщение результатов поисковых и разведочных работ в пределах перспективных регионов Краснодарского края (площадь Кубанская, скв. – спутник № 2, СГ-12 000). Краснодар, 1991.
372. Соколов Н.А. Слои с *Venus konkensis* (средиземноморские отложения на р. Конке) // Тр. Геол. ком. 1899. Т. 9. № 5. 96 с.
373. Староверов В.Н., Жидовинов Н.Я. Использование геологических событийных уровней в стратиграфии и при корреляции (на примере акчагыльских отложений Восточного Паратетиса) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геол. 2002. № 2. С. 20–27.
374. Староверов В.Н., Первушов Е.М., Хохлов А.Е. Особенности строения акчагыльских отложений в нижнем течении р. Терешки (Саратовское правобережье) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геол. 2000. № (5) 10. С. 210–212.
375. Стеванович П.М. Доньји плиоцен Србије и суседних области. Београд, 1951. 361 с. (Срп. Акад. Наук. Посебна. изд., Кн 187. Геол. инст. кн 2).
376. Столяров А.С., Ивлева Е.И. Нижнемиоценовые отложения майкопской серии центральной части Восточного Паратетиса // Литол. и полезн. ископ. 2006. № 1. С. 61–82.
377. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Л.: Наука, 1982. 616 с.
378. Стратиграфия СССР. Т. 2. Неоген СССР. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1940. 687 с.
379. Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Братислава: VEDA, 1975. 364 с.
380. Субботина Н.Н. О находке фораминифер в верхнем майкопе на Северном Кавказе // Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 60. 1936. 15 с.
381. Судо М.М. Об этапах развития караганского бассейна и объеме караганского горизонта // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 6. С. 1442–1444.
382. Сычевская Е.К., Прокофьев А.М. Морская мышь (Perciformes, Callionymidae) из среднего миоцена юга России // Вопр. ихтиол. 2007. Т. 47. № 6. С. 750–756.
383. Тактакишвили И.Г. Систематика и филогения плиоценовых кардиид Паратетиса. Тбилиси: Мецниереба, 1987. 247 с.

**Неоген Восточного Паратетиса:
региональная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

384. *Тахтаджян А.Л.* Неогеновая флора Годердзского перевала. Ч. I // Палеоботаника. Вып. 4. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 189–204 (Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8).

385. *Темнишкова-Топалова Д.Н., Козыренко Т.Ф., Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С.* Новый род *Pontodiscus* (Bacillariophyta) // Ботан. журн. 1981. Т. 66. С. 1308–1312.

386. *Тер-Григорьянц Л.С.* Стратиграфическое расчленение майкопских отложений Северного Ставрополя // Тр. ВНИГНИ. М. 1961. Вып. 30. С. 263–273.

387. *Тер-Григорьянц Л.С.* Фораминиферы майкопских отложений Ставрополя и их стратиграфическое значение // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова Думка. 1964. С. 36–52.

388. *Тесаков А.С.* Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена юга Восточной Европы (по мелким млекопитающим). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: Геол. ин-т РАН, 2002. 25 с.

389. *Тесленко Ю.В.* О возрасте ископаемых флор с. Александровки и г. Амвросиевки // Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1957. Т. 32. № 3. С. 175–176.

390. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 73 с. (Тр. Геол. ин-т АН СССР. Вып. 301).

391. *Трубихин В.М.* Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград – Тамань. 1998. С. 13–17.

392. *Трубихин В.М., Пилипенко О.В.* Петромагнетизм и палеомагнетизм мезотических отложений опорного разреза Попов Камень (Таманский п-ов) // Физика Земли. 2011. № 3. С. 83–95.

393. Труды 6 Конгресса Регионального комитета по стратиграфии средиземноморского неогена. Т. 2. Брагислава, 1976. 69 с.

394. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

395. *Узнадзе М.Д.* Флора годердзской свиты // Сообщ. АН ГрузССР. 1946. Т. 7. № 7. С. 447–453.

396. *Узнадзе М.Д., Цагарели Е.А.* Сарматская флора ушелья р. Дзидза (Годердзская флора) // Тр. ГИН АН ГрузССР. Нов. сер. Тбилиси. 1979. Вып. 4. С. 35–52.

397. *Улановская Т.Е., Шилин А.В., Соловьев Ю.Ю.* Майкопская серия (олигоцен – нижний миоцен) в южных морях Украины и России – Черном, Азовском, Каспийском // Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской нефтегазон. пров.: стратигр., литология, палеонтол. Мат. 2-ой научн.-практ. стратиграф. конф. (Саратов, 6-9 дек. 2004 г.). Саратов, 2004. С. 106–107.

398. Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов Европейской части России и объяснительная записка к ней. М.: Палеонтол. инст. РАН. 2004. 83 с.

399. *Филиппова Н.Ю.* Споры, пыльца и органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений опорного разреза Железный рог (Таманский полуостров) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 80–93.

400. *Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А.* Биостратиграфия алкунской свиты Северной Осетии по микропалеонтологическим данным (диноцисты, наннопланктон, споры и пыльца) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010а. Т. 18. № 3. С. 83–106.

401. *Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А.* О границе палеогена и неогена и возрасте алкунской свиты на Северном Кавказе и в Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 70–95.

402. Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. К вопросу о корреляции верхнемиоценовых отложений Черноморского и Средиземноморского бассейнов // Гладенков Ю.Б. (Ред.) Актуальные проблемы неогеновой и четверт. стратигр. и их обсуждение на 33 Межд. геол. конгрессе М.: ГЕОС, 2009. С. 142–152.
403. Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М., Пилипенко О.В. Палино- и магнитостратиграфия опорного разреза мезотических отложений «Попов Камень» (северо-восточное Причерноморье) // Тез. межд. конфер., посвящ. С.В. Мейну. М.: ГЕОС, 2010б. С. 43.
404. Халилов Д.М., Кузнецова З.В. Микрофауна и стратиграфия майкопской серии Азербайджана // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 123–130.
405. Харатишвили Т.Д. Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1952. 274 с.
406. Хондариан С.А., Чельцов Ю.Г., Клейнер Ю.М. Мангышлак, Устюрт, Северное Приаралье // Неогеновая система Т. 1. М.: Недра. 1986. С. 357–376.
407. Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостоптехиздат. 1958. 218 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 116).
408. Чарноцкий С.И. Геологическое исследование Кубанского нефтеносного р-на. Листы Майкопский и Прусско-Дагестанский // Тр. Геол. ком. 1911. Вып. 9. 80 с.
409. Челидзе Л.Т. Ископаемая флора Вале // Сообщ. АН ГрузССР. 1965. Т. 337. № 2. С. 17–32.
410. Чубинишвили К.Г. Неогеновые континентальные молассы восточной Грузии. Тбилиси: СевкавНИПИНефть, 1982. 314 с.
411. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68–75.
412. Чумаков И.С., Бызова Л.С., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М.: Наука, 1992. 96 с.
413. Шатский Н.С., Вебер В.В. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1931. Т. 9. № 3, 4. С. 233–264.
414. Шибинский П.Я. Геологические исследования к югу от города Майкопа. Л.: Гос. науч.-техн. нефт. изд-во, 1932. 12 с. (Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 28)
415. Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Иноземцев Ю.И., Науменко П.И., Путь А.Л., Скиба С.И. Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наукова думка, 1981. 160 с.
416. Штефырца А.Г. Хвойные, самшит и пальма миоценовой флоры Бурсука в Молдавии // Ботан. журн. 1972. Т. 57. № 4. С. 458–468.
417. Штефырца А.Г. Раннесарматская флора Бурсука. Кишинев: Штиинца, 1974. 144 с.
418. Штефырца А.Г. Сравнительный анализ раннесарматской флоры Бурсука (республика Молдова) и близких по возрасту и территории палеофлористических комплексов // Ботан. журн. 1999. Т. 84. № 9. С. 1–9.
419. Шуменко С.И. Кокколиты з торгонських відкладів Молдавії // Доп. АН УССР. Сер. Б. Геол. 1975. С. 512–514.
420. Шуменко С.И., Ушакова М.Г. Известковые нанофоссилии в ядрах глубоководного бурения // Геол. история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 71–73.
421. Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 231 с.
422. Эберзин А.Г. Род *Limnocardium* Stoliczka в плиоцене Понто-Каспийского бассейна // М.-Л.: Изд. АН СССР. 1947. 156 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 13. Вып. 4).

**Неоген Восточного Паратетиса:
регионарная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции**

423. *Эберзин А.Г.* Неоген Северной Туркмении // Тр. Комплексной южной геол. экспедиции (КЮГЭ) АН СССР. 1960. Вып. 5. С. 155–259.
424. *Эберзин А.Г.* Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Ч. 5. М.: Изд. АН СССР. 1967. 168 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 112).
425. *Якубовская Т.А.* Сарматская флора Молдавской ССР // Флора и систематика высших растений. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 7–108 (Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Вып. 11).
426. *Abdul Aziz H., Di Stefano A., Foresi L.M., Hilgen F.J., Iaccarino S.M., Kuiper K.F., Lirer F., Salvatorini G., Turco E.* Integrated stratigraphy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of early Middle Miocene sediments from DSDP Leg 42A, Site 372 (Western Mediterranean) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2008. V. 257. N 1-2. P. 123–138.
427. *Abdul Aziz H., Hilgen F.J., Krijgsman W., Calvo J.P.* An astronomical polarity time scale for the late middle Miocene based on cyclic continental sequences // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, 2159.
428. *Abels H.A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Kruk R.W., Raffi I., Turco E., Zachariasse W.J.* Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta // *Paleoceanography*, 2005. V. 20. PA4012.
429. *Aeoriae S., Harzhauser M., Hohenegger J., Mandic O., Pervesler P., Roetzel R., Rögl F., Scholger R., Spezzaferri S., Stingl K., Vábenická L., Zorn I., Zuschin M.* Stratigraphy and correlation of the Grund formation in the Molasse basin, northeastern Austria (middle Miocene, lower Badenian // *Geol. Carpathica*, Bratislava. V. 55. N 2. 2004. P. 207–215.
430. *Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pálike H., Backman J. Rio D.* Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // *Newsletters Stratigraphy*. 2014. V. 47. P. 131–181.
431. *Agnini C., Monechi S., Raffi I.* Calcareous nannofossil biostratigraphy: historical background and application in Cenozoic chronostratigraphy // *Lethaia*. 2017. V. 50, P. 447–463.
432. *Akhmetiev M.A., Lopatin A.V., Sytchevskaya E.K., Popov S.V.* Northern Peri-Tethys biogeography during Late Eocene--Early Miocene. Pt. 4. Late Oligocene--Early Miocene. Terrestrial surroundings. Conclusions // *Paleontol. J.* 2005. Suppl. 1. P. S1–S54.
433. *Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al.* Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene – Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. Field symposium. August 1–9, 1995. M., Krasnodar, Majkop: Paleontol. Inst. RAS. 1995. 18 p.
434. *Andreansky G.* Die flora der sarmatischen Stufe in Ungarn. Budapest, 1959. 360 p.
435. *Andreescu I.* Limitele si subdiviziunile Pontianului // *Acad. RSR, Studii si Cercetări de Geol., Geofizică, Geografie. Ser. Geol.* 1975. V. 20. N 2. P. 235–245. (Translated: Andreescu, 2009).
436. *Andreyeva-Grigorovich A.S., Halásová E.* Calcareous nannofossils biostratigraphy of the Early Miocene sediments of the Vienna basin NE part (Slovakia) // *Slovak Geol. Mag.* 2000. V. 6. N 2, 3. P. 101–105.
437. *Andreyeva-Grigorovich A., Oszczykko N., Savitskaya N. et al.* Correlation of Late Badenian salts of the Weliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep) // *Ann. Soc. Geol. Poloniae.* 2003. V. 73. P. 67–89.
438. *Andreyeva-Grigorovich A., Oszczykko N., Słaczka A., Oszczykko-Clowes M., Savitskaya N., Trofimovic N.* New data on the stratigraphy of the folded Miocene zone at the front of the Ukrainian outer Carpathians // *Acta Geol. Polonica.* 2008. V. 58. N. 3. P. 325–353.
439. *Andreyeva-Grigorovich A.S., Savytskaya N.A.* Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula (Crimea) // *Geol. Carpathica.* 2000. V. 51. N. 6. P. 399–406.

440. *Andrussow N.* Die Schichten von Kamyschburun und der Kalkstein von Kertsch in der Krim // *Jahrb. geol. Reichsanst.* 1886. Т. 36. Н. 1. С. 127–140.
441. *Andrussow N.* Die südrussischen Neogenablagerungen. Th. 2. Sarmatische Stufe // *Зап. Спб минерал. об-ва.* 1899. Т. 36. Вып. 1. С. 101–170 (Избр. тр. 1961. Т. 1. С. 173–206).
442. *Auer G., Piller W.E., Harzhauser M.* High-resolution calcareous nannoplankton palaeoecology as a proxy for small-scale environmental changes in the Early Miocene // *Marine Micropaleontol.* 2014. V. 111. P. 53–65.
443. *Bache F., Popescu S.-P., Rabineau M., Gorini C., Suc J.-P., Clauzon G., Olivet J.-L., Rubino J.-L., Melinte-Dobrinescu M.C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Dos Reis A.T., Mocochain L., Dumurdžanov N., Zagorchev I., Lesić V., Tomić D., Çagatay M.N., Brun J.-P., Sokoutis D., Csato I., Ucakar G., Çakar Z.* A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis // *Basin Res.* 2012. V. 24, P. 125–153.
444. *Bache F., Gargani J., Suc J.-P., Gorini C., Rabineau M., Popescu S.-P., Leroux E., Do Couto D., Jouannic G., Rubino J.-L., Olivet J.-L., Clauzon G., Dos Reis A.T., Aslanian D.* Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean) // *Mar. Petrol. Geol.* 2015. V. 66. P. 262–277.
445. *Baciu D.-S., Bannikov A.F., Tyler J.C.* Revision of the fossil fishes of the family Caproidae (Acanthomorpha) // *Studi ric. giacim. terz. Bolca. Verona.* 2005. V. 11. P. 7–74.
446. *Backman J., Raffi I.* Calibration of Miocene nannofossil events to orbitally tuned cyclostratigraphies from Ceara Rise // In: *Shackleton N.J., Curry W.B., Richter C., Bralower T.J.* (eds), *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res.* 1997. V. 154. P. 83–99.
447. *Backman J., Raffi I., Rio D., Fornaciari E., Pălike H.* Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // *Newsletters Stratigr.* 2012. V. 45. P. 221–244.
448. *Bakrač K.* Middle and Upper Miocene palynology from the south-western parts of the Pannonian Basin // *Joannea Geol. Palaontol.* 2007. № 9. P. 11–13.
449. *Bakrač K., Koch G., Sremac J.* Middle and Late Miocene palynological biozonation of the south-western part of Central Paratethys (Croatia) // *Geol. Croatica.* 2012. V. 65. N. 2, P. 207–222.
450. *Barbot de Marny N.* Über die jüngeren Ablagerungen des Südlichen Rusland // *Sitzungsber. Wien. Akad. Wiss.* 1866. Abt. A1. Bd. 53, H. 4. S. 339–342.
451. *Barron J.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearance and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // *Diatom research.* 2003. V. 18. № 2. P. 203–224.
452. *Bartol M.* Middle Miocene calcareous nannoplankton of NE Slovenia (Western Central Paratethys) // *Založba ZRC. Ljubljana.* 2009. P. 136.
453. *Beldean C., Bercea R., Filipescu S.* Sedimentology and biostratigraphy of the Early -- Middle Miocene transition in NW Transylvanian Basin (Pâgliša and Dej sections) // *Studia UBB Geol.* 2013. V. 58. N 1. P. 57–70.
454. *Beldean C., Filipescu S., Bălc R.* An Early Miocene biserial foraminiferal event in the Transylvanian Basin (Romania) // *Geol. Carpathica.* 2010. V. 61. N 3. P. 227–234.
455. *Beldean C., Filipescu S., Bălc R.* Paleoenvironmental and biostratigraphic data for the Early Miocene of the northwestern Transylvanian Basin based on planktonic foraminifera // *Carp. J. Earth Environm. Sci.* 2012. V. 7. N. 1. p. 171–184.
456. *Berger W.* Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens // *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 1954. V. 195. S. 228–333.
457. *Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Soc. Sediment. Geol.: Spec. Publ.* 1995. V. 54. P. 129–212.

458. *Bertini A., Corradini D.* Biostratigraphic and palaeoecological significance of *Galeacysta etrusca* in the “Iago-mare” facies from the Mediterranean area (Neogene) // Abs. 6 Intern. Conf. on Modern and Fossil Dinoflagellates. Dino 6, Trondheim, June 1998. Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Univ. (NTNU) Vitenskapsmuseet. Rap. Botan. Ser. 1998. V. 1. P. 15–16.

459. *Blanc-Valleron M.M., Pierre C., Caulet J.P., Caruso A., Rouchy J.M., Cespuglio G., et al.* Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 185. P. 255–286.

460. *Bogdanovicz A.* Entwicklungsetappen der Foraminiferen des Miozans von Nordkaukasus und Fragen deren Genese // *Mem. Bur. rech. geol. et minières.* 1971. V. 2. N 78. P. 739–744.

461. *Bramlette M.N., Riedel W.R.* Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent *Coccolithophore* // *J. Paleontol.* 1954. V. 28. P. 385–403.

462. *Bratishko A., Schwarzhan W., Reichenbacher B., VERNYHOROVA Y., Čorić S.* Fish otoliths from the Konkian (Miocene, early Serravallian) of Mangyshlak (Kazakhstan): testimony to an early endemic evolution in the Eastern Paratethys // *Paläontol. Z.* 2015. Bd. 89. N 4. P. 839–889.

463. *Bukry D.* Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils // *Micropaleontol.* 1978. V. 24. P. 44–60.

464. *Burckle L.H.* Late Cenozoic planktonic diatoms zones from the eastern Equatorial Pacific // *Simonsen R. (Ed.): Symposium on Recent and Fossil Marine Diatoms.* Nova Hedwigia, 1972. V. 39. P. 217–246.

465. *Carnevale G., Bannikov A.F., Landini W., Sorbini C.* Volhynian (early Sarmatian sensu lato) fishes from Tsurevsky, North Caucasus, Russia // *J. Paleontol.* 2006. V. 80. N. 4. P. 684–699.

466. *Chang L., Vasiliev I., Van Baak C.G.C., Krijgsman W., Dekkers M.J., Roberts A.P.* Identification and environmental interpretation of diagenetic and biogenic greigite in sediments: A lesson from the Messinian Black Sea // *Geochem., Geophysics, Geosystems.* 2014. V. 15. P. 3612–3627.

467. *Chepalyga A.L.* East Paratethys – Tethys marine connections along Euphrat Passage during Neogene // *Rom. J. Stratigr.* 1995. V. 76. Suppl. 7. P. 149–150.

468. *Chira C.* Middle Miocene calcareous nannoplankton from the western Transylvanian Basin, Romania: biostratigraphy, taxonomy and palaeoecology // *Studia Univ. Babeş-Bolyai. Geol.* 1999. V. 44. N 2. P. 3–75.

469. *Chira C.* Early Miocene calcareous nannofossils assemblages from Transylvania // *Acta Palaeontol. Rom.* 2004. V. 4. P. 81–88.

470. *Chira C., Malacu A.* Biodiversity and paleoecology of the Miocene calcareous nannoplankton from the Sibiu Area (Transylvania, Romania) // *Acta Palaeontol. Rom.* 2008. V.6. P. 17–28.

471. *Chira C., Marunteanu M.* Calcareous nannofossils and dinoflagellates from the Middle Miocene of the Transylvanian Basin, Romania / Abs. 8th INA (International Nannoplankton Association) Conf. Bremen. // *J. Nannoplankton Res.* 2000. V. 22. N 2. P. 89–90.

472. *Chira C., Vulc A.-M.* The Miocene calcareous nannofossils from Bistrița area (Transylvania, Romania) // *Geol.* 2003. V. 48. P. 67–80.

473. *Cicha I., Rögl F., Rupp C., Ctyroka J.* Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys // *Abh. Senck. Natur. Ges., Frankfurt a.M.* V. 549. 1998. 325 p.

474. CIESM Workshop: The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology. A consensus report. 33 in *Monographs (Brand F. Ed.). Monaco.* 2008. 168 p.

475. *Ciobanu M.* Fauna fosilă din Oligocenul de la Piatra Neamț. București: Acad. R.S.R., 1977. 159 p.
476. *Cita M.B., Gartner S.* The stratotype Zanclean foraminiferal and nannofossil biostratigraphy // *Riv. Ital. Paleont. Milano*, 1973. V. 79. N 4. P. 503–558.
477. *Clauzon G., Suc J.-P., Gauter F., Berger A., Loutre M.-F.* Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? // *Geol.* 1996. V. 24. N 4. P. 363–366.
478. *Čorič S.* Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Muhlbach beds (Gaidorf Formation, Lower Badenian) // *Ann. naturhist. Mus. Wien*. 2003. V. 104A. P. 15–21.
479. *Čorič S.S.* Occurrences of endemical Pannonian calcareous nannoplankton genus *Isolithus* Luljeva, 1989 in the Central Paratethys // *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brno. Geol.* 2001–2002. V. 31–32. P. 19–22.
480. *Čorič S.* Endemic Sarmatian and Pannonian calcareous nannoplankton from the Central Paratethys // *Harzhauser M., Zuschin M. (Eds.) 12 Congress RCMNS*, 2005. Abs. P. 53–54.
481. *Čorič S., Hohenegger J.* Quantitative analyses of calcareous nannoplankton assemblages from the Baden-Sooss section (Middle Miocene of Vienna Basin, Austria) // *Geol. Carpathica*. 2008. V. 59. P. 447–460.
482. *Čorič S., Rögl F.* Roggendore-1 Borehole, a key-section for Lower Badenian transgressions and the stratigraphic position of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria) // *Geol. Carpathica*. 2004. V. 55. № 2. P. 165–178.
483. *Čorič S.S., Švabenska L.* Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria) // *Geol. Carpathica*. 2004. V. 55. P. 147–153.
484. *Čorič S.S., Švabenska L., Rögl F., Petrova P.* Stratigraphical position of *Helicosphaera waltrans* nannoplankton horizon (NN5 Lower Badenian) // *Joanea Geol. Paläontol.* 2007. V. 9. P. 17–19.
485. *Corradini D., Biffi U.* Etude des Dinocystes a la limite Messinien-Pliocene dans la coupe Cava Serredi, Toscane, Italie // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*. 1988. V. 12. N 1. P. 221–236.
486. *Costa L., Manum S.* The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20) // *Geol. Jahrb.* 1988. V. A100. P. 321–330.
487. *Cox A.* Geomagnetic reversals // *Science (New York)*. 1969. V. 163. P. 237–245.
488. *Cziczter I., Magyar I., Pipik R., Böhme M., Coric S., Bakrač R., Suto-Szentai M., Lantos M., Babinszki E., Müller P.* Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. 2008. V. 98. N 7. P. 17–41.
489. *Degens E.T., Stoffers P., Golubic S., Dickman M.D.* Varve chronology: estimated rates of sedimentation in the Black Sea deep basin. US Government Print. Office. 1978. P. 499–508.
490. *De Verteuil L.* Palynological delineation and regional correlation of Lower through Upper Miocene sequences in the Cape May and Atlantic City Boreholes, New Jersey Coastal Plain // *Miller K.G., Snyder S.W. (Eds.) Proc. Ocean Drilling Program: Sci. Res.* 1997. V. 150X. P. 129–145.
491. *De Verteuil L., Norris G.* Miocene dinoflagellate stratigraphy and systematics of Maryland and Virginia // *Micropaleontol.* 1996. V. 42 (Suppl.). P. 1–172.
492. *Di Stefano A., Sturiale G.* Refinements of calcareous nannofossil biostratigraphy at the Miocene / Pliocene boundary in the Mediterranean region // *Geobios*. 2010. V. 43. P. 5–20.
493. *Di Stefano A., Foresi L.M., Lirer F., Iaccarino S.M., Turco E., Amore F.O., Mazzei R., Morabito S., Salvadorini G., Abdul Aziz H.* Calcareous plankton high resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean area // *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.* 2008. V. 114. N 1. P. 51–76.

494. *D'Orbigny A.* Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne. Paris, 1846. P. 1–314.
495. *Dybkjær K., Piasecki S.* Neogene dinocyst zonation for the eastern North Sea Basin, Denmark // *Rev. Palaeobot. and Palynology.* 2010. V. 161. P. 1–29.
496. *Ehrenberg G.G.* Ober neue Charaktere der erdigen und derben Mineralien // *Ann. Phys. und Chem. (Poggendorff's Ann.).* 1836. Bd. 39. S. 101–106.
497. *Erünał-Erentöz L.* Mollusques du Néogène des bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie). Ankara, 1958. 232 p. (Publ. Inst. Etud. Rech. Miner. Turquie. Ser. C. № 4).
498. *Fischer A.G., De Boer P.L., Premoli Silva I.* Cyclostratigraphy // *Beaudoin B. and Ginsburg R.N.* (eds.): *Global Sedimentary Geology Program: Cretaceous Resources, Events and Rhythms.* Kluwer, Dordrecht: NATO ASI Ser., 1988. P. 139–172.
499. *Fongngern R., Olariu C., Steel R., Mohrig D., Krézsek C., Hess T.* Subsurface and outcrop characteristics of fluvial-dominated deep lacustrine clinofolds // *Basin Res.* 2017. V. 65. N 5. P. 1447–1481.
500. *Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D., Negri A.* Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region // *Micropaleontol.* 1996. V. 42. N 1. P. 37–63.
501. *Fornaciari E., Rio D.* Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region // *Micropaleontol.* 1996. V. 42. N 1. P. 1–36.
502. *Frunzescu D., Anastasiu N.M.P.* Clastic evaporite events in the Lower Neogene of the Pericarpation Unit // *Rom. J. Strat.* 1995. V. 76. P. 7–12.
503. *Galović I.* How tectonic, sea level changes and (dis)connections with others marine areas influenced on calcareous nannoplankton assemblage during the Sarmatian/Pannonian transition // *4th Croatian Geol. Congr. Abs. book.* 2010. P. 58–59.
504. *Galović I.* Sarmatian calcareous nannofossil assemblages in the SW Paratethyan marginal marine environments: Implications for palaeoceanography and the palaeoclimate // *Progr. Oceanogr.* 2017. V. 156. P. 209–220.
505. *Garecka M.* Record of changes in the Oligocene–Miocene sediments of the Menilite–Krosno series of the Skole unit based on calcareous nannoplankton studies – biostratigraphy and palaeogeographical implications (Polish Outer Carpathians) // *Biul. Panstw. Inst. Geol.* 2012. V. 453. P. 1–22.
506. *Gazdzicka E.* Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (north eastern part of the Carpathian Foredeep // *Geol. Quarterly.* 1994. V. 38. P. 553–570.
507. *Gillet H., Lericolais G., Rehault J.-P.* Messinian event in the Black sea: Evidence of a Messinian erosional surface // *Marine Geol.* 2007. V. 244. P. 142–165.
508. *Glibert M., van de Poel L.* Les Bivalvia fossiles du Cénozoïque étranger des collections de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique. 4. Heteroconchia. 2. Corbiculidae à Petricolidae. // *Mém. Inst. royal Sci. natur, Belg.* 1966. V. 82. N 2. P. 1–82.
509. *Golovina L.* Biostratigraphic subdivisions by nannoplankton in the reference sections of the Taman trough and Ciscaucasia // *Paleontol. J.* 2019. V. 53. N 9. P. 20–26.
510. *Golovina L.A., Radionova E.P., Van Baak C.G.C., Krijgsman W., Palcu D.* A late Maeotian age (6.7– 6.3 Ma) for the enigmatic “Pebbly Breccia” unit in DSDP Hole 380A of the Black Sea // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2019. V. 533. 109269
511. *Golovina L.A., Vernigorova Y.V.* Middle Miocene (Konkian) calcareous nannoplankton and foraminiferal assemblages (Taman Peninsula and Cis-Caucasia, Russia) // *In Neogene of Central and South-Eastern Europe, 4th Intern. Workshop, Slovakia.* 2011. P. 11–12.

512. *Goncharova I.A.* On taxonomical position of *Davidaschvilia* Merklin and *Zhgentiana* Janssen et al. (Bivalvia, Lutetiidae) from the Middle Miocene of Eastern Paratethys // In Neogene of Central and South-Eastern Europe, 8th Intern. Workshop, Poland. 2019. P. 40–41.
513. *Gozhyk P., Semenenko V., Andreeva-Grigorovich A., Maslun N.* The correlation of the Neogene of Central and Eastern Paratethys segments of Ukraine with the International Stratigraphic Chart based on planktonic microfossils // *Geol. Carpathica*. 2015. V. 66. N 3. P. 235–244.
514. *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* (Eds.) A Geological Time Scale 2012. V. 2. Cambridge Univ. Press.
515. *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* (Eds.) Geological Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam: Elsevier, 2020. 1357 p.
516. *Grothe A., Andreetto F., Reichart G., Wolthers M., Van Baak C.G.C., Vasiliev I., Stoica M., Sangiorgi F., Middelburg J.J., Davies G.R., Krijgsman W.* Paratethys pacing of the Messinian salinity crisis: low salinity waters contributing to gypsum precipitation? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 532. 116029.
517. *Grothe A., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stoica M., Krijgsman W.* Migration of the dinoflagellate *Galeacysta etrusca* and its implications for the Messinian salinity crisis // *Newsl. Stratigr.* 2018. V. 51. P. 73–91.
518. *Grothe A., Sangiorgi F., Mulders Y.R., Vasiliev I., Reichart G.-J., Brinkhuis H., Stoica M., Krijgsman W.* Black Sea desiccation during the Messinian Salinity Crisis: Fact or fiction? // *Geol.* 2014. V. 42. N 7. P. 1–4.
519. *Gunderson K.L., Kodama K.P., Anastasio D.J., Pazzaglia F.G.* Rock-magnetic cyclostratigraphy for the Late Pliocene – Early Pleistocene Stirone section, Northern Apennine mountain front, Italy // *Geol. Soc., London. Special Publ.* 2012. V. 373.
520. *Hajós M.* Diatomeen des Pannonien in Ungarn // *Chronostratigraphie und Neostratotypen Miosän M7. Pannonian*. Budapest: Akad. Kiado, 1986. P. 534–585.
521. *Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D.* PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis // *Palaeontol. Electronica*. 2001. V. 4. P. 1–9.
522. *Harzhauser M., Kranner M., Mandic O., Strauss Ph., Siedl W., Piller W.E.* Miocene lithostratigraphy of the northern and central Vienna Basin (Austria) // *Austr. J. Earth Sci.* 2020. V. 113. N 2. P. 169–200.
523. *Harzhauser M., Mandic O., Zuschin V.* Changes in Paratethyan marine molluscs at the Early/Middle Miocene transition: diversity, palaeogeography and palaeoclimate // *Acta Geol. Polonica*. 2003. V. 53. N. 4. P. 323–339.
524. *Harzhauser M., Piller W.E.* The Early Sarmatian – hidden seesaw changes // *Cour. Forsh.-Inst. Senckenberg*. 2004. V. 246. P. 89–112.
525. *Hilgen F.J.* Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 349–368.
526. *Hilgen F.J., Abdul Aziz H., Krijgsman W., Raffi I., Turco E.* Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2003. V. 199. P. 229–264.
527. *Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A.* The Neogene Period // *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* (Eds.) A Geological Time Scale. 2012. V. 2. Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 923–979.
528. *Hilgen F.J., Schwarzacher W., Strasser A.* Concepts and definitions in cyclostratigraphy (second report of the cyclostratigraphy working group) // *SEPM. Spec. Publ.* Tulsa. 2004. V. 81. P. 303–305.
529. *Hinnov L.A., Ogg J.G.* Cyclostratigraphy and the astronomical time scale // *Stratigraphy*. 2007. V. 4. N 2/3. P. 239–251.

530. *Hodell D.A., Curtis J.H., Sierro F.J., Raymo M.E.* Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic // *Paleoceanography*. 2001. V. 16. P. 164–178.

531. *Hohenegger J., Ćorić S., Khatun M., Pervesler P., Rögl F., Rupp C., Selge A., Uchmann A., Wagreich M.* Cyclostratigraphic dating in the Lower Badenian (Middle Miocene) of the Vienna Basin (Austria): the Baden-Sooss core // *Int. J. Earth Sci.* 2009a. V. 98. P. 915–930.

532. *Hohenegger J., Ćorić S., Wagreich V. et al.* Timing of the Middle Miocene Badenian stage of the Central Paratethys // *Geol. Carpathica*. 2014. V. 65. N 1. P. 55–66.

533. *Hohenegger J., Rögl F., Ćorić S., Pervesler P., Lirer F., Roetzel R., Scholger R., Stingl K.* The Styrian Basin: a key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions // *Austr. J. Earth Sci.* 2009b. V. 102. P. 102–132.

534. *Hohenegger J., Wagreich M.* Time calibration of sedimentary sections based on insolation cycles using combined cross-correlation: dating the gone Badenian stratotype (Middle Miocene, Paratethys, Vienna Basin, Austria) as an example // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 2012. V. 101. P. 339–349.

535. *Holcová K.* New methods in foraminiferal and calcareous nannoplankton analysis and evolution of Oligocene and Miocene basins of the Southern Slovakia // *Slovak Geol. Mag.* 2001. V. 7. P. 19–41.

536. *Holcová K.* Quantitative calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Oligocene/Miocene boundary interval in the northern part of the Buda Basin (Central Paratethys) // *Geol. Quarterly*. 2005. V. 49. P. 263–274.

537. *Holcová K.* Calcareous nannoplankton and foraminiferal response to global Oligocene and Miocene climatic oscillations: a case study from the Western Carpathian segment of the Central Paratethys // *Geol. Carpathica*. 2017. V. 68. N 3. P. 207–228.

538. *Hoyle T.M., Leroy S.A., López-Merino L., Miggins D.P., Koppers A.A.* Vegetation succession and climate change across the Plio-Pleistocene transition in eastern Azerbaijan, central Eurasia (2.77–2.45 Ma) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. V. 538. 109386.

539. *Hüsing S.K., Hilgen F.J., Abdul Aziz H., Krijgsman W.* Completing the Neogene geological time scale between 8.5 and 12.5 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 253. P. 340–358.

540. *Hüsing S.K., Kuiper K.F., Link W., Hilgen F.J., Krijgsman W.* The upper Tortonian–lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): completing a Mediterranean reference section for the Tortonian Stage // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 282. P. 140–157.

541. *Ilgar A.* Miocene sea-level changes in northernmost Anatolia: Sedimentary record of eustasy and tectonism at the peri-Pontide fringe of Eastern Paratethys // *Sedimentary Geol.* 2015. V. 316. P. 62–79.

542. *Janssen A.W., Janssen R., van der Voort J.* *Spaniodontella* Andrussov in Goloubiatnikow, 1902 – a critical survey of use and validity of the genus, and its relationship to the genus *Alveinus* Conrad, 1865 (Mollusca, Bivalvia: Glossoidea, Kelliellidae) // *Cainozoic Res.* 2015. V. 15. P. 127–146.

543. *Jerkovič L., Ćorić S.* Middle Miocene (Badenian/Sarmatian) calcareous nannoplankton from the southern margin of the Central Paratethys (Northern Bosnia) // *J. Nannopl. Res. (Abs. INA 11 Conf., Lincoln, Nebraska)*. 2006. P. 31–33.

544. *Jimenez-Moreno G., Head M.J., Harzhauser M.* Early and Middle Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy of the central Paratethys, central Europe // *J. Micropalaeontol.* 2006. V. 25. P. 113–139.

545. *Jipa D.* Late Neogene–Quaternary evolution of Dacian basin (Romanian). An analysis of sediment thickness pattern // *Geo-Eco-Marina*. 1997. V. 2. P. 127–134.

546. *Jipa D.C.* Large-scale along-arc sedimentary migration in the Carpathian Foredeep. A paleogeographic approach // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2018. V. 505. P. 140–149.
547. *Jorissen E.L., de Leeuw A., van Baak C.G.C., Mandic O., Stoica M., Abels H.A., Krijgsman W.* Sedimentary architecture and depositional controls of a Pliocene river-dominated delta in the semi-isolated Dacian Basin, Black Sea // *Sediment. Geol.* 2018. V. 368. P. 1–23.
548. *Karpatian.* A lower Miocene stage of the Central Paratethys. (*Bzrobahaty R., Cicha I., Kovac M., Rögl F.* (eds.)). Brno: Masaryk Univ., 2003. 360 p.
549. *Khramov A.N.* Paleomagnetism and stratigraphic correlation. Canberra: Depart. Geophys. Australian Nat. Univ. 1960. 204 p.
550. *King C.* Biostratigraphy // *King C., Gale A.S., Barry T.L.* (Eds). A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. London: Geol. Soc. London. Spec. Rep. 2016. V. 27: P. 19–57.
551. *Kojumdgieva E.I., Paramonova N.P., Belokryz L.S., Muskhelishvili L.V.* Ecostratigraphic subdivision of the Sarmatian after molluscs // *Geol. Carpathica.* 1989. V. 40. P. 81–84.
552. *Kováč M., Andreyeva-Grigorovich A., Bajraktarević Z., Brzobohatý R., Filipescu S., Fodor L., Harzhauser M., Oszczyppo N., Pavelic D., Rögl F., Saftić B., Sliva L., Studencka B.* Badenian evolution of the Central Paratethys sea: paleogeography, climate and eustatic sea level changes // *Geol. Carpathica.* 2007. V. 58. P. 579–606.
553. *Krezsek C., Schleder Z., Bega Z., Ionescu G., Tari G.* The Messinian sea-level fall in the western Black Sea: small or large? Insights from offshore Romania // *Petrol. Geosci.* 2016. V. 22. P. 392–399.
554. *Krhovský J., Zaporozhets N.I., Radionova E.P.* et al. Microphytoplankton, pollen, spores and plant's megafossils from Majkopian deposits of Belaja valley, North West Pre-Caucasus: preliminary results of studying // *Proc. Symp. "Paleontology and stratigraphy of the Eocene-Miocene sections of the Western Pre-Caucasia"*. Moscow – Krasnodar – Majkop: Paleontol. Inst. RAS, 1995. P. 1–3.
555. *Krijgsman W., Langereis C.G., Zachariasse W.J., Boccaletti M., Moratti G., Gelati R., Iaccarino S., Papani G., Villa G.* Late Neogene evolution of the Tara–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis // *Marine Geol.* 1999. V. 153. P. 147–160.
556. *Krijgsman W., Palcu D.V., Andreetto F., Stoica M., Mandic O.* Changing seas in the late Miocene Northern Aegean: A Paratethyan approach to Mediterranean basin evolution // *Earth-Sci. Reviews.* 2020. V. 210. 103386
557. *Krijgsman W., Stoica M., Vasiliev I., Popov V.V.* Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 290. N 1–2. P. 183–191.
558. *Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., van Baak C., Agustí J., Alçiçek M.C., Aliyeva E., Bista D., Bruch A., Büyükermeriç Y., Bukhsianidze M., Flecker R., Frolov P., Hoyle T.M., Jorissen E.L., Kirscher U., Koriche S.A., Kroonenberg S.B., Lordkipanidze D., Oms O., Rausch L., Singarayer J., Stoica M., van de Velde S., Titov V.V., Wesselingh F.P.* Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // *Earth-Sci. Reviews.* 2019. V. 188. P. 1–40.
559. *Lancis C., Tent-Manchús J.E., Flores J.A., Soria J.M.* The Pliocene Mediterranean infilling of the Messinian Erosional Surface: New biostratigraphic data based on calcareous nannofossils (Bajo Segura Basin, SE Spain) // *Geol. Acta.* 2015. V. 13. N. 3. P. 211–228.
560. *Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B.* A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astron. Astrophys.* 2004. V. 428. P. 261–285.

561. Lazarev S., Jorissen E.L., van de Velde S., Rausch L., Stoica M., Wesselingh F.P., van Baak C.G., Yanina T.A., Aliyeva E., Krijgsman W. Magneto-biostratigraphic age constraints on the palaeoenvironmental evolution of the South Caspian basin during the Early-Middle Pleistocene (Kura basin, Azerbaijan) // Quaternary Sci. Reviews. 2019. V. 222. 105895.

562. Lazarev S., de Leeuw A., Stoica M., Mandić O., van Baak C.G.C., Vasiliev I., Krijgsman W. From Khersonian drying to Pontian “flooding”: late Miocene stratigraphy and palaeoenvironmental evolution of the Dacian Basin (Eastern Paratethys) // Glob. Planet. Chang. 2020. V. 192. 103224.

563. Lazarev S., Kuiper K.F., Oms O., Bukhsianidze M., Vasilyan D., Jorissen E.L., Bouwmeester M.J., Aghayeva V., van Amerongen A.J., Agustii J., Lordkipanidze D., Krijgsman W. Five-fold expansion of the Caspian Sea in the late Pliocene: New and revised magnetostratigraphic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the Akchagylian Stage // Glob. Planet. Chang. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103624>.

564. Lehotayova R. *Helicosphaera porosa* – new species of calcareous nannoflora from Oligocene/Miocene boundary // Zapad. Karp. Ser. paleontol. 1985. P. 103–104.

565. Lirer F., Iaccarino S.M. Integrated stratigraphy (cyclostratigraphy and biochronology) of late Middle Miocene deposits in the Mediterranean area and comparison with the North and Equatorial Atlantic Oceans: synthesis of the major results // Terra Nova. 2005. V. 17. P. 338–349.

566. Lirer F., Harzhauser M., Pelosi N., Piller W.E., Schmid H.P., Sprovieri M. Astronomically forced teleconnection between Paratethyan and Mediterranean sediments during the Middle and Late Miocene // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2009. V. 275, P. 1–13.

567. Loeblich A.J.R., Tappan H. Sarcodina chiefly “Thecamoebians” and Foraminifera // Treatise Inver. Paleontol. Protista 2. V. 1. New York, 1987. P. 1–510.

568. Louwye S., Foubert A., Mertens K., Van Rooij D. IODP Expedition 307, Scientific Part. Integrated stratigraphy and palaeoecology of the Lower and Middle Miocene of the Porcupine Basin // Geol. Mag. 2007. V. 145. P. 1–24.

569. Louwye S., Marquet R., Bosselaers M., Lambert O. Stratigraphy of an Early-Middle Miocene sequence near Antwerp in northern Belgium (southern North Sea Basin) // Geol. Belgica. 2010. № 13 (3). P. 269–284.

570. Maissuradze L., Koiava K., Spezzaferri S., Shatilova I., Mchedlishvili N., Shubitidze L., Strasser A. The microfaunistic and palinological characteristic of Middle Sarmatian deposits of Eastern Georgia (Kartli) // Proc. Geogr. AS. Biol. Ser. B. 2008. V. 6. N 1–2. P. 57–71.

571. Mandić O. Pectinid bivalves from the Grund Formation (Lower Badenian, Middle Miocene, Alpine-Carpathian Foredeep) – taxonomic revision and stratigraphic significance // Geol. Carpathica. 2004. V. 55. N 2. P. 129–146.

572. Mandić O., Harzhauser M. Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaiendorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – Taxonomy, Paleocology and Biostratigraphy // Ann. Naturhist. Mus. Wien. 2003. V. 104A. P. 85–127.

573. Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. 2 Planktonic Conf., Roma, 1970–1971. P. 739–785.

574. Mărunțeanu M. Distribution of the Miocene calcareous nannofossils in the Intra- and Extra-Carpathian areas of Romania // Knihovnička ZPN. 1992. V. 14b. N 2. P. 247–261.

575. Mărunțeanu M. The Meotian nannoplankton study // Ann. Inst. Geol. Rom. 1998. V. 70. P. 87–90.

576. Mărunțeanu M. Litho- and biostratigraphy (calcareous nannoplankton) of the Miocene deposits from the Outer Moldavides // Geol. Carpathica. 1999. V. 50. № 4. P. 313–324.

577. *MăruŃeanu M., Chira C.* Marine middle Miocene calcareous nannoplankton: a comparative study of the Subcarpathians and Transylvanian Basin // Abs. 16 CarpathoBalkan Congr., Vienna, 1998.
578. *MăruŃeanu M., Crihan M., Chira C.* Badenian nannofossil zonation – the Carpathian area, Romania // Acta Palaeontol. Rom. 2000. V. 2. P. 261–267.
579. *MăruŃeanu M., Papaianopol I., Popescu Gh., Olteanu R., Macalet R., Pestrea S., Petcu I.* Biostratigraphic studies for the standart scale of the Neogene-Moesian and Moldavian platforms // Rom. J. Stratigr. 1998a. V. 78. P. 63–68.
580. *MăruŃeanu M., Papaianopol I., Popescu Gh., Olteanu R., Pestrea S., Macalet R.* The Meotian nannoplankton study // Ann. Inst. Geol. Rom. 1998b. V. 70. P. 108–112.
581. *Melinte-Dobrinescu M., Brustur T.* Oligocene-Lower Miocene events in Romania // Acta Palaeontol. Rom. 2008. V. 6. P. 203–215.
582. *Miller K.G., Wright J.D.* Success and failure in Cenozoic global correlations using golden spikes: a geochemical and magnetostratigraphic perspective // Episodes. 2017. V. 40 N 1. P. 8–21.
583. *Minashvili T.* Calcareous nannofossil biostratigraphy and correlation of Oligocene and Miocene deposits of Georgia // Mem. Di sci. geol. 1992. V. 43. P. 277–282.
584. *Minashvili T., Ananiashvili G.* Problem of stratigraphic boundary between the Paleogene and Neogene systems in the Eastern Paratethys // Bull. Georgian Nat. Acad. Sci. 2017. V. 11. N 3. P. 106–111.
585. *Moghadam I.M.* Stratigraphy of Neogene Deposits in Northern Iran // Middle-East J. Sci. Res. 2013. V. 15 N 6. P. 846–852.
586. *Monari S.* Phylogeny and biogeography of pholadid bivalve *Barnea (Anchomasa)* with considerations on the phylogeny of Pholadoidea // Acta Palaeontol. Pol. 2009. V. 54. N 2. P. 315–335.
587. *Neveskaya L.A., Paramonova N.P., Popov S.V.* History of Lymnocardiinae (Bivalvia, Cardiidae) // Paleontol. Journ. 2001. V. 35. Supp. 3. P. S147–S217.
588. *Nosovsky M.F., Bogdanowicz A.K.* The Caucasian – a new regional stage of the Eastern Paratethys // Ann. Geol. Pays Helleniques. 1979. Fasc. 2. P. 899–907 (7-th Intern. Conr. Mediter. Neogene, Athens, 1979).
589. *Okada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Marine Micropaleontol. 1980. V. 5. P. 321–325.
590. *Ozdínová J., Soták* Oligocene—Early Miocene planktonic microbiostratigraphy and paleoenvironments of the South Slovakian Basin (Lučenec Depression) // Geol. Carpathica. 2014. V. 65. N 6. P. 451–470.
591. *Özsayar J.* Karadeniz kiyi bölgesindeki neojen formasyonlari ve neojen formasyonlari ve bunlari mollusk faunasinin incelenmesi. Karadeniz Teknik Univ. Yayin. N 79. Ver Bilimleri Fakultesi Yayin. 1977. V. 80. N 9. (in Turkish).
592. *Paillard D., Labeyrie L., Yiou P.* Macintosh program performs timeseries analysis // Trans. Amer. Geophys. Union. 1996. V. 77. P. 379.
593. *Palcu D., Golovina L.A., Vernyhorova Y.V., Popov S.V., Krijgsman W.* Middle Miocene paleoenvironmental crises in Central Europe caused by changes in Paratethys gateway configuration // Glob. Planet. Chang. 2017. V. 158. P. 57–71.
594. *Palcu D.V., Popov S.V., Golovina L.A., Kuiper K.F., Liu S., Krijgsman W.* The shutdown of an anoxic giant: magnetostratigraphic dating of the end of the Maikop Sea // Gondwana Res. 2019a. V. 67. P. 82–100.
595. *Palcu D., Tulbure M., Bartol M., Kouwenhoven T.J., Krijgsman W.* The Badenian–Sarmatian extinction event in the Carpathian foredeep basin of Romania: paleogeographic changes in the Paratethys domain // Glob. Planet. Chang. 2015. V. 133. P. 346–358.

596. *Palcu D.V., Vasiliev I., Stoica M., Krijgsman W.* The end of the great Khersonian drying of Eurasia: magnetostratigraphic dating of the Maeotian transgression in the Eastern Paratethys // *Basin Res.* 2019b. V. 31. P. 33–58.

597. *Palcu D.V., Patina I.S., Șandric I., Lazarev S., Vasiliev I., Stoica M., Krijgsman W.* Late Miocene megalake regressions in Eurasia // *Sci. Rep.* 2021. 11:11471 <https://doi.org/10.1038/s41598-021-91001-z>.

598. Paleontology and stratigraphy of the Middle – Upper Miocene of the Taman Peninsula. Pt. 1. Description of key-sections and benthic fossil groups // *Paleontol. Journ.* 2016. V. 50. № 10. P. 1039–1206.

599. *Pană I.* Congerii din grupa mytiliforme întâlnite în depozitele meoțiene de la curbura estică a Carpaților // *Bul. soc. șt. geol. din R. S. România.* 1969. V. 11. P. 327–335. (in Romanian)

600. *Papaianopol J.* Studiul stratigrafic al neogenului din molasa pericarpatica // *Rezumatul tezei de doctorat.* Jasi: Univ. "Al. J. Cuza", 1992. 24p.

601. *Papaianopol I.* Paleobiogeography of Dacian mollusca on the Moesian platform // *Rom. J. Paleontol.* 1995. V. 76. P. 121–126.

602. *Papaianopol I., Marinescu F., Krstic N., Macalet R.* Neogen der Zentrale Paratethys. Pliozän, Romanien, P12. Chronostratigraphie und Neostatotypen 10. Bucharest: Editura Acad. Rom. 2003.

603. *Papp A., Schmid M.E.* Die fossilen Foraminiferen des Tertären Beckens von Wien – Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846) // *Abh. Geol. B.-A. Bd.* 37. 1985. S. 1–311.

604. *Percival S.F.* Indigenous and reworked coccoliths from the Black Sea // *Initial Rep. Deep Sea Dril. Proj.* Washington: U.S. Govern. Printing Office, 1978. P. 773–781.

605. *Piller W.E., Harzhauser M., Mandic O.* Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions // *Stratigraphy.* 2007. V. 4. P. 151–168.

606. *Pisera A.* Miocene reefs of the Paratethys: a review // *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions* (Franseen E.K. et al. Eds.) Tulsa, 1996. P. 97-104 (SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol. V. 5).

607. *Polovodova I., Schönfeld J.* Foraminiferal test abnormalities in the Western Baltic Sea // *J. Foraminiferal Res.*, 2008. V. 38, N 4. P. 318–336.

608. Pontien. Chronostratigraphie und Neostatotypen Neogen der Westlichen (“Zentrale”) Paratethys. Bd. 8. Zagreb - Beograd: JAZU et SANU. 1989. 952 p.

609. *Popescu G.* Contribution of the Sarmatian Foraminifera of Romania // *Rom. J. Paleontol.* 1995. V. 76. P. 85–98.

610. *Popescu S.-M.* Late Miocene and early Pliocene environments in the southwestern Black Sea region from high-resolution palynology of DSDP Site 380A (leg 42B) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. V. 238. P. 64–77.

611. *Popescu S.-M., Biltekin D., Winter H., Suc J.-P., Melinte-Dobrinescu M.C., Klotz S., Combourieu-Nebout N., Rabineau M., Clauzon G., Deaconu F.* Pliocene and Lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: long pollen records and climatostratigraphy // *Quaternary Intern.* 2010. V. 219. P. 152–167.

612. *Popescu S.-M., Dalesme F., Jouannic G., Escarguel G., Head M.J., Melinte-Dobrinescu M.C., Sütö-Szentai M., Clauzon G., Suc J.-P.* *Galeacysta etrusca* complex: dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes to the Mediterranean Sea before and after the peak of the Messinian salinity crisis // *Palynology.* 2009. V. 33. N 2. P. 105–134.

613. *Popescu S.-M., Melinte-Dobrinescu M. C., Suc J.-P.* Comment objective utilization of data from DSDP Site 380 (Black Sea) // *Terra Nova.* 2016. V. 28. N 3. P. 228–229.

614. *Popescu S.-M., Suc J.-P., Loutre M.-F.* Early Pliocene vegetation changes forced by eccentricity-precession. Example from Southwestern Romania // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. V. 238. P. 340–348.

615. *Popov S.V., Bugrova E.M., Amitrov O.V. et al.* Biogeography of the northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Pt 3. Late Oligocene – Early Miocene. Marine basins // *Paleontol. J.* 2004a. V. 38. Suppl. 6. P. S653–S716.
616. *Popov S.V., Filippova N.Yu., Golovina L.A., Goncharova I.A., Radionova E.P., Tesakov A.S., Trubichin V.M.* Eastern Paratethys stratigraphic scale of Neogene: Correlation Possibilities // *Neogene to Quaternary Geol. Evolution of Mediterranean, Paratethys and Black Sea. Abs. 14 RCMNS Congr., Istanbul. Sept. 8-12. 2013.* P. 209.
617. *Popov S.V., Golovina L.A., Jafarzadeh M., Goncharova I.A.* Eastern Paratethys Miocene deposits, mollusks and nannoplankton of the Northern Iran // *Neogene of the Paratethyan Region, 6 workshop on Neogene of Central and SE Europe, Orfu, Hungary. 2015.* P. 71–72.
618. *Popov S.V., Goncharova I.A., Kozyrenko T.F. et al.* Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas // *Excursion guidebook. M.: Palaeontol. Inst. RAS, 1996.* 30 p.
619. *Popov S.V., Ilyina L.B., Paramonova N.P., Goncharova I.A., et al.* Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys // *Cour. Forsh.-Inst. Senckenberg. 2004b.* V. 250, P. 1–46, 10 maps.
620. *Radionova E.P., Golovina L.A.* Upper Maecotian-Lower Pontian “Transitional Strata” in the Taman Peninsula: Stratigraphic position and paleogeographic interpretations // *Geol. Carpathica. 2011.* V. 62. N 1. P. 77–90.
621. *Radionova E.P., Golovina L.A., Filippova N.Yu., Trubikhin V.M., Popov S.V., Goncharova I.A., Vernigorova Yu.V., Pinchuk T.N.* Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys // *Central Europ. J. Geosci. 2012.* V. 4, № 1. P. 188–204.
622. *Raffi I.* Precision and accuracy of nannofossil biostratigraphic correlation // *Philos. Trans. Roy. Soc. A: Mathem., Phys. Engin. Sci. 1999.* V. 357. P. 1975–1993.
623. *Raffi I., Agnini C., Backman J., Catanzariti R., Palike H.* A Cenozoic calcareous nannofossil biozonation from low and middle latitudes: a synthesis // *J. Nannopl. Res. 2016.* V. 36. P. 121–132. (Proc. Intern. 15-th INA Conf., Bohol, Philippines).
624. *Raffi I., Backman J., Fornaciari E., Palike H., Rio D., Lourens L., Hilgen F.* A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years // *Quaternary Sci. Rev. 2006.* V. 25. P. 3113–3137.
625. *Reischenbacher D., Rifelj H., Sachsenhofer R., Jelen B., Ćorić S., Gross M., Reichenbacher B.* Early Badenian paleoenvironment in the Lavanttal Basin (Mühldorf Formation; Austria): Evidence from geochemistry and paleontology // *Austr. J. Earth Sci. V. 100. 2007.* P. 202–229.
626. *Richards K.* Studies in Caspian palynology: Six million years of vegetation, climate and sea level change. PhD thesis. Amsterdam. 2018. 264 p.
627. *Rio D., Sprovieri R., Raffi I.* Calcareous plankton stratigraphy and biochronology of the Pliocene–lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area, Sicily // *Marine Micropaleontol. 1984.* V. 9. P. 135–180.
628. *Rögl F.* On the Pontian Correlation in the Aegean (Aegina Island) // *Newsl. Stratigr. 1991.* V. 24. N 3. P. 137–158.
629. *Rögl F., Ćorić S.S., Hohenegger J., Pervesler P., Roetzel R., Scholger R., Spezzaferrri S., Stingl K.* Cyclostratigraphy and transgressions at the Early/Middle Miocene (Karpatian/Badenian) Boundary in the Austrian Neogene Basins (Central Paratethys) // *Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brno. Geol. 2007.* V. 36. P. 7–13.
630. *Rögl F., Nagymarosy A.* Biostratigraphy and correlation of the Lower Miocene Michelstetten and Ernstbrunn sections in the Waschberg Unit, Austria (Upper Egerian to Eggenburgian, Central Paratethys) // *Cour. Forsh.-Inst. Senckenberg. 2004.* V. 246. P. 129–151.

631. Rögl F., Spezzaferri S., Čorič S.S. Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene boundary) in Austria (Central Paratethys) // Cour. Forsh.-Inst. Senckenberg. 2002. V. 237. P. 47–67.

632. Rostovtseva Yu.V., Rybkina A.I. The Messinian event in the Paratethys: Astronomical tuning of the Black Sea Pontian // Marine Petrol. Geol. 2017. V. 80. P. 321–332.

633. Roveri M., Flecker R., Krijgsman W., Lofi J., Lugli S., Manzi V., Siero F.J., Bertini A., Camerlenghi A., De Lange G., Govers R., Hilgen F.J., Hubscher C., Meijer P.T., Stoica M. The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences // Marine Geol. 2014. V. 352. P. 25–58.

634. Rückert-Ülkümen N. Carangidae, Priacanthidae, Scorpaenidae und Sparidae (Pisces) aus den sarmatischen Schichten von Pinarhisar (Thrakien, Türkei) // Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläontol. Hist. Geol. 1995. Bd 35. S. 65–86.

635. Rybkina A.I., Kern A.N., Rostovtseva Yu.V. New evidence of the age of the lower Maeotian substage of the Eastern Paratethys based on astronomical cycles // Sediment. Geol. 2015. V. 330. P. 122–131.

636. Sachsenhofer R.F., Popov S.V., Akhmetiev M.A. et al. The type section of the Maikop Group (Oligocene–Lower Miocene) at the Belaya River (North Caucasus): Depositional environment and hydrocarbon potential // AAPG Bull. 2017. V. 101. № 3. P. 289–319.

637. Sachsenhofer R.F., Popov S.V., Coric S., Mayer J., Misch D., Morton M.T., Rauball J., Tari G. Paratethyan petroleum source rocks: an overview // J. Petroleum Geol. 2018. V. 41. N 3. P. 219–246.

638. Saint-Germes M. Etude sédimentologique et géochimique de la matière organique du bassin Maykopien de la Crimée à l'Azerbaïdjan. Mem. Sci. Terre. Acad. de Paris Univ. P. et M. Curie, 1998. 295 p.

639. Seněš J. Regional stages of the Central Paratethys Neogene and the definition of their lower boundaries // Proc. 6 Congr. RCMNS. 1975. Veda: Bratislava. P. 259–265.

640. Schulz M., Mudelsee M. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series // Computers and Geosci. 2002. V. 28. P. 421–426.

641. Schütt H. Die Mollusken der mittelsarmatischen Cryptomactra-Schichten der Türkischen Schwarzmeerküste zwischen Sinop und Akliman // Geol. Palaeontol. 1992. T. 26. S. 163–177.

642. Shackleton N.J., Crowhurst S.J., Weedon G.P., Laskar J. Astronomical calibration of Oligocene-Miocene time // Philos. Trans. Roy. Soc. A: Mathem. Phys. Engin. Sci. 1999. V. 357. P. 1907–1929.

643. Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846 // Proc. ODP Sci. Results. 1995. V. 138. P. 337–353.

644. Shackleton N.J., Hall M.A., Raffi I., Tauxe L., Zachos J. Astronomical calibration age for the Oligocene-Miocene boundary // Geol. 2000. V. 28. P. 447–450.

645. Shatilova I., Maissuradze L., Rukhadze L., Mchedlishvili N., Koiava K., Spezzaferri S., Strasser A. Bioevents of the territory of Georgia during the Late Cenozoic as evidenced by foraminifers and palynomorphs // Proc. Georg. AS. Biol. Ser. B. 2009. V. 7. N 1–2. P. 90–109.

646. Simionescu J.Th. Contribution à la géologie de la Moldavie // Ann. sti. Univ. Jassi. 1903. T. 2. Fasc. 3–4. P. 234–250.

647. Snel E., Marunteanu M., Meulenkamp J.E. Calcareous nannofossil biostratigraphy, magnetostratigraphy of the Upper Miocene and Lower Pliocene of the Northern Aegean, Greece // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. 2006. V. 238. P. 125–150.

648. *Spezzaferri S., Olsson R.K., Hemleben C.* Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene to lower Miocene *Globigerinoides* and *Trilobatus* // *Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.* 2018. V. 46. P. 269–306.
649. *Stancheva M.* (ed.) Upper Miocene ostracods from northern Bulgaria. Sofia: Acad. Bulgare sci., 1990. 116 p.
650. *Steininger F.F., Aubry M.-P., Berggren W.A., Biolzi M., Borsetti A.M., Cartlidge J.E., et al.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene // *Episodes.* 1997. V. 20. № 1. P. 23–28.
651. *Steininger F., Rögl F.* Stratigraphic correlation of the Tethys – Paratethys Neogene: Project 25 // *Geol. correlation. Spec. issue.* 1983. P. 65–66.
652. *Steininger F.F., Seneš J.* (Eds.) Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys: Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps. Universität Wien. Paläontologisches Institut, 1985. 724 p.
653. *Stoica M., Krijgsman W., Fortuin A., Gliozzi E.* Paratethyan ostracods in the Spanish Lago-Mare: more evidence for interbasinal exchange at high Mediterranean sea level // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 441. P. 854–870.
654. *Stoica M., Lazăr I., Krijgsman W., Vasiliev I., Jipa D., Floroiu A.* Paleoenvironmental evolution of the East Carpathian foredeep during the late Miocene–early Pliocene (Dacian Basin; Romania) // *Glob. Planet. Chang.* 2013. V. 103. P. 135–148.
655. *Stoica M., Lazar I., Vasiliev I., Krijgsman W.* Mollusc assemblages of the Pontian and Dacian deposits from the Topolog — Arges area (southern Carpathian foredeep — Romania) // *Geobios.* 2007. V. 40. P. 391–405.
656. *Studencka B., Gontsharova I.A., Popov S.V.* The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys // *Acta Geol. Polonica.* 1998. V. 48. N 3. P. 285–342.
657. *Suc J.-P., Gillet H., Çağatay M.N., Popescu S.-M., Lericolais G., Armijo R., Melinte-Dobrinescu M.C., Şen Ş., Clauzon G., Sakinç M., Zabcı C., Ukarkus G., Meyer B., Çakir Z., Karakaş Ç., Jouannic G., Macalett R.* The region of the Strandja Sill (North Turkey) and the Messinian events // *Mar. Petrol. Geol.* 2015. V. 66. P. 149–164.
658. *Suess E.* Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärbildungen II. Über die Bedeutung der sogenannten “brackischen Stufe” oder der “Cerithiensichten” // *Sitzungsberichte Akad. Wis., mathem.-naturwis. Kl.* 1866. V. 54. P. 218–259.
659. *Švábenická L.* Calcareous nannofossils of the Upper Karpatian and Lower Badenian deposits in the Carpathian Foredeep, Moravia (Czech Republic) // *Geol. Carpathica.* 2002. V. 53. P. 197–210.
660. *Sytchevskaya E.K.* Late Oligocene – Early Miocene history of the ichthyofauna of Eastern Paratethys // *Kaupia. Darmst. Beitr. Naturgesch.* 2005. Heft 14. P. 65–67.
661. *Tari G., Fallah M., Kosi W., Floodpage J., Baur J., Bati Z., Sipahioğlu N.Ö.* Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean? // *Mar. Petrol. Geol.* 2015. V. 66. P. 135–148.
662. *Tari G., Fallah M., Schell C., Kosi W., Bati Z., Sipahioğlu N.Ö., Krezsek Cs., Schleder Zs., Kozuharov E., Kitchka A.* Why are there no Messinian evaporites in the Black Sea? // *Petrol. Geosci.* 2016. V. 22. P. 381–391.
663. *ter Borgh M., Vasiliev I., Stoica M., Knežević S., Matenco L., Krijgsman W., Rundić L., Cloetingh S.* The isolation of the Pannonian basin (Central Paratethys): New constraints from magnetostratigraphy and biostratigraphy // *Glob. Planet. Chang.* 2013. V. 103. P. 99–118.
664. *ter Borgh M., Stoica M., Donselaar M.E., Matenco L., Krijgsman W.* Miocene connectivity between the Central and Eastern Paratethys: Constraints from the western Dacian Basin // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2014. V. 412. P. 45–67.

665. *Theodoridis S.* Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters // *Utrecht micropaleontol. bull.* 1984. V. 32. P. 1–271.
666. *Trubikhin V.M.* Paleomagnetic data for the Pontian // *Chronostratigraphie und Neostatotypen.* Bd 8. Pontien. Zagreb - Beograd. 1989. P. 76–79.
667. *Van Baak C.* Mediterranean-Paratethys connectivity during the late Miocene to Recent: Unravelling geodynamic and paleoclimatic causes of sea-level change in semi-isolated basins. *Doct. diss. Utrecht:Utrecht Univ.* 2015.
668. *Van Baak C., Grothe A., Richards K., Stoica M., Aliyeva E., Davies G., Kuiper K.F., Krijgsman W.* // Flooding of the Caspian Sea at the intensification of Northern Hemisphere Glaciations // *Glob. Planet. Chang.* 2019. V. 174. P. 153–163.
669. *Van Baak C., Krijgsman W., Magyar I., Sztano O., Golovina L.A., Grothe A., et al.* Paratethys response to the Messinian salinity crisis // *Earth Sci. Rev.* 2017. V. 172. P. 193–223.
670. *Van Baak C., Mandic O., Lazar I., Stoica M., Krijgsman W.* The Slanicul de Buzau section, a unit stratotype for the Romanian stage of the Dacian Basin (Plio-Pleistocene, Eastern Paratethys) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2015a. V. 440. P. 594–613.
671. *Van Baak C., Radionova E.P., Golovina L.A., Raffi I., Kuiper K.F., Vasiliev I., Krijgsman W.* Messinian events in the Black Sea // *Terra Nova.* 2015b. V. 27. P. 433–441.
672. *Van Vugt N., Langereis C.G., Hilgen F.J.* Orbital forcing in Pliocene–Pleistocene Mediterranean lacustrine deposits: dominant expression of eccentricity versus precession // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* V. 172. N 3–4. 2001. P. 193–205.
673. *Vasiliev I., de Leeuw A., Filipescu S., Krijgsman W., Kuiper K., Stoica M., Briceag A.* The age of the Sarmatian–Pannonian transition in the Transylvanian Basin (Central Paratethys) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 297. P. 54–69.
674. *Vasiliev I., Iosifidi A.G., Khramov A.N., Krijgsman W., Kuiper K., Langereis C.G., Popov V.V., Stoica M., Tomsha V.A., Yudin S.V.* Magnetostratigraphy and radioisotope dating of upper Miocene-lower Pliocene sedimentary successions of the Black Sea Basin (Taman Peninsula, Russia) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 310. N 3–4. P. 163–175.
675. *Vasiliev I., Krijgsman W., Langereis C.G., Panaiotu C.E., Matenco L., Bertotti G.* Towards an astrochronological framework for the Eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of the Focsani basin (Romania) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 227. P. 231–247.
676. *Vernyhorova Yu.V.* Middle Miocene (Konkian of the Eastern Paratethys) foraminifera assemblages from the Southern Ukraine // *Neogene of Central and South-Eastern Europe.* Intern. Workshop Velika. Croatia. 2017. Poster.
677. *Vernyhorova Yu.V., Ryabokon T.S.* The stratigraphy of the Oligocene-lower Miocene deposits of southern Ukraine // *Turkish J. Earth Sci.* 2020. V. 29. P. 170–207.
678. *Vlček T., Hudáčková N., Jamrich M., Halášová E., Franců J., Nováková P., Kováčová M., Kováč M.* Hydrocarbon potential of the Oligocene and Miocene sediments from the Modrany-1 and Modrany-2 wells (Danube Basin, Slovakia) // *Acta Geol. Slovaca.* 2020. V. 12. N 1. P. 43–55.
679. *Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A., Pälike H.* Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale // *Earth-Sci. Reviews.* 2011. V. 104. N 1. P. 111–142.
680. *Weedon G.P.* Time series analysis and cyclostratigraphy. Cambridge Univ. Press, 2003. 260 p.
681. *Wójcik A., Jugowiec M.* The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland) // *Przegląd Geol.* V. 46. N 8/2. 1998. P. 763–770.

682. Zevenboom D. Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene. Ph.D. Diss. Univ. Utrecht: 1995. 221 p.

683. Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M., Bonnet S., Bouimetarhan I., Crouch E., de Vernal A., Elshanawany R., Edwards L., Esper O., Forke S., Grøsfjeld K., Henry M., Holzwarth U., Kieft J.-F., Kim S.-Y., Ladouceur S., Ledu D., Chen L., Limoges A., Londeix L., Lu S.H., Mahmoud M.S., Marino G., Matsuoka K., Matthiessen J., Mildenhall D.C., Mudie P., Neil H.L., Pospelova V., Qi Y., Radi T., Richerol T., Rochon A., Sangiorgi F., Solignac S., Turon J.-L., Verleye T., Wang Y., Wang Z., Young M. Atlas of modern dinocyst distribution based on 2405 datapoints // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. № 191. P. 1–197.

684. Zuschin M., Nawrot R., Harzhauser M., Mandic O., Tomašovič A. Taxonomic and numerical sufficiency in depth- and salinity controlled marine paleocommunities // *Paleobiol.* 2017. V. 43. N 3. P. 463–478.

ТРУДЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
Основаны в 1932 году
Том 299

**С.В. Попов, Л.А. Головина, Д.В. Палку, И.А. Гончарова,
Т.Н. Пинчук, Ю.В. Ростовцева, М.А. Ахметьев,
Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец, А.Ф. Банников,
М.Е. Былинская, А.С. Застрожнов, С.Ю. Лазарев**

НЕОГЕН ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА: РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКАЛА, ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Издатель – Российская академия наук

Публикуется в авторской редакции

Издается по решению Научно-издательского совета Российской академии наук
(НИСО РАН) от 31.03.2023 г. и распространяется бесплатно

Подписано в печать XX.XX.2023. Формат 70x100/16. 40,635 усл. печ. л.

Гарнитура Times New Roman

Печать офсетная. Бумага мелованная. Тираж 300 экз. Заказ 23-08763

Отпечатано в типографии ООО «КОНСТАНТА».

308519, Белгородская обл., Белгородский р-н, пос. Северный, ул. Березовая, 1/12.

Тел./факс (4722) 300-720, www.konstanta-print.ru