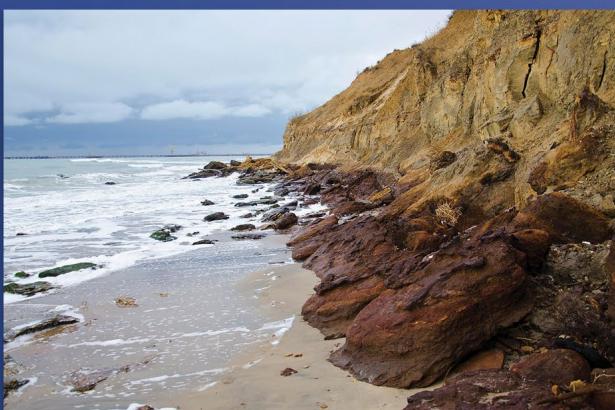


Геология и биоразнообразие мезозойско-кайнозойских отложений юга России

Всероссийская научно-практическая конференция,
Горячий Ключ, 20-24 июля 2015 г.



Геология и биоразнообразие мезозойско-кайнозойских отложений юга России

Горячий Ключ 2015

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ – РОСНЕДРА
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. А. БОРИСЯКА РАН
РОССИЙСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО ПРИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ОБЩЕСТВЕННАЯ ТУРИСТСКО-ГЕОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ
"ТЭТИС" ПО РЕСПУБЛИКЕ АДЫГЕЯ

Материалы Всероссийской научно-практической конференции

ГЕОЛОГИЯ И БИОРАЗНООБРАЗИЕ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА РОССИИ

Горячий Ключ, 20-24 июля 2015 г.

Proceedings of the All-Russian Scientific Practical Conference
Geology and biodiversity of the Mesozoic and Cenozoic deposits
of the southern part of Russia

Goryachy Klyuch, July 20-24, 2015

Горячий Ключ 2015

УДК 551.7+8+553.9

ISBN

Геология и биоразнообразие мезозойско-кайнозойских отложений юга России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. 20-24 июля 2015 г., Горячий Ключ / Пинчук Т.Н. (отв. ред.). Горячий Ключ, 2015. 182 с.

В материалах сборника обсуждаются теоретические, методологические и практические вопросы стратиграфии, палеогеографии, биоразнообразия и эволюции фауны и флоры, нефтегазовой геологии мезозойских и кайнозойских отложений южных регионов европейской части России и сопредельных территорий, а также другие аспекты, связанные с геологией.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов и палеонтологов.

Ответственный редактор: Т.Н. Пинчук

Редакционная коллегия: А.Ф. Банников, В.Я. Вукс, С.В. Попов

Корректура и верстка: И.Е. Воробьев, А.В. Гужов

Geology and biodiversity of the Mesozoic and Cenozoic deposits of the southern part of Russia. Proceedings of the All-Russian Scientific Practical Conference. Goryachy Klyuch, July 20-24, 2015 / Pinchuk T.N. (ch. ed.). Goryachy Klyuch, 2015. 182 p.

The proceedings compile theoretical, methodological and practical materials on stratigraphy, paleogeography, fauna and flora biodiversity and evolution, oil and gas geology of the Mesozoic and Cenozoic deposits of the southern regions of Russia and surrounding territories, as well as other aspects related to Geology.

For a wide range of geologists and paleontologists.



Посвящается светлой памяти
Владимира Левоновича Егояна

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА

В.М. Андреев

ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, Россия; e-mail: andreev@cmqd.ymq.ru

STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE CAUCASUS BLACK SEA COAST

V.M. Andreev

SSC "Yuzhmorgeologiya", Gelendzhik, Russia; e-mail: andreev@cmgd.ymg.ru

Отсутствие олигоцена на побережье Кавказа в силу регрессии¹ доказано морской сейсморазведкой (рис. 1), но противоречит общепринятым представлениям (Андреев, 2010).

В 2005-2008 гг. автор отобрал в Туапсин-

1- редакторы не согласны с представлениями автора как о регрессивном характере олигоценовой части майкопа, так и о ее отсутствии на побережье Кавказа. В типичном виде олигоценовый майкоп, подтвержденный фаунистическими данными, развит в Абхазии (р. Гумиста).

Мы попросили Т.Н. Пинчук подготовить к публикации ее выводы о разрезах и заключения о возрасте по данным микрофауны, на которых базируются выводы автора (замеч. ред.).

ском и Сочинском районах около 100 бороздовых проб глин, в которых Т.Н. Пинчук нашла много фораминифер нижнего миоцена. Это позволяет уточнить возраст нескольких свит и выделить новые свиты и толщи.

В предлагаемой схеме (табл. 1) обобщены сведения о стратиграфии побережья, дополненные новыми данными об отложениях неогена (Андреев, 2014).

Район г. Сочи отличается геологическим строением от остального побережья (рис. 2). Здесь расположено восточное окончание Туапсинского прогиба – Адлерская депрессия. Этот район лишь частично затра-

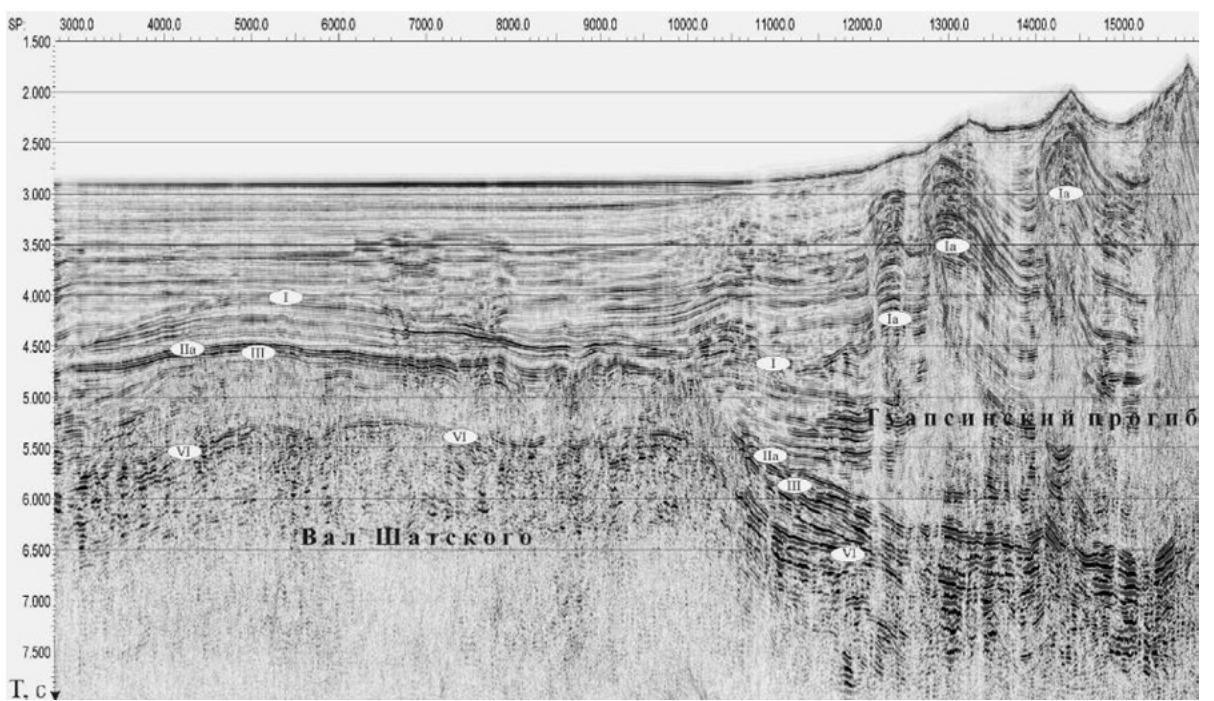


Рис.1. Временной разрез по профилю МОГТ 60040 (расположение порфия дано на рис.2). Отражающие горизонты: I – подошва мэотиса, Ia – кровля майкопа, IIa – подошва майкопа, III – кровля мела, VI – подошва верхней юры.

Таблица 1. Схема стратиграфии юрско-неогеновых отложений кавказского побережья России.

Сис- тема	Отдел	Ярус	Структурно-формационные зоны					
			Новороссийско-Лазаревская		Чвекипсинская		Туапсинский прогиб (суша)	
			Запад	Восток	Запад, центр	Восток		
Неоген	Плиоцен	Акчагыл					Размыв	Парковая*
		Киммерий						Имеретинская*
	Миоцен	Средний Верхн.	Понт					Весёловская*
			Мэотис					Прервинская
			Сармат					Адлерская
			Конка					Кудепстинская
		Нижний	Караган					Мысовидненская
			Чохрак					Размыв?
			Тархан					Сочинская
			Коцахур					Хостинская
			Сакараул					Мацестинская
Палеоген	Олигоцен						Размыв	
	Эоцен	В.	Приабон					Белоглинская
			Бартон					Кумская
		С.	Лютет					Керестинская
			Ипр					Инальская
	Палеоцен	Н. Даний	Танет					Мамайская
			Зеландий					Головинская
								Пластунская
								Казачьей Щели
							Ахштырская	Анапская
								Навагирская
Мел	Верхний	Маастрихт					Дагомысская	
								Снегурёвская
								Васильевская
								Лихтеровская
		Кампан						Мергельная
								Мысхако
								Куниковская
								Бединовская
								Пенайская
								Ахеянская
		Сanton					Казачебродская	
								Гениохская
								Натухайская
								Керкетская
		Сеноман						Ананурская
								Паук
Юра	Верхний	Альб					Пестро- цветная	
								Бурханская (розначевская)
		Апт						Шапсухо
								Дольменная
		Баррем						Убинская
								Афипская
								Фанарская
								Шишанская
		Готерив						Солодкинская
								Чепси
								Дерби
								Чаталовская
		Валанжин						Чумаковская
								Мачмаловская
		Берриас						Амуко
								Запорожская
							Известняковая	
								Бекишевская
		Титон						Грачёвская
								Монашкинская
		Киммеридж						
		Оксфорд						
		Средний						
		Келловей					Порфиритовая	
		Бат						
		Байос						

Прямыми шрифтами подписаны свиты, курсивом – толщи; * – новые свиты и толщи.

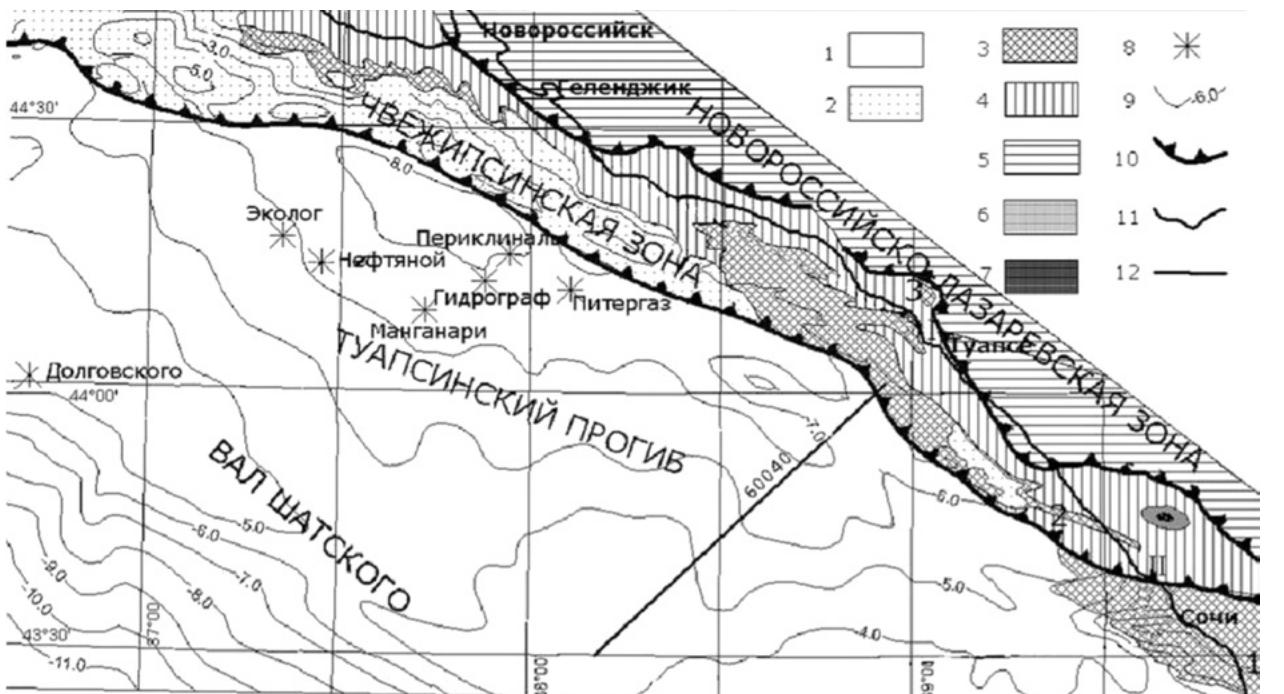


Рис.2. Геологическая схема северо-восточной части Чёрного моря.

1 – квартер, 2 – неоген, 3 – майкопская серия, 4 – кампан – эоцен, 5 – мел, 6 – нижний мел, 7 – юра, 8 – грязевые вулканы, 9 – изогипсы подошвы майкопа, 10 – региональные надвиги, 11 – береговая линия, 12 – профиль МОГТ. Цифры на схеме: 1 – Адлерская депрессия, 2 – Пластунская мульда, 3 – синклиналь аула Агуй-Шапсуг, 4 – синклиналь мыса Широкого.

гивают подробные схемы стратиграфии нижнего и верхнего мела Западного Кавказа (Егоян, 1964; Афанасьев, Маслакова, 1967).

Меловые стратоны Сочинского района содержат до пяти ярусов (табл. 1). Но все пять ярусов верхнего мела казачебродской свиты Адлерской депрессии (Лаврищев, 2000) хорошо изучены (Геология СССР, т. IX, 1947).

Пестроцветная, известняково-мергельная и мергельная толщи Чжегисинской зоны мощностью 1400 м (Лаврищев и др., 2000), вероятно, могут быть расчленены по корреляции с верхним мелом Туапсинского района.

Ахштырская свита Адлерской депрессии (Лаврищев и др., 2000) отвечала всему палеоцену и эоцену. Из неё изъяты керестинская, кумская и белоглинская свиты, описанные в литературе (Келлер, Меннер, 1945; Геология СССР, т. IX, 1947) и в скважинах Сочи-3 и Мацеста-1, 1952-1953 гг. (архив ГНЦ «Южморгеология»), без упоминания их названий.

Ниже показаны возрастная принадлежность и корреляция ахштырской свиты.

Даний. На р. Большая Хоста разрез начи-

нается с конгломератов. Красные мергели по пр. Мзымта и Агура содержат остатки морских ежей: *Echinocorys douvillei*, *E. conoideus*, *E. petasus*, *E. ovatus*, *E. renngarteni*, *E. humilis*, *E. edhemi*, *E. marginatus*, *Homoeaster abichi*, *Caster villanova*, *C. sphaericus* и фораминифер: *Globigerina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*, *Globorotalia membranacea*, *Gaudryina identata*, *Gyroidina cf. florealis*, *Arenobulimina preslii*. Кровля дания проводится по смене чередования плотных и рыхлых мергелей мягкими оскольчатыми. Мощность 65 м (Келлер, Меннер, 1945).

Зеландий – танет. Оливково-зелёные оскольчатые мергели с микрофаяной: *Morozovella lensiformis*, *Globigerina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*, *Gyroidinoides soldanii*, *Bolivinoides aragonensis* и др. Мощность 10-15 м (Келлер, Меннер, 1945).

Нижний эоцен. Ипр. Мергели красные, серые и фиолетовые, с фораминиферами: *Morozovella aragonensis*, *Globigerina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*,

Pseudohastigerina micra, *Acarinina bullbrooki*, *Gyroidina florealis*. Мощность 80-100 м (Келлер, Меннер, 1945).

Мощность ахштырской свиты в скв. Мацеста-1 – 95 м, в скв. Сочи-3 – 140 м.

Средний эоцен. Лютет. Керестинская свита. Светлые оливково-зелёные мергели. Фауна: *Morozovella aragonensis*, *Subbotina triloculinoides*, *Pseudohastigerina micra*, *Acarinina bullbrooki*, *Clavulina angularis*. Мощность 30-45 м (Келлер, Меннер, 1945).

В илах скв. 8 на шельфе, в устье р. Мацеста, Т.А. Малахова нашла переотложенных из этой свиты фораминифер: *Globigerinatheka subconglobata*, *Pseudohastigerina micra*, *Hantkenina ala-bamensis*, *Acarinina bullbrooki*, *Anomalina aff. hantkeni* (данные В.А. Чаленко и др., 1992 г.).

Бартон. Кумская свита. Тёмно-серые и буроватые сланцевидные битуминозные мергели с чешуей рыб *Lyrolepis caucasica* R. Мощность 3-20 м (Келлер, Меннер, 1945).

Верхний эоцен. Приабон. Хроноаналог белоглинской свиты. Пестроцветные мергели с фораминиферами *Globigerinatheka tropicalis* (Келлер, Меннер, 1945). Мощность: скв. Мацеста-1 – 40 м, скв. Сочи-3 – 65 м.

В илах скв. 8 на шельфе Т.А. Малахова описала переотложенную белоглинскую фауну: *Globigerina corpulenta*, *G. acuta*, *G. inflata*, *Globigerinatheka tropicalis*, *G. index*, *G. rubriformis*, *Nodosaria obliquestriata*, *Lagena oxytoma*, *Robulus aff. constrictus*, *Eponides jacksonensis*, *Cibicidoides bionus* (данные В.А. Чаленко и др.).

Нижний миоцен завершает разрезы Новороссийского синклиниория.

Агойский береговой разрез: глины с конглобекциями в подошве и горизонтами с включениями в низах. Мощность 190 м. Т.Н. Пинчук и А.Р. Сорокина нашли тут массу бен-точных фораминифер из миоцена Северного Кавказа. В 17 м от подошвы разреза встречена *Globigerina tarchanensis* – признак верхов майкопа (Андреев, 2014).

Планктон: *Globigerina pseudoedita*, *Pseudohastigerina praemicra*, *P. evoluta*, *Turoborotalia brevispira*, *T. denseconnexa*, *T. tetracamerata*, *Chiloguembelina gracillima* и др., известен из миоцена Карпат (Субботина, 1960), а бентос: *Asterigerina falcilocularis*, *Cibicidoides sigmoidalis*, *C. borislavensis*, *C.*

aknerianus, *Bolivina dilatata*, *B. miocenica*, *B. antiqua* и др. – из миоцена Карпат (Субботина, 1960) и Средиземноморья (Крашенинников, 1969).

На шоссе перед аулом Агуй-Шапсуг вскрыты фрагменты низов майкопа (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые глины, местами охлаждённые, с мелкими обломками тёмно-серых глин и серых алевритистых мергелей. Видимая мощность до 10 м. В обломках определена фауна раннего миоцена: *Globigerina yeguaensis*, *G. aff. parva*, *Chiloguembelina gracillima*, *Bolivina anglica*, *B. ex gr. floridana*. Следовательно, перерыв в седиментации, завершившийся трансгрессией, произошёл после начала миоцена.

2. Через 5 м – грубослоистая крепкая конглобекция из щебня и редкой гальки пород палеоценена и эоцена с прослойями серых глин толщиной 3-5 см. Видимая мощность 2 м. В глинах микрофaуны не обнаружено.

На северо-западной окраине аула Агуй-Шапсуг в ручье выходят серые известковистые глины с сакараульской фауной: *Globigerina pseudoedita*, *G. yeguaensis*, *Saccammina variabilis*, *Trochammina parva*, *Discorbis aff. leo*, *Cibicidoides expertus*, *Rotalia propinqua*, *Causina buliminoides*, *Caucasinella aff. elongata*, *Cassidulina oblonga*, *Bolivina anglica*.

В Туапсинском районе выделяется свита Агуй-Сакараульского яруса, со стратотипом в Агойском береговом разрезе. Мощность её до 500 м (Андреев, 2014).

Разрез по р. Мамайка (Псахе). На шоссе перед въездом в г. Сочи выше зелёных глин мамайской свиты наблюдается следующий разрез, подошва которого закрыта.

1. Глины коричневато-красные слабоизвестковистые, мощностью 15 м, с бентосными фораминиферами, характерными для верхнего майкопа Северного Кавказа, среди которых много с песчаной раковиной. Планктон встречен в четырех пробах из 12.

Эта пачка относилась к керестинскому горизонту эоцена (Геология СССР, т. IX, 1968). Но *Globigerinoides trilobus* (Reuss), найденный в ней в 1945 г. (Келлер, Меннер, 1945), ныне рассматривается как нижнемиоценовый вид (Крашенинников, 1969).

2. Песчано-мергельный флиш мощностью более 120 м – парагенетический тип навагинской свиты эоцена (Келлер, Меннер, 1945). Песчаники и алевролиты (20 %) серо-жёлтые кварцевые

и глауконит-кварцевые, сильно известковистые (пласты 0,1-0,5 м). Мергели коричневато-серые битуминоозные, с фораминиферами нижнего миоцена.

Такие же отложения с фауной нижнего миоцена выходят по р. Лоо (Андреев, 2014).

Стратотипический район навагинской свиты, Навагинский хребет на левом берегу р. Сочи (Келлер, Меннер, 1945), слагает мацестинская свита майкопа (Лаврищев, 2000). Поскольку в бывшем аналоге керестинской свиты и в парагенетическом типе навагинской свиты обнаружена богатая нижнемиоценовая фауна, обе они утрачивают свой статус. Предлагается первая из них называть свитой Лоо, вторую – свитой Псахе (Андреев, 2014). Стратотипы обеих свит на р. Мамайка кратко описаны выше.

Адлерская депрессия. Майкопская серия разделялась здесь на семь свит (Геология СССР, т. IX, 1968; Стратиграфический..., 1982; Лаврищев и др., 2000). Автором три свиты датированы ранним миоценом, а четыре – средним миоценом (Андреев, 2014).

Мацестинская свита: глины, песчаники, горизонты с включениями. Из неё были известны *Globigerinoides trilobus* и *Cibicidoides lobatus*, относимые к эоцену-олигоцену (Келлер, Меннер, 1945). Ныне это – миоценовые виды глобального распространения (Крашенинников, 1969). Мощность свиты уменьшается от 500-580 м на севере Адлерской депрессии (Пастушенко, 2006) до 65 м в скв. Сочи-3, у санатория «Светлана».

Хостинская свита: слюдисто-кварцевые известковистые песчаники и алевролиты, известковистые глины. Мощность до 600 м (Лаврищев и др., 2000); в скв. Сочи-3 – 120 м.

Сочинская свита: глины, редко прослои песчаников. По р. Кудепста её мощность 840 м (Келлер, Меннер, 1945). В нижней и средней части свиты Т.Н. Пинчук нашла много фораминифер нижнего миоцена. В русле р. Кудепста в подошве свиты, над пластом песчаника мощностью 0,8 м, встречена *Globigerina aff. tarchanensis* (Андреев, 2014). Верхняя часть сочинской свиты, мощностью до 300 м, условно сопоставляется автором с коцахурским и тар-ханским ярусами.

Чокрак-караган. Мысовидненская свита: рыхлые кварцевые песчаники (до 2-3 м), с линзами конгломератов и прослоями пестроцветных глин. Мощность до 160 м.

В подошве мысовидненских песчаников автор условно проводит нижнюю границу среднего миоцена, которую на Кавказе часто связывают с чокракской трансгрессией. Присутствие чокрака в разрезе доказывает *Tschokrakella aff. caucasica* Bogd., обнаруженная Н.П. Шмерлиной в голоценовых илах на шельфе пос. Хоста, именно вблизи обнажений песчаников мыса Видного (данные В.А. Чаленко и др.).

Кудепстинская свита: серые известковистые глины с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, редкими конкрециями сидерита. Мощность до 600 м (Лаврищев и др., 2000).

Конка-сармат. Адлерская свита: глины тёмно-серые, коричневатые, с прослоями рыхлых песчаников. Мощность до 720 м (Пастушенко, 2006). На левом берегу р. Мзымта, у старого ж.-д. моста, Т.Н. Пинчук отобрала глины с фауной: *Turborotalia aff. praescitula*, *T. aff. obesa*, *Quinqueloculina aff. consobrina*, характерной для среднего миоцена Карпат (Дидковский, Сатановская, 1970) и Средиземноморья (Крашенинников, 1969).

В шельфовых илах Н.П. Шмерлина нашла переотложенных конских фораминифер: *Quinqueloculina ersaconica*, *Q. reussi*, *sartaganica*, *Q. aff. gracilis*, *Sigmoilina aff. mediterranensis*, *Elphidium aff. joukovi* (данные В.А. Чаленко и др.).

Сармат. Прервинская свита: серые тонкослоистые известковистые глины с присыпками алеврита и «скелетами рыб», мощностью 120-180 м (Лаврищев и др., 2000). Для прервинской и адлерской свит приводятся фораминиферы: *Nonion granosus*, *Porosognonion subgranosus*, *P. martensi* (Гроссгейм, 1960; Лаврищев и др., 2000). Эта фауна – сарматская (Бо-гданович, 1965; Дидковский, Сатановская, 1970).

Автор не нашёл в районе г. Сочи выходов кудепстинской, адлерской и прервинской свит, закрытых растительностью, оползнями и береговыми сооружениями.

Мэотис. По данным Ю.Н. Пастушенко, скв. Леселидзе-1 в устье р. Псоу прошла (инт. 153-236 м) глины и пески с микрофауной: *Quinqueloculina consobrina*, *Discorbis perlucidus*, *Elphidium macellum*, *Bolivina ex gr. floridana*, *Leptocythere stabilis* и моллюсками *Congeria novorossica* (определения И.К. Байдовой, Н.Н. Борисенко, А.Я. Будановой). Эта песчано-глинистая толща названа весёловской, по пос. Весёлое на границе с Абхазией.

Понт. Выше в скв. Леселидзе-1, по сооб-

щению Ю.Н. Пастушенко, лежат с несогласием 14-18° галечники и глины с остракодами: *Cryptocyprideis bogatschovi*, *Leptocythere praebogerana*, *L. aff. salyanica*, *Caspiocypris duabense*, *Loxoconcha dja-farovi*, *L. petasus*, *Pontonella acuminata*, *Caspiolla acronasuta* (определения З.А. Имнадзе). В этой толще, названной гравийно-галечной, возле с. Верхне-Весёлое собраны моллюски: *Dreissena anisoconcha*, *D. rostriformis*, *Didacna inserta* (Лаврищев и др., 2000). Приведённая фауна позволяет сопоставить толщу с понтическими конгломератами мыса Пицунда.

Киммерий – акчагыл (Андреев, 2012). При расширении Сухумского шоссе в 2009 г. возле АЗС, восточнее остановки автобуса «Южные культуры», траншеей были вскрыты следующие слои, лежащие с наклоном 5-10° (снизу вверх).

1) Серые очень вязкие глины, завивающиеся в спираль длиной 20-30 см при ведении борозды острым концом молотка. Много обломков коричневой древесины размером до 2 × 2 см. В алевритовой фракции до 15% стяжений лимонита. Вскрытая мощность 2 м.

2) Резкий контакт. Тёмно-жёлтые сухие тон-

ко-косослоистые глины с бурыми стяже-ниями гематита и лимонита размером до 5 мм. Мощность 0,7 м.

3) Резкий контакт. Грязно-жёлтые конгломераты с галькой и гравием аргиллитов, песчаников, известняков, диабазовых порфиритов, гранито-гнейсов. Заполнитель глинистый, в алевритовой фракции стяжения гематита, лимонита. Вскрытая мощность 5 м.

По заключению Т.Н. Пинчук, остатков фауны ни в одном слое не обнаружено.

Судя по всему, это рудные слои киммерия. Конгломераты продолжаются к северу, слагая холмы высотой до 140 м. Абсолютная высота шоссе 10-12 м, видимая мощность конгломератов 110-120 м. Верхние толщи конгломератов могут принадлежать акчагылу. Толща по-именована парковой – по парку «Южные культуры».

Ниже её на Имеретинской низменности залегает гравийно-галечная толща понта (Лаврищев и др., 2000), пройденная скважиной Леселидзе-1. В отличие от парковой толщи такого же гравийно-галечного состава, предлагаются дать ей название имеретинской (Андреев, 2014).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В.М. Миоценовая трансгрессия: новые данные // Доклады РАН. 2010. Т. 433, № 2. С. 209-211.
- Андреев В.М. Киммерийские отложения в Адлерском районе // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. №1. С. 122.
- Андреев В.М. Стратиграфия северо-восточной части Чёрного моря и побережья Кавказа. Lambert, 2014. 136 с.
- Афанасьев С.Л., Маслакова Н.И. Верхнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа // Труды Всесоюзного заочного политехнического института. 1967. Вып. 37. С. 106-136.
- Богданович А.К. Стратиграфическое и фаунистическое распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Труды Краснодарского филиала ВНИИНефть. 1965. Вып. 16. С. 300-350.
- Геология СССР. Т. 9: Северный Кавказ. М.-Л.: Госгеолиздат, 1947. 600 с.
- Геология СССР. Т. 9: Северный Кавказ. М.: Недра, 1968. 759 с.
- Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа // Труды Краснодарского филиала ВНИИНефть. 1960. Вып. 4. С. 3-190.
- Дидковский В.Я., Сатановская З.Н. Палеонтологический справочник. Т. 4. Форами-ниферы неогена и палеогена Украины. Киев: Наукова думка, 1970. 166 с.
- Егоян В.Л. Очерк стратиграфии нижнего мела Западного Кавказа // Труды Краснодарского филиала ВНИИНефть. 1964. Вып. 12. С. 113-153.
- Келлер Б.М., Меннер В.В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюллентарь Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 1945. Т. 20, №1 2. С. 83-101.

- Крашенинников В.А. О ярусной шкале миоцена открытых морских бассейнов тропической и субтропической области // Вопросы микропалеонтологии. 1969. Вып. 11. С 132-156.
- Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 200 000. Лист К-37-IV. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 136 с.
- Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.
- Пастушенко Ю.Н. Минеральные воды курорта Сочи. Сочи: 2006. 313 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 616 с.
- Субботина Н.Н. Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Воротыще (Предкарпатье) // Труды ВНИГРИ. 1960. Вып. 153. С. 157-243.

СТРУКТУРЫ ГРАВИТАЦИОННОГО СДВИГА В КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ

Л.А. Анисимов¹, О.Л. Донцова²

1-ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Волгоград, Россия; e-mail: l_anisimov@yahoo.com
2-Кубанский госуниверситет, Краснодар, Россия; e-mail: doncovaol@mail.ru

GRAVITY SLIDING STRUCTURES IN THE CASPIAN REGION

Л.А. Anisimov¹, О.Л. Dontsova²

1-LUKOIL-Engineering, Volgograd, Russia; e-mail: l_anisimov@yahoo.com
2-Kuban State University, Krasnodar, Russia; e-mail: doncovaol@mail.ru

В рамках гравитационной геодинамики формирование структур рассматривается как следствие воздействия силы тяжести без участия глубинных конвективных потоков. По мнению ряда исследователей «в наше время маятник геологического мнения качнулся так далеко, что некоторые авторы считают гравитацию единственным фактором, определяющим тектонические процессы на приповерхностных уровнях горных систем» (Структурная геология..., 1991). В соответствии с этими представлениями в условиях растяжения (спрединга) и вертикальных движений земной коры основным видом дислокаций осадочной толщи являются нормальные сбросы, которые в условиях расслоенности литосфера трансформируются в листрические сбросы и могут сопровождаться гравитационными срывами, захватывающими отдельные струк-

турно-формационные комплексы (detachment units).

Исследования гравитационных процессов развивались отдельно для суши и для моря. Для суши главная движущая сила на склонах - это сила тяжести, т.е. гравитационная сила, которая ориентирована вниз по склону. От особенностей склонов зависят характер и интенсивность протекающих на них процессов. Особенно интенсивно протекают различные склоновые процессы в горах (обвальные, осипные, лавинные, оползневые, эрозионные и др.). Они ведут к удалению продуктов выветривания в верхних и средних частях склонов и накоплению их у подножия склонов в виде мощных шлейфов и в межгорных впадинах. В результате создаются различные денудационные и аккумулятивные склоны. Склоновая денудация, в конечном счете, поставляет ма-

териал для других рельефообразующих процессов, совершающихся позднее с участием поверхностной текучей воды, ледников и т.д. Процессы с активным участием воды изучаются, как правило, отдельно.

Гравитационные процессы на море являются, в общем, аналогами склоновых гравитационных процессов, происходящих на суше. Особенно важно то, что они во многом являются продолжением гравитационных процессов, проходящих на сопряженных участках суши. Для проявления склоновых процессов на батиальных и абиссальных глубинах на морском дне условия особенно благоприятны, так как донные отложения, принесенные с суши, из-за высокого насыщения их водой обладают повышенной пластичностью и склонностью к перемещению.

Уже при уклонах 3-5° на морском дне могут возникнуть оползневые явления. Для того чтобы спровоцировать подводное оползание, достаточно небольшого сейсмического толчка или даже серии ритмических колебаний давления столба воды в верхней части материко-вого склона или на бровке шельфа, возникающих при прохождении гребней и ложбин волн во время крупных штормов. На более крутых склонах оползни могут возникать самопроизвольно, как только масса накапливающейся на наклонной поверхности толщи осадков превысит предел их прочности.

На Кавказе зафиксировано большое количество структур оползневого характера различной природы и различного масштаба (Обухов, 2011). Подводные оползни могут быть

«структурными»: сползают целые блоки пород без существенных нарушений структуры внутри блока. Более обычны пластичные подводные оползни: перемещение блока пород, постепенно переходящее в пластическое течение грунта с внутренним взаимодействием частиц, подобное лавинам или грязекаменным потокам на суше. Довольно часто встречаются ископаемые подводные оползни, вскрываемые в геологических разрезах. Примером могут служить мощные оползневые блоки фораминиферовых слоев палеогена в толще майкопских отложений. Подводные оползни способны переходить в мутевые потоки.

Гравитационные процессы на континентальном склоне Каспийского моря подробно описаны в работах Е.Г. Маева (2004). Сотрудниками Института океанологии РАН и МГУ (Вержбицкий и др., 2007) по результатам проведенного анализа сейсмических материалов в четвертичных отложениях северного склона Дербентской котловины были выявлены структуры подводного оползания различной природы и генераций. Так на северном склоне Дербентской котловины отмечены специфические бескорневые складчатые структуры, развитые в верхней (~150-200 м) части осадочной толщи. Здесь выделяется серия относительно широких сундучных антиклиналей, разделенных узкими килевидными синклиналями. Их образование связывается с «течением» глинистых пород, что сопровождается деформациями сжатия и растяжения осадков. В головной части таких сползающих тел должны формироваться складки и надвиги, которые по своей

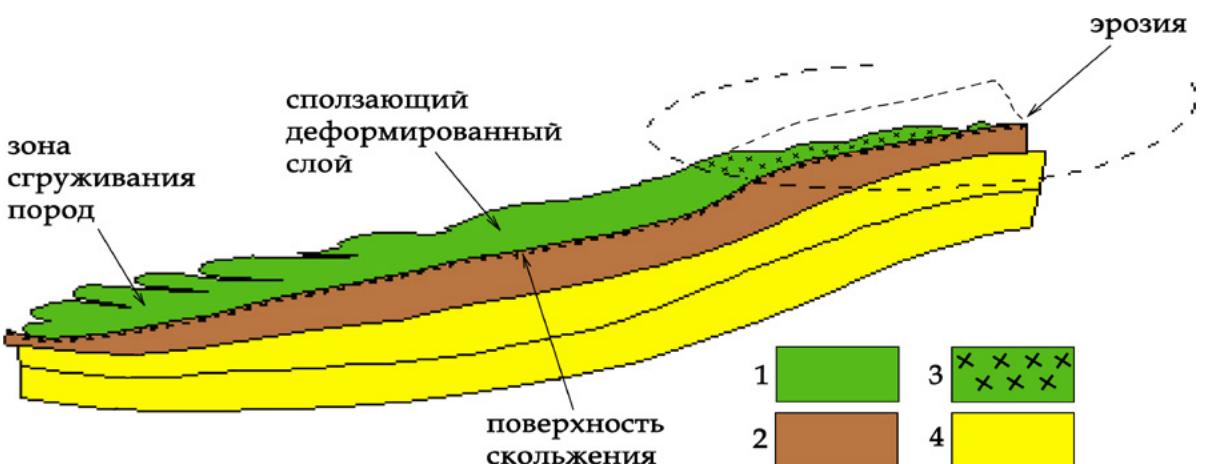


Рис. 1. Модель гравитационного сползания мобильной толщи с формированием надвигов в головной части (1) по реологической поверхности (2). Зоны отрыва в верхней части (3) обычно прорабатываются эрозионными процессами. Нижележащие отложения (4) слабо деформированы.

морфологии не должны отличаться от «классических» структур горизонтального сжатия (рис.1).

Наиболее характерными признаками таких структур являются:

- **отдельные литостратиграфические структурные зоны с более интенсивной складчатостью, чем нижележащие**
- **наличие поверхности скольжения, отделяющей зоны с различной степенью деформированности**
- **нарастание интенсивности деформаций к зоне сгруживания**

Этим они должны отличаться от структур горизонтального сжатия, образованных при коллизии плит и субдукции, где, по идее, зона смятия должна захватывать всю существующую осадочную толщу.

Более древние оползни в продуктивной толще, миоцене, палеогеновых и верхнемеловых отложениях описаны в ряде работ по Кавказу и Апшерону таких крупных исследователей как А.Д. Архангельский, В.Д. Голубятников, В.А. Гросгейм, Н.Б. Вассоевич, Л.Н. Розанов, И.А. Конюхов еще в довоенное время и первые послевоенные годы. М.Г. Агабековым (1963) для нефтяных районов Азербайджана указывалось, что формирование складок в пределах каждого стратиграфического горизонта происходит, в основном, независимо от подстилающих его отложений. Поэтому поверх слабо дислоцированных слоев наблюдаются сильно развитые складки, переходящие в надвиги и покровы. На слабо дислоцированном подложье верхнего мела и фораминиферовых слоев собраны в складки олигоцен-миоценовые и вышележащие образования третичного возраста. В их формировании существенную



Рис. 2. Обнажение структуры гравитационного сползания, Северный Иран. Видны изгибы сдвинутых слоев на ровном ненарушенном слое.

Разрез ВВ'

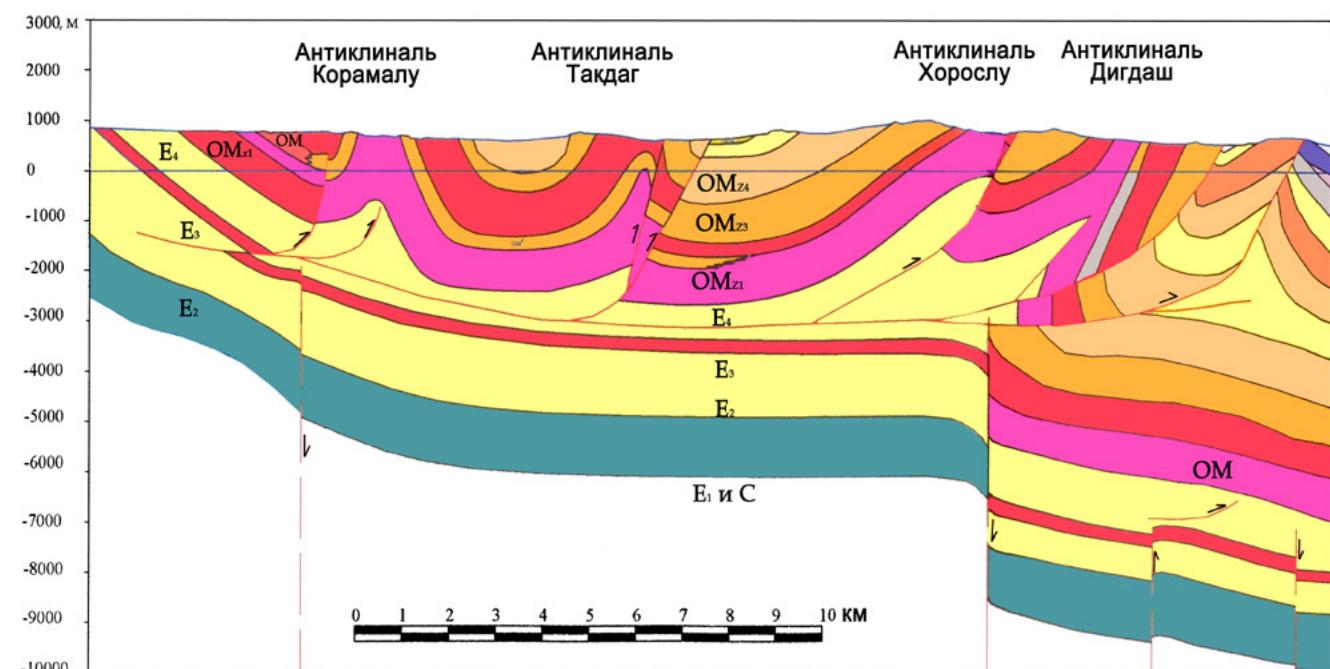


Рис. 3. Сейсмогеологический профиль через южный склон Куринской впадины, Северный Иран. Олигоценовые отложения (OM) смяты в складки и залегают на слабодислоцированных эоценовых (E) и меловых (C) отложениях

роль играет нагнетающаяся глинистая масса майкопской свиты. Нижележащие отложения слабо дислоцированы. Аналогичный структурный стиль прослеживается на южном склоне Куринской депрессии, где в последние годы проведены сейсмические работы (рис. 2, 3). Майкопская глинистая толща являлась тем геологическим разделом, по которому происходили все основные перемещения надмайкопского осадочного чехла, поэтому ее основание – крупнейшая зона срыва.

Существенной частью майкопских отложений являются олистостромовые образования, интерес к которым проявился еще в начале прошлого столетия, однако многие вопросы геологии этих образований по-прежнему привлекают внимание исследователей. В процессе бурения нефтяных скважин на разведочных площадях Терско-Сунженской зоны и внешней погруженной части Дагестанского клина в миатлинских отложениях было установлено широкое развитие олистолитов, которые в первое

время привели к значительным осложнениям в процессе бурения и даже к ликвидации некоторых скважин, вследствие несоответствия их конструкций. Это было связано с тем, что крупные включения известняков и мергелей принимались за коренные породы, смещенные по разрывам, в результате чего менялась технология бурения и конструкции скважин. Однако в скором времени, после анализа разрезов многочисленных скважин, была установлена их оползневая природа (Шарафутдинов и др. 1999).

Олистостромы, как правило, изучались попутно при решении других геологических задач, исследования не носили регионального характера. Относительно лучше изученными являются олистостромы фораминиферовой серии, подводно-оползневое происхождение которых в настоящее время практически ни у кого не вызывает сомнений. Вместе с тем, миатлинские олистостромы, характеризующиеся самой большой площадью распространения и

интенсивностью, наименее изучены, и вопрос их генезиса остаётся наиболее дискуссионным.

В период с 1955 по 1960 гг. В.Л. Галиным, К.И. Микуленко выполнены тематические исследования, посвящённые комплексному исследованию палеогеновых отложений предгорного Дагестана более чем по 50 естественным разрезам и работах (Микуленко, 1963, Васин, 1968) структурным скважинам, пробуренным к тому времени. В опубликованных и др. были детально описаны подводно-оползневые образования в фораминиферовых и майкопских отложениях в полосе выхода этих отложений на дневную поверхность. В результате проведена региональная корреляция и впервые построены карты мощностей и литофаций этих отложений, базирующиеся преимущественно на данных естественных разрезов и структурных скважин. К.И. Микуленко установил

генетическую связь образования включений с формированием тектонических нарушений сбросового типа, сопровождающихся интенсивной сейсмичностью.

Главная причина гравитационно-геодинамического срывов – мощность и реологические свойства осадочного чехла. При достижении мощности осадочного чехла некоторых критических значений, зависящих от реологических свойств пород и региональных уклонов фундамента, происходят субгоризонтальные гравитационно-геодинамические срывы, приводящие к формированию рельефа, складчатости и структурообразованию. Реологически неустойчивые толщи, помимо майкопских отложений, известны в нижнем триас-юрском флишевом комплексе осадочного чехла. Их распространение в разрезе позволяет предполагать широкое развитие структур гравитационного сдвига в Каспийском регионе.

ЛИТЕРАТУРА

- Агабеков М.Г. Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. Баку: Азернешр, 1963. 274 с.
- Васин Б.Г. Морфологическая классификация подводных оползней (на примере верхнемеловых отложений Дагестана) // Новые данные по нефтяной геологии, гидрогеологии, геотермии и геофизике Центрального и Восточного Кавказа // Сборник трудов Грозненского нефтяного института. 1968. №29. С. 56-61.
- Вербицкий В.Е., Лобковский Л.И., Росляков А.Г. и др. Оползневые структуры в четвертичных отложениях северного склона Дербентской котловины (Каспийское море) // Океанология. 2009. Т.49, №3. С. 430-439.
- Маев М.Г. Гравитационные процессы на континентальном склоне Каспийского моря // Геоморфология. 2004. №1. С. 103-112.
- Микуленко К.И. О механизме образования глыбовых включений в палеогеновых отложениях Дагестана // Доклады АН СССР. 1963. Т. 151, №5. С. 1168-1169.
- Обухов А.Н., Обухова М.А. Гравитационная обстановка Западного Кавказа // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. М.: ГЕОС, 2011. С. 264-275.
- Структурная геология и тектоника плит. Т. 3. М.: Мир, 1991. 350 с.
- Шарафутдинов В.Ф., Шарафутдинов Ф.Г., Магомедов А.Х. Геология и перспективы нефтегазоносности олигоцен-нижнемиоценовых отложений Дагестана. Махачкала: Дагестанское книжное издательство, 1999. 224 с.

ЭВОЛЮЦИЯ СООБЩЕСТВ МОРСКИХ И СОЛОНОВАТОВОДНЫХ КОСТИСТЫХ РЫБ ПОЗДНЕГО ТЕТИСА И ПАРАТЕТИСА

А.Ф. Банников

Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия;
e-mail: aban@paleo.ru

EVOLUTION OF THE COMMUNITIES OF MARINE AND BRACKISH-WATER BONY FISHES OF THE LATE TETHYS AND PARATETHYS

A.F. Bannikov

Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: aban@paleo.ru

В середине мелового времени (сеноманская эпоха) в фауне рыб океана Тетис впервые появляется ряд групп костистых, которые впоследствии, в кайнозое, становятся доминирующими. Сеноманская фауна рыб наиболее известна по трем ливанским местонахождениям; несмотря на еще существенную долю в ней низших лучеперых (Halecostomi) (не менее 24 видов), костистые рыбы в сеномане уже разнообразны и включают около 115 видов из 82 родов, ~43 семейств и не менее 18 отрядов. Большинство отрядов принадлежат низшим костистым, и лишь несколько (Polymixiiformes, Lampridiformes, Bergyiformes и Tetraodontiformes) относятся к высшим костистым рыбам (колючеперым, или Acanthomorpha). В кампане Италии впервые в фауне рыб появляются еще три отряда колючеперых – Zeiformes, Gasterosteiformes и Perciformes. Сколько-нибудь представительных комплексов морских рыб пока не обнаружено в маастрихте и палеоцене. Таким образом, на естественную огромную неполноту палеонтологической летописи рыб накладывается пробел длиной примерно в 20 млн. лет (более пятой части общей истории колючеперых), приходящийся как раз на время интенсивной адаптивной радиации наиболее крупного отряда колючеперых рыб – Perciformes.

Наиболее древние из известных представительных кайнозойских комплексов морских костистых рыб приурочены к глобальному аноксическому событию (формация Фур (Мо-

Клэй) Дании, данатинская свита Туркменистана, нальчикская свита Кабардино-Балкарии). Возраст рыбоносного горизонта, связанного с этим событием, довольно проблематичен. Часто стратиграфами он принимался как позднетанетский (например, Музылев, 1994), однако в последнее время считается, что этот сапропель образовался в ответ на парниковы условия, связанные с палеоцен-эоценовым термальным максимумом (PETM), случившемся в начале ипра (Gavrilov et al., 2003). Из трех местонахождений, связанных с PETM, наилучше изучено туркменское, близ с. Уйля-Кушлюк в предгорьях Копетдага (Данильченко, 1968). Отсюда известны 38 форм костистых рыб из 13 отрядов; в фауне резко преобладают колючеперые отрядов Lampridiformes, Gasterosteiformes, Perciformes и Tetraodontiformes – их 27 форм, что составляет без малого три четверти (71%) всего комплекса (Банников, 2010). Недавние раскопки в палеогеновых отложениях на берегу р. Хеу в Кабардино-Балкарии привели к открытию нового комплекса рыб базального эоцена, включающего по предварительным данным, не менее 17 форм костистых (формально описан из них пока лишь представитель Gasterosteiformes *Gerpegezhus pavai* Bannikov et Carnevale, 2012). Состав фауны, в которой также преобладают колючеперые, значительно отличается от таковых, как Дании, так и Туркменистана, хотя наличие родов *Mene*, *Avitoluvarus* и *Eospinus* показы-

вает определенное сходство с последней. Ипрские рыбы Тетиса наилучше известны из Северной Италии. Темные известняки в пределах кальцитурбидитовых отложений в Монте-Солане в горах Лессиния содержат новую мезопелагическую ихтиофауну из 12 таксонов, в которой преобладают стомиевидные рыбы (Giusberti et al., 2014). Это местонахождение содержит древнейшую кайнозойскую летопись ихтиофауны, в которой преобладают мезо-батипелагические таксоны. Фауна рыб из богатейшего и всемирно известного эоценового (поздний ипр) местонахождения Монте-Болька в Северной Италии (примерно одновозрастного Монте-Солане) состоит из 19 отрядов, 91 семейств, 192 родов (семейственная принадлежность 32 из которых не определена) и, по меньшей мере, 220 видов (Bannikov, 2014; Carnevale et al., 2014). Среди них *Acanthomorpha* составляют 11 отрядов, 78 семейств, 163 родов и не менее 190 видов. Таким образом, комплекс рыб Монте-Больки (явно лагунного облика) является одной из древнейших регистраций фауны рыб с резким доминированием колючеперых, а его разнообразие предвосхищает таковое современной ихтиофауны. Низшие лучеперые отряда *Ruscodontiformes*, расцвет которого приходится на мел, имеют здесь своих позднейших представителей. С более древними фаунами PETM комплекс рыб Монте-Больки связывает наличие общих родов *Platinus*, *Chanos*, *Trachicaranx*, *Mene*, *Exellia*, *Auxides* и *Seriola*; также здесь впервые появляются представители ископаемых семейств пелагических рыб *Palaeorhynchidae* и *Euzaphlegidae*, играющие впоследствии заметную роль в ихтиофаунах Тетиса и Паратетиса. По числу находок преобладают сельдевые.

Предположительно лютетский возраст имеет ихтиокомплекс из дабаханской свиты Грузии (Данильченко, 1962; Банников, 2010), рыбы которого определенно являются эпи- и мезопелагическими. Из 14 форм костиных рыб, с достоверностью отмеченных из местонахождения в Дабаханском ущелье, восемь относятся к колючеперым, что составляет 57% всего известного биоразнообразия комплекса, однако по числу находок здесь преобладают светящиеся рыбы отрядов *Stomiiformes* и *Mystophiformes*. Предполагается, что рыбы дабаханской свиты населяли континентальный склон (либо подводное поднятие).

Бартонские рыбы Тетиса наилучше извест-

ны из кумской свиты Северного Кавказа (р. Пшеха выше хут. Горный Луч: Банников, 2010). Из 50 форм костиных рыб, с достоверностью отмеченных из местонахождения Горный Луч, 43 относятся к колючеперым, что составляет почти шесть седьмых (86%) всего комплекса. Преобладание *Bregmaceros* указывает на близкий к тропическому климат кумского бассейна. Из 33 определенных до рода форм северокавказских рыб не менее восьми (24% общего их числа) доживают до настоящего времени. Систематический состав бартонского комплекса Горного Луча в целом весьма отличен от такового позднеипрской или раннелютской фауны Монте-Больки, тем не менее четыре рода, считавшиеся эндемичными для Монте-Больки (*Jungerstenichthys*, *Paraoliscus*, *Aulorhamphus* и *Eotetraodon*), обнаружены и в фауне Горного Луча. Кумская ассоциация тетических рыб совершенно отлична от одновозрастного бартонского комплекса североморских рыб, известного по фрагментарным остаткам из Англии и Бельгии. Определенное сходство бартонский комплекс Горного Луча обнаруживает с фауной рыб Ирана, считающейся рюпельской (Arambourg, 1967) (однако G. Carnevale (личное сообщение) считает эоценовым возраст иранских рыб, что согласуется с нашими данными). Наличие заметной параллельной сплоистости в битуминозном мергеле кумского горизонта, высокое содержание органического материала и пиритизация осадка являются указателями на бескислородную среду у дна бассейна.

Из верхнеэоценовых (приабонских) отложений юго-запада России и сопредельных государств пока не известно представительных местонахождений рыб. С началом олигоцена от Тетиса обособился внутриконтинентальный бассейн – Паратетис – с изменчивым физико-гидрологическим режимом, зависящим от наличия или отсутствия связи с мировым океаном. Наиболее разнообразный комплекс морских рыб на территории бывшего СССР приурочен к нижнему хадуму (пшехский горизонт, нижний майкоп) Северного Кавказа и его аналогам в Абхазии и Азербайджане (Банников, 2010). Из 73 форм костиных рыб, с достоверностью отмеченных из пшехского горизонта Восточного Паратетиса, 48 относятся к колючеперым, что составляет две трети (66%) всего комплекса, однако по числу находок преобладают сельдевые. Кодоминантами выступают волосохвостые *Anenchelum*, а на отдель-

ных местонахождениях также *Palimphyes* и/или ошибни *Protobrotula* и др. Из 55 определенных до рода форм северокавказских рыб не менее 20 (36% общего их числа) доживают до настоящего времени. Состав фауны рыб указывает на субтропический климат пшехского времени, холоднее чем в бартоне, а появление *Aeoliscus*, *Fistularia* и *Bregmaceros* маркирует потепление в середине пшехского времени. Анаэробная среда на дне раннемайкопского моря начиналась глубоко, не менее 300-400 м верхней толщи воды были пригодны для жизни рыб. В раннем майкопе Паратетиса впервые появились представители *Merlucciidae*, непременные компоненты большинства последующих морских фаун рыб. Раннемайкопский комплекс обнаруживает значительную общность в родовом и даже видовом составе с рюпельскими фаунами рыб Карпат, Швейцарии и Рейнского грабена (рис. 1), что говорит о наличии связей между бассейнами.

Во второй половине раннего олигоцена (время накопления отложений соленовского горизонта) Восточный Паратетис замкнулся и опреснился, однако в позднем олигоцене этот бассейн вновь характеризуется морскими условиями. При этом полного восстановления биоразнообразия рыб не произошло: на сегодняшний день из верхнего олигоцена Предкавказья определено не более 30 таксонов костиных, включая позднейшую регистрацию ископаемого семейства *Palaeorhynchidae*. Можно предположить, что невысокое биоразнообразие позднеолигоценовых рыб Восточного Паратетиса связано как с недостаточной их изученностью, так и с довольно неблагоприятными условиями для жизни рыб. В позднеолигоценовом Карпатском бассейне Центрального Паратетиса, по-видимому, эти условия были более благоприятными. В верхнем майкопе (сакараульский горизонт, соответствующий верхам аквитана и низам бурдигала) Кав-

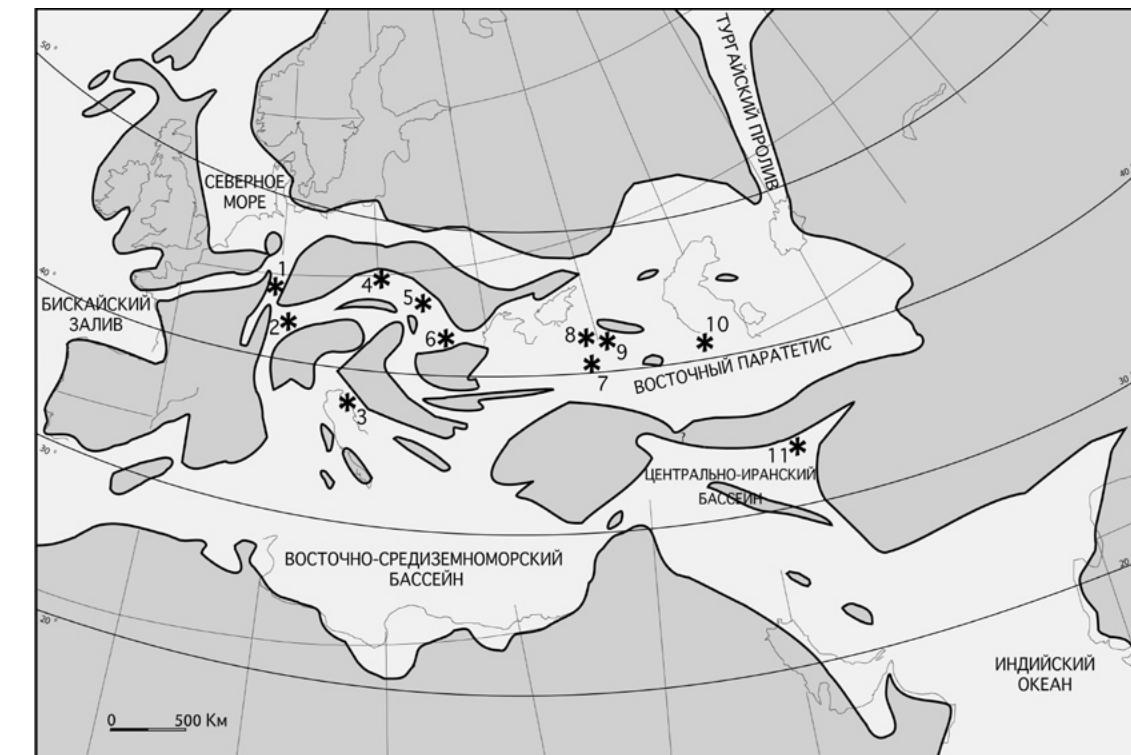


Рис. 1. Палеогеографическая карта Тетиса и Паратетиса в рюпельское время и основные местонахождения ископаемых рыб (из Банникова, 2010): 1 – Рейнский грабен, 2 – кантон Гларус, 3 – Словения, 4 – Польские Карпаты, 5 – Украинское Прикарпатье, 6 – Румынские Карпаты (Пъятра-Нямц), 7 – Абхазия, 8 – р. Пшеха, 9 – р. Белая, 10 – р. Сумгайт, 11 – Иран. Очертания берегов бассейнов по Popov et al., 2004, карта 2.

каза и Крыма обнаружен богатый и довольно разнообразный комплекс морских рыб, откуда отмечено не менее 49 форм (Банников, 2010), из которых 36 относятся к колючеперым, что составляет 3/4 (73%) всего комплекса. Из 35 определенных до рода форм северокавказских рыб 25 (71% общего их числа) доживаю до настоящего времени. Здесь преобладают пелагические, преимущественно неритические рыбы (по числу находок преобладают сельдевые), а типичные мезо- и батипелагические рыбы отсутствуют, за исключением очень редких находок *Trichiuridae* и *Gempylidae*. 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

В коцахурское время Восточный Паратетис опреснился, а в тархане и ранней половине чокрака (конец раннего - начало среднего миоцена) этот бассейн вновь характеризуется морским или полуморским режимом; в связи с тарханской трансгрессией в Восточном Паратетисе восстановилась морская биота средиземноморско-атлантического происхождения. В тарханских отложениях прикаспийского бассейна впервые после нижнего олигоцена появляются мезопелагические светящиеся рыбы (род *Vinciguerria*), что свидетельствует об отсутствии сероводородного заражения или значительном понижении границы безжизненной зоны по сравнению с верхним майкопом. В глубоководных фациях тархана и чокрака (спироалиловые глины) отмечено 24 вида костистых, большинство которых относятся к стеногалинным родам и не могли переносить значительного опреснения. Вымерший род пелагических хищников *Trichiuridae* *Anenchelum*, характеризовавший поздний Тетис и Паратетис в бартоне – раннем миоцене, в чокраке был замещен современным родом рыб-сабель *Lepidopus*. Относительно малое число известных таксонов говорит о том, что биоразнообразие тархан-чокракских рыб лишь в небольшой степени отражает истинное биоразнообразие ихтиофауны этого времени.

К концу чокрака соленость Восточного Паратетиса вновь понизилась, и в дальнейшем лишь в конское время характер бассейна приблизился к нормальному морскому. Одна-

ко сведения о конских рыбах весьма скучны. По-видимому, гидрологические условия в Восточном Паратетисе в конское время в основном не были благоприятными для захоронения рыб. Из полуморского караганского бассейна, предшествовавшего конскому, известно около шести видов эвригалинных рыб, по числу находок преобладают сельдевые. Сарматские рыбы Восточного Паратетиса известны лучше, чем караганские и конские, при этом известно два богатых местонахождения раннесарматских костистых, разнящихся по составу: одно из Северной Молдавии, а другое с р. Пшеха в Краснодарском крае (Банников, 2009; 2010). Суммарно в двух местонахождениях отмечено 36 форм *Teleostei*, из которых подавляющее большинство (32) относятся к колючеперым. Если на Северном Кавказе по числу находок преобладают сельдевые, то в Молдавии – атепринки *Atherina suchovi* Swit., а сельди, бычки и морские караси являются кодоминантами. Обедненность систематического состава сарматских рыб Восточного Паратетиса объясняется не столько низкой соленостью вод, сколько их неблагоприятным химизмом (повышенной щелочностью). По рыбам Восточный Паратетис в раннем сармате можно классифицировать (по классификации Л.А. Невесской и др., 2005) как миксополигалинnyй бассейн, с соленостью выше 18‰.

В начале позднего миоцена (позднем сармате) Восточный Паратетис полностью замкнулся, а в раннем мэотисе вновь эпизодически соединялся с открытыми водами. Мэотические рыбы пока изучены очень плохо, отмечено около 10 их видов. Из более молодых отложений Восточного Паратетиса морские фауны рыб не известны. Из панта (верхний миоцен) Абхазии описан солоноватоводный комплекс рыб в составе 11 видов (Габелая, 1976). Три вида солоноватоводных сельдей характеризуют акчагыльские отложения Азербайджана и Туркменистана.

Таким образом, колебания климата и эвстатики в конце мела и кайнозое, изменение гидрологического режима позднего Тетиса и Паратетиса во времени вызывали вымирание фаун рыб с последующим их (чаще неполным) восстановлением.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 14-04-00005 и 13-04-01202.

ЛИТЕРАТУРА

- Банников А.Ф. О раннесарматских рыбах Восточного Паратетиса // Палеонтологический журнал. 2009. № 5. С. 87-89.
- Банников А.Ф. Ископаемые позвоночные России и сопредельных стран. Ископаемые колючеперые рыбы (*Teleostei*, *Acanthopterygii*). М.: ГЕОС, 2010. Ixi+244 с.
- Габелая Ц.Д. Рыбы плиоценовых отложений Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 112 с.
- Данильченко П.Г. Рыбы дабаханской свиты Грузии // Палеонтологический журнал. 1962. № 1. С. 111-126.
- Данильченко П.Г. Рыбы верхнего палеоцена Туркмении // Очерки по филогении и систематике ископаемых рыб и бесчелюстных. М.: Наука, 1968. С. 113-156.
- Музылев Н.Г. Аноксические события палеоцена – среднего эоцена // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 160-166.
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтологический журнал. 2005. № 3. С. 3-12.
- Arambourg C. Résultats scientifiques de la Mission C. Arambourg en Syrie et en Iran (1938-1939). II. Les poissons oligocènes de l'Iran // Notes et mémoires sur le Moyen-Orient. 1967. T. 8. P. 9-210.
- Bannikov A.F. The systematic composition of the Eocene actinopterygian fish fauna from Monte Bolca, northern Italy, as known to date // Studi e ricerche sui giacimenti terziari di Bolca. 2014. V. 15. P. 23-33.
- Carnevale G., Bannikov A.F., Marramà G., Tyler J.C., Zorzin R. 5. The Pesciara-Monte Postale Fossil-Lagerstätte: 2. Fishes and other vertebrates // The Bolca Fossil-Lagerstätten: A window into the Eocene World // Rendiconti della Società paleontologica italiana. 2014. №4. P. 37-63.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhansli H. Paleocene-Eocene boundary events in the northeastern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene // Geological Society of America, special papers. 2003. №369. P. 147-168.
- Giusberti L., Bannikov A.F., Boscolo Galazzo F. et al. A new Fossil-Lagerstätte from the Lower Eocene of Lessini Mountains (northern Italy): a multidisciplinary approach // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 2014. V. 403. P. 1-15.
- Popov S.V., Rögl R., Rozanov A.Y. et al. (Eds) Lithological-paleogeographic maps of Paratethys. 10 maps Late Eocene to Pliocene // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2004. №250. 46 p.

СТРАТИГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МИОЦЕНА – ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗАЯ

Е.В. Белуженко

ЗАО Горно-рудная компания «Западная», пос. Усть-Нера, Россия;
e-mail: beluzhenkoev@yandex.ru

MIocene – PLEISTOCENE CONTINENTAL STRATIGRAPHY OF WESTERN CISCAUCASIA

E.V. Beluzhenko

Zapadnaya Gold Mining Limited, Ust'-Nera, Russia; e-mail: beluzhenkoev@yandex.ru

Западное Предкавказье представляет собой регион, где в течение позднего миоцена – эоплейстоцена происходила смена морских условий осадконакопления на континенталь-

ные (рис. 1). Изучению этого интересного процесса посвящены многочисленные работы геологов и геоморфологов Северного Кавказа – от Н.И. Андрусова до наших дней.

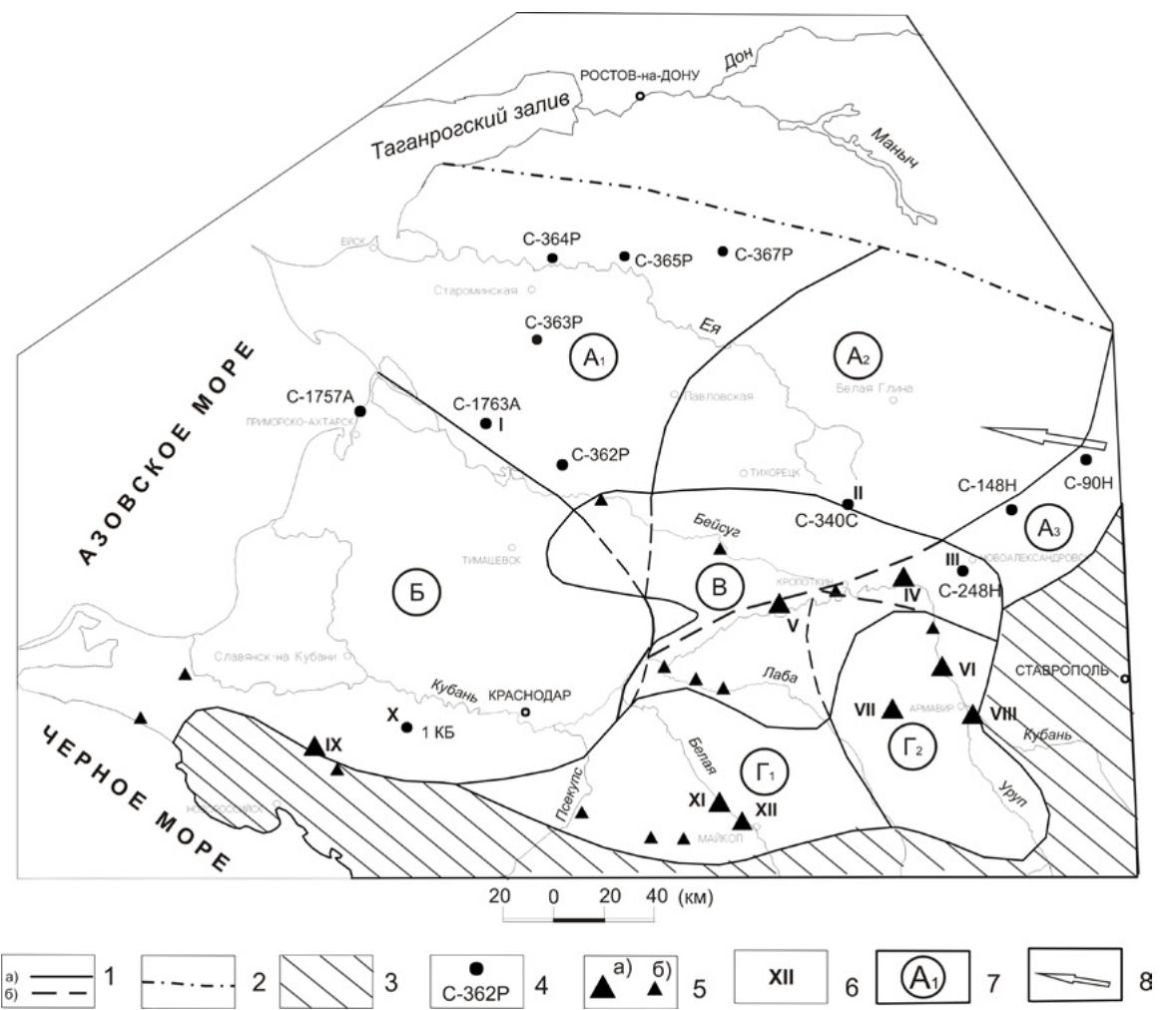


Рис. 1. Схема районирования континентальных отложений верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья.

1 - границы: а) районов и подрайонов; б) они же, перекрытые Центральным районом; 2 - северная граница изученности автором рассматриваемых отложений; 3 - площади отсутствия сплошных покровов континентальных и субконтинентальных отложений верхнего миоцена - эоплейстоцена; 4 - буровые скважины, в которых проводилось палеомагнитное изучение керна рассматриваемых отложений, их номера и индексы (участки: Р – Роговский, А – Приморско-Ахтарский; С – Степной, Н – Новоалександровский; КБ – Кубанская сверхглубокая скважина); 5 – места расположения стратотипических (а) и опорных (б) разрезов свит и толщ: I – азово-кубанской; II, IV – темижбекской; III – новоалександровской; V – центрально-кубанской; VI – новокубанской; VII – андреев-дмитриевской, VIII – армавирской; IX – неберджаевской; X – лиманской и краснодарской; XI – белореченской; XII – гавердовской; 7 – индексы районов (буквы) и подрайонов (цифры) распространения континентальных и субконтинентальных отложений верхнего миоцена – эоплейстоцена: А – Северный (Азово-Кубанская равнина и северо-западное обрамление Ставропольского свода), с подрайонами: А1 – северо-западный; А2 – северо-восточный; А3 – юго-восточный; Б – юго-западный (Прикубанская низменность); Г – юго-восточный (Закубанская предгорная равнина), с подрайонами: Г1 (р. Псекупс - р. Белая - р. Лаба); Г2 (р. Лаба - р. Уруп - р. Кубань); В – центральный район (р. Бейсуг - р. Кубань - р. Лаба); 8 – местоположение палеовреза буоукшунской свиты.

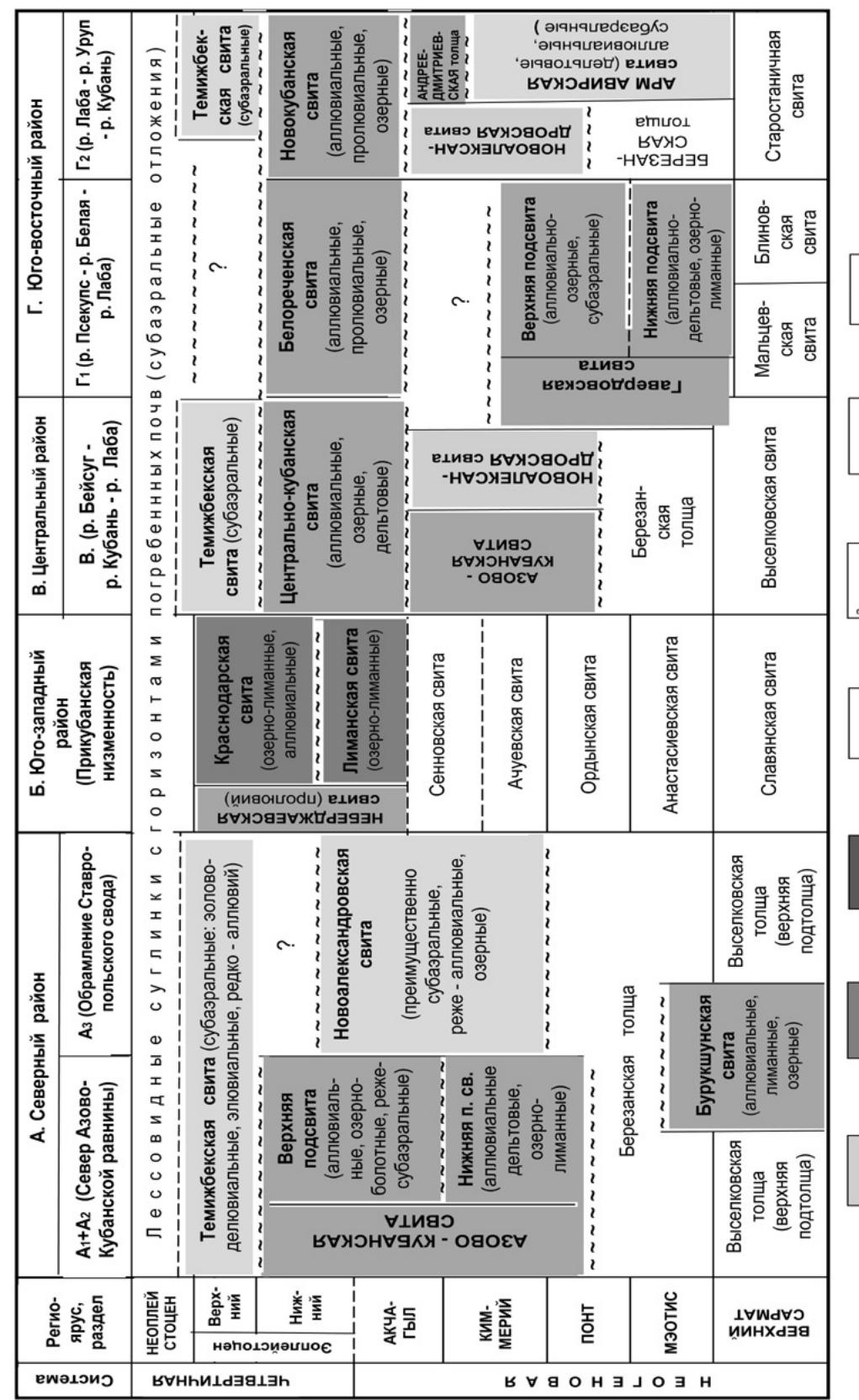


Рис. 2. Схема корреляции верхнемиоценовых – эоплейстоценовых отложений. 1-3 – континентальные отложения; 4 – морские отложения; 5-6 – характер границы; 5 – согласные, положение установлено: а) достоверно; б) предположительно; 6 – несогласные; 7 – отсутствие данных о наличии отложений.

В результате этих исследований определились основные события, которые обусловили понимание этого сложного процесса. В настоящее время существует достаточно обоснованная стратиграфическая схема данного периода, которая представлена на рис. 2.

Обоснованию и совершенствованию данной схемы посвящены публикации автора, совместно с соавторами, в период с 1995 по настоящее время (Белуженко, 2006, 2007, 2011; Белуженко, Пинчук, 2006; Белуженко и др., 2007; Белуженко, Письменная Н.С., в печати). Наиболее полно представления автора о последовательности событий, происходивших в этом регионе в рассматриваемый отрезок времени, изложены в его диссертации (Белуженко, 2006). Основные итоги изучения отложений на сегодняшний день таковы:

На основании изучения всех материалов, в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса России, были выделены местные (свиты) и вспомогательные (толщи) стратиграфические подразделения континентальных отложений Западного Предкавказья, описаны их стратотипические и опорные разрезы, обоснован их возраст, определены границы распространения, проведена корреляция отложений между собой. Часть из них были приведены и описаны в стратиграфической схеме неогена южных районов России, утвержденной МСК в 2002 г. (Невесская и др., 2005), другие были выделены и описаны позднее. Практически все показанные на рис. 2 свиты и толщи приведены в легендах к «Госгеолкартам-200» Кавказской и Скифской серий (Письменная и др., 2009), утвержденных Научно-Редакционным советом при ВСЕГЕИ.

Большинство из этих подразделений были откартированы в процессе подготовки «Госгеолкарт-200» России 2-го издания листов: L-37-XXXVI (Новороссийск), L-37-XXVII (Краснодар), L-37-XXXIV (Туапсе), L-37-XXXV (Майкоп), L-37-XXIX (Курганинск), L-37-XXX (Ставрополь) и др. Эти листы были подготовлены к

изданию и приняты НРС при ВСЕГЕИ в период с 1995 по 2014 гг. ФГУГП «Кавказгеолъемка» (г. Ессентуки, авторы С.Г. Корсаков и др., В.Ф. Печенин и др., В. А. Лаврищев и др.).

Местные и вспомогательные стратиграфические подразделения континентальных отложений миоцена – эоплейстоцена позволяют обособлять и картировать реальные геологические тела, а их изучение помогает определить последовательность геолого-исторических процессов, происходивших на данной территории в течение рассматриваемого времени.

С точки зрения автора, основные задачи по дальнейшему изучению рассматриваемых отложений сводятся к следующему: дальнейшее изучение их опорных и стратотипических разрезов; бурение колонковых скважин в стратотипических местностях при проведении тематических работ; проведение исследований отложений в процессе подготовки к изданию «Госгеолкарт-200» 2-го издания; применение в процессе всех этих работ всего комплекса исследований (палеомагнитных, палеонтологических и др.) для определения возраста и генезиса этих отложений; дальнейшее совершенствование существующей стратиграфической схемы неогена южных районов России и подготовка ее для утверждения нового варианта в МСК России. Программа работ по изучению отложений достаточно очевидна. Главное – исследования должны осуществляться людьми увлеченными и компетентными. Тогда можно рассчитывать на успех.

Автор выражает благодарность всем своим коллегам, которые совместно с ним изучали данные отложения на Западном Кавказе и Предкавказье, были его соавторами, консультировали и помогали автору в период с 1990 по 2015 г. Особая благодарность моим учителям и наставникам, известным кавказским геологам: В.И. Черных, Е.И. Коваленко, Н.А. Гладких, А.Н. Губкиной, а также В.И. Доброродной, проделавшей огромную работу по оформлению рисунков к статьям и диссертации.

ЛИТЕРАТУРА

Белуженко Е.В. Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья // Автореферат докторской диссертации канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2006. 24 с.

Белуженко Е.В. Свичное членение неогеновых отложений Северного Кавказа // Вопросы геологии и освоения недр юга России. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. С. 23-31.

Белуженко Е.В. Верхнемиоцен-эоплейстоценовые грубообломочные отложения Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 5. С. 78-95.

Белуженко Е.В., Волкодав И.Г., Деркачева М.Г. и др. Олигоценовые и неогеновые отложения долины реки Белой (Адыгея). Майкоп: Изд-во Адыгейского государственного университета, 2007. 110 с.

Белуженко Е.В., Пинчук Т.Н. Стратиграфия среднемиоценовых – эоплейстоценовых отложений Западно-Кубанского краевого прогиба // Проблемы геологии, геоэкологии и минералогии Юга России и Кавказа // Материалы V Международной научной конференции, 28 апреля 2006 г., Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ). Новочеркасск: ООО НПО «Темп», 2006. Т. 1. С. 59-78.

Белуженко Е.В., Письменная Н.С. Континентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена северной части Западного Предкавказья. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015 (в печати.)

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н. Горбова С.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 184 с.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Листы L-37-XXXV (Майкоп), L-37-XXVII (Краснодар). Объяснительные записки. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ (в печати).

Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Черных В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXVI (Новороссийск). Объяснительная записка. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ (в печати).

Лаврищев В.А., Январев Г.С., Письменная Н.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Скифская. Лист L-37-XXIX (Курганинск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ (в печати).

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 47-60.

Печенин В.Ф., Письменская Г.А., Гамаса Ю.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Скифская. Лист L-37-XXX (Ставрополь). Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ (в печати).

Письменная Н.С., Греков И.И., Пичужков А.Н. Легенды Кавказской и Скифской серий листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Ессентуки: ФГУГП «Кавказгеолъемка», 2009. 360 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТАДИИ (ГОРИЗОНТЫ) РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЦЕН – ЭОЦЕНОВОГО БАССЕЙНА КРЫМСКО-СЕВЕРОКАВКАЗСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В КОМПЛЕКСАХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

В.Н. Бенья́мовский

Геологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: vnben@mail.ru

REGIONAL STAGES OF DEVELOPMENT OF THE PALEOGENE BASIN OF KRIMEAN- NORTHCAUCASUS PROVINCE AND THEIR REFLECT IN THE PLANKTONIC FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES

V.N. Benyamovskiy

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: vnben@mail.ru

В созданной полвека тому назад стратиграфической схеме палеоцена и эоцена юга бывшего СССР главенствующими подразделениями (кроме ярусов) были горизонты (эльбурганская, Горячего ключа, георгиевская, черкесская, куберлинская, керестинская, кумская и белоглинская), объемы которых определялись зонами планктонных фораминифер (Решения..., 1963). Эти горизонты (с небольшими изменениями) используются и в современных стратиграфических схемах нижнего палеогена юга Европейской России и смежных территорий СНГ (Ахметьев, Бенья́мовский, 2003; Зональная стратиграфия..., 2006). Традиционная зональная шкала по планктонным фораминиферам 60-х годов прошлого столетия к настоящему времени в значительной мере обновлена и детализирована (Бенья́мовский, 2001, 2012; Benyamovskiy, 2012).

Анализ полученных и опубликованных материалов и данных по тематике исследований позволил наметить следующее:

1) В палеоцене, раннем и отчасти в среднем эоцене стратиграфические события появления видов-индексов планктонных фораминифер, определяющих границы биостратонов Крымско-Кавказской области синхронны или близки к таковым Тетиса. Это указывает на

близость обстановок Тетиса и рассматриваемой области.

2) О близости обстановок свидетельствует также и то, что в Крымско-Северокавказской провинции прослеживаются следы глобальных климатических событий: Dan-C, LDE, MPBE, PETM, ETM-2, ETM-3 и EECO. Они характеризуются одними и теми же особенностями изменений в комплексах планктонных фораминифер: например, появлением акаринин *Acarinina sibaiyaensis* (El Naggar) с очень узким стратиграфических интервалом (PETM), последовательным появлением тропических высококонических морозовелл и акаринин *Morozovella lensiformis* (Subbotina) (ETM-2), *M. aragonensis* (Nuttall) (ETM-3) и *Acarinina pentacamerata* Subbotina (EECO).

3) Согласно результатам изучения наземной растительности и климата в рассматриваемом секторе Центральной Евразии в палеоцене и раннем эоцене отмечается гумидный паратропический климат, который в конце ипра сменился на муссонный субтропический (Akhetiev, Beniamovskiy, 2009).

4) Климатическая перестройка в ипре совпала с формированием в позднем ипре (дружбинский горизонт) в пределах Северного Кавказа, Восточного Прикаспия, Закаспия

и Туркмении толщи ритмично-попарного переслаивания темно окрашенных аноксидных карбонатных, биотурбированных сапропелевидных глин с повышенным содержанием Сорг и светлых оксидных мергелей, где содержание Сорг минимально.

5) В течение среднего эоцена (куберлинский и керестинский горизонты) температура поверхностных вод в Крымско-Кавказском бассейне менялась. Начальная относительно прохладная (раннекуберлинская стадия) к среднему лютetu сменилась весьма теплой фазой, способствовавшей миграции тропических клавигеринелл и ханткенин в Крымско-Кавказский бассейн (конец куберлинского и начало керестинского времени). Во второй половине среднего и в начале позднего лютета (средняя часть керестинского горизонта) наступила фаза охлаждения – исчезают ханткенины, широкое распространение получает *Globigerinatheka index* (Finlay) – индикатор более прохладных вод. На рубеже лютета и бартона (верхи керестинского горизонта) отмечается кратковременная фаза потепления, когда вновь сюда мигрировали ханткенины. Видимо, она отвечает глобальному краткосрочному среднеэоценовому термическому оптимуму (МЕСО).

6) В терминальном лютете (рубеж керестинского и кумского горизонтов) произошла крупнейшая перестройка газового режима водной массы Крымско-Кавказского бассейна, когда олиготрофная, аэробная обстановка сменилась эвтрофной – гипоксическо-аноксической, что вызвало биотический кризис. Образовался своеобразный аноксический кумский бассейн, подобный современному Черному морю, но гораздо больших размеров, простиравшийся на большей части области. Это событие было обусловлено рядом причин – углублением бассейна, его стратификацией, полуизоляцией от Мирового океана, сменой систем морских течений, водной и воздушной циркуляции, а также изменением конфигураций суши и моря. Палеоклимат на рассматриваемой территории сменился от муссонного аридного на зимне-влажный средиземноморского типа (Akhetiev, Beniamovskiy, 2009). В начале кумского времени температура аноксических вод уменьшилась, что наряду с гипоксией, способствовало исчезновению ряда видов и обеднению комплекса, расселению холодноводных

катализидраксов. Отмечается некоторый эндемизм состава планктонных фораминифер (например, виды-индексы *Globigerinatheka azerbaidjanica* (Chalilov), *Subbotina turcmenica* (Chalilov), *S. instabilis* (Korovina), *Tenuitella postcretacea* (Mjatliuk). Пик холодноводности отмечается в конце кумского горизонта (подзона PF14b). В это время исчезают глобигеринатеки и получают распространение типично холодноводные тенюителлы.

7) Следует отметить, что начало аноксического процесса, также как и его завершение характеризовались переходными фазами постепенной смены кислородного режима водной массы, что отразилось в легком кофейном оттенке терминальной части керестинских отложений и переслаивании темных и светлых прослоев осадков на границе кумских и белоглинских образований.

8) Маркирующим событием конца среднего эоцена Крымско-Северокавказской провинции является активизация вулканизма. Широкое распространение туффогенных прослоев в поясах северокавказских и мангышлакских разрезов кумской свиты было связано с активацией в среднем эоцене вулканогенного пояса, обрамлявшего керестинско-кумский бассейн со стороны Малого Кавказа и Копетдага. Отсюда в это время пепел разносился в северном направлении муссонными ветрами.

9) В белоглинское время произошла очередная кардинальная экосистемная перестройка, которая ознаменовалась: а) эвстатической тепловодной трансгрессией, б) восстановлением открытых бассейновых связей; в) миграцией тепловодных глобигеринатек, турбороталий и субботин из Тетиса в Крымско-Кавказский водоем, г) изменением аноксидной обстановки осадконакопления (коричневато-кофейных глины с повышенным содержанием Сорг) на оксидную (светлые мергелистые глины и глинистые мергеля), д) сменой средиземноморского климата на субтропически-гумидный с предтургайской флоей (Akhetiev, Beniamovskiy, 2009), е) охлаждением в заключительную фазу белоглинского горизонта (зона PF17) поверхности водной массы, сопровождавшимся исчезновением планктонных фораминифер.

Исследования финансово поддержаны грантом РФФИ проект № 14-05-00421 и программой № 28 Президиума РАН.

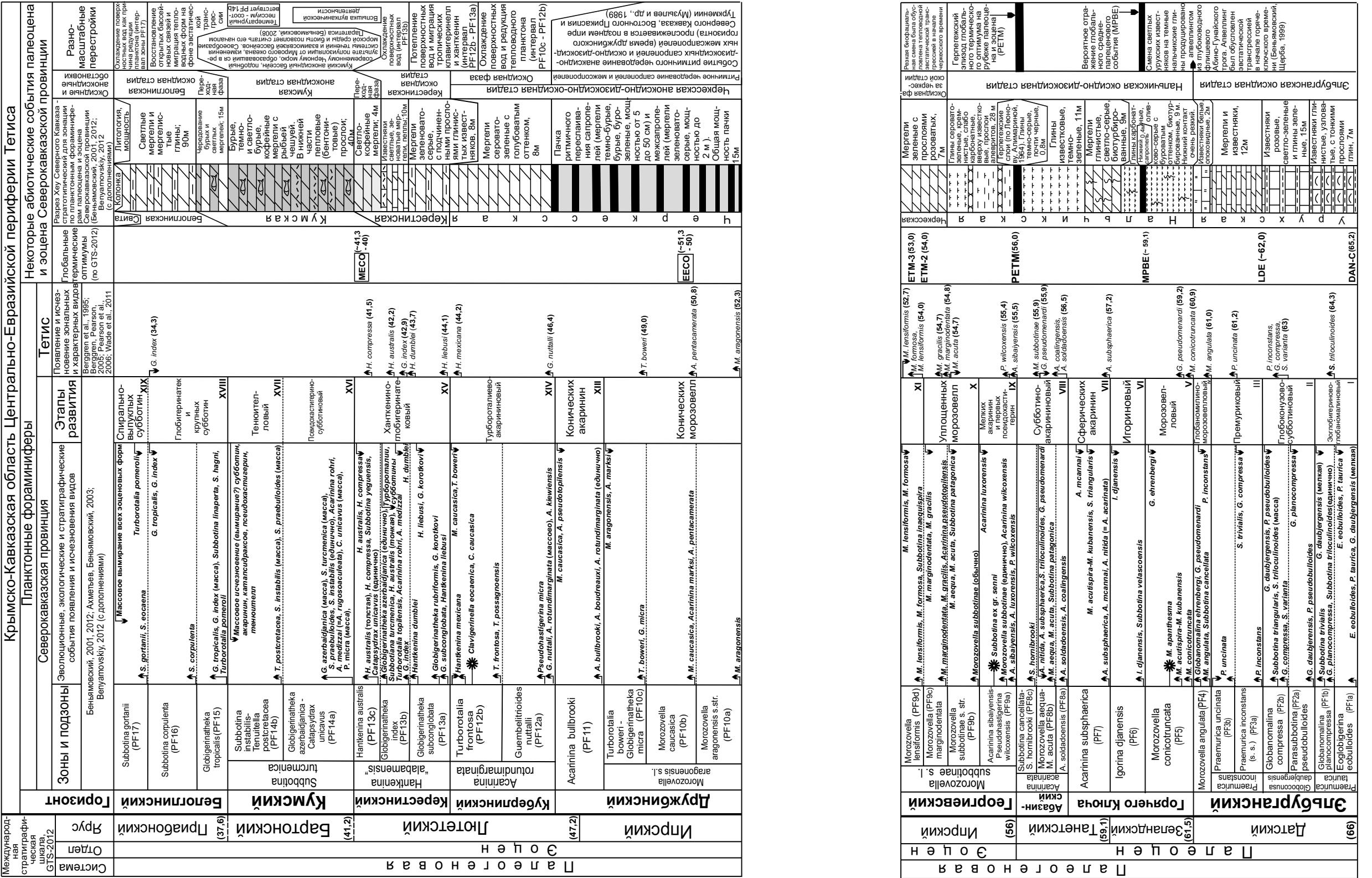


Рис. 1. Горизонты, планктонные фораминиферы и события палеоцена – эоцене Северокавказской провинции Крымско-Кавказской области Центрально-Евразийской периферии Тетиса.

Гипертермальные климатические события палеоцена и эоцена (по GST-2012): Дан-С – раннего дания, ЛДЕ – позднего дания, МРВЕ – биотическое событие среднего палеоцена, РЕТМ – палеоцен-эоценовый термический максимум, ЕТМ-2 и ЕТМ-3 – термические максимумы раннего ипра, ЕЕСО – раннеэоценовый климатический оптимум, МЕСО – среднеэоценовый оптимум. Арабские цифры в скобках – миллионы лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А., Беньяновский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена Юга Европейской России // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 2003. Т. 78, вып. 5. С. 40-51.
- Беньяновский В.Н. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210-223.
- Беньяновский В.Н. Инфразональная шкала среднего эоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам: палеонтологический, филогенетический и палеогеографический аспекты // Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания «Современная микропалеонтология», 12-16 сентября 2012 г., г. Геленджик. М.: 2012. С. 28-33.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР, 1962 // Советская геология. 1963. №4. С. 145-154.
- Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N. Paleogene floral assemblages around epicontinental seas and straits in Northern Central Eurasia: proxies for climate and paleogeographic evolution // Geologica acta. 2009. V. 7, №1-2. P. 297-309.
- Benyamovskiy V.N. A high resolution Lutetian-Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean-Caucasus region of the Northeastern Peri-Tethys // Austrian journal of Earth sciences. 2012. V. 105, №1. P. 117-128.
- Berggren W.A., Pearson P.N. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation // Journal of foraminiferal research. 2005. V. 35, №4. P. 279-298.
- The geological time scale 2012. Elsevier, 2012. 1144 p.
- 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-Science Reviews. 2011. V. 104, №1-3. P. 111-142.

МОРСКИЕ ОБСТАНОВКИ КУМСКОГО ЭТАПА СРЕДНЕГО – ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В.Н. Беньяновский

Геологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: vnenben@mail.ru

MARINE ENVIRONMENT OF KUMIAN STAGE OF MIDDLE – LATE EOCENE IN THE SOUTH OF EUROPEAN RUSSIA AND ADJACENT AREAS

V.N. Benyamovskiy

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: vnenben@mail.ru

В созданной полвека тому назад стратиграфической схеме палеоценена и эоцена юга бывшего СССР главенствующими подразделениями (кроме ярусов) были горизонты (эльбурганская, Горячего ключа, георгиевский, черкесский, куберлинский, керестинский, кумский и белоглинский), объемы которых определялись зонами планктонных фораминифер (Решения..., 1963). Эти горизонты (с небольшими изменениями) используются и в современных стратиграфической схемах нижнего палеогена юга Европейской России и смежных территорий СНГ (Ахметьев, Беньяновский, 2003; Зональная стратиграфия..., 2006). Традиционная зональная шкала по планктонным фораминиферам 60-х годов прошлого столетия к настоящему времени в значительной мере обновлена и детализирована (Беньяновский, 2001, 2012; Benyamovskiy, 2012).

Анализ полученных и опубликованных материалов и данных по тематике исследований позволил наметить следующее:

1) В палеоцене, раннем и отчасти в среднем эоцене стратиграфические события появления видов-индексов планктонных фораминифер, определяющих границы биостратонов Крымско-Кавказской области синхронны или близки к таковым Тетиса. Это указывает на близость обстановок Тетиса и рассматриваемой области.

2) О близости обстановок свидетельствует также и то, что в Крымско-Северокавказской

провинции прослеживаются следы глобальных климатических событий: Dan-C, LDE, MPBE, PETM, ETM-2, ETM-3 и EECO. Они характеризуются одними и теми же особенностями изменений в комплексах планктонных фораминифер: например, появлением акаринин *Acarinina sibaiyaensis* (El Naggar) с очень узким стратиграфическим интервалом (PETM), последовательным появлением тропических высококонических морозовелл и акаринин: *Morozovella lensiformis* (Subbotina) (ETM-2), *M. aragonensis* (Nuttall) (ETM-3) и *Acarinina pentacamerata* Subbotina (EECO).

3) Согласно результатам изучения наземной растительности и климата в рассматриваемом секторе Центральной Евразии в палеоцене и раннем эоцене отмечается гумидный паратропический климат, который в конце ипра сменился на муссонный субтропический (Akhmetiev, Beniamovski, 2009).

4) Климатическая перестройка в ипре сошла с формированием в позднем ипре (дружбинский горизонт) в пределах Северного Кавказа, Восточного Прикаспия, Закаспия и Туркмении толщи ритмично-попарного переслаивания темно окрашенных аноксидных карбонатных, биотурбированных сапропелевидных глин с повышенным содержанием Сорг и светлых оксидных мергелей, где содержание Сорг минимально.

5) В течение среднего эоцена (куберлинский и керестинский горизонты) температу-

ра поверхностных вод в Крымско-Кавказском бассейне менялась. Начальная относительно прохладная (раннекуберлинская стадия) к среднему лютету сменилась весьма теплой фазой, способствовавшей миграции тропических клавигеринелл и ханткенин в Крымско-Кавказский бассейн (конец куберлинского и начало керестинского времени). Во второй половине среднего и в начале позднего лютета (средняя часть керестинского горизонта) наступила фаза охлаждения – исчезают ханткенины, широкое распространение получает *Globigerinatheka index* (Finlay) – индикатор более прохладных вод. На рубеже лютета и бартона (верхи керестинского горизонта) отмечается кратковременная фаза потепления, когда вновь сюда мигрировали ханткенины. Видимо, она отвечает глобальному краткосрочному среднеэоценовому термическому оптимуму (МЕСО).

6) В терминальном лютете (рубеж керестинского и кумского горизонтов) произошла круп-

нейшая перестройка газового режима водной массы Крымско-Кавказского бассейна, когда олиготрофная, аэробная обстановка сменилась эвтрофной – гипоксическо-аноксической, что вызвало биотический кризис. Образовался своеобразный аноксический кумский бассейн, подобный современному Черному морю, но гораздо больших размеров, простиравшийся на большей части области. Это событие было обусловлено рядом причин – углублением бассейна, его стратификацией, полуизоляцией от Мирового океана, сменой систем морских течений, водной и воздушной циркуляции, а также изменением конфигураций суши и моря. Палеоклимат на рассматриваемой территории сменился от муссонного аридного на зимне-влажный средиземноморского типа (Akhmetiev, Beniamovski, 2009). В начале кумского времени температура аноксических вод уменьшилась, что наряду с гипоксией, способствовало исчезновению ряда видов и обеднению комплекса, расселению холодноводных катапсидраксов. Отмечается некоторый эндемизм состава планктонных фораминифер (например, виды-индексы *Globigerinatheka azerbaidjanica* (Chalilov), *Subbotina turcmenica* (Chalilov), *S. instabilis* (Korovina), *Tenuitella postcretacea* (Mjatliuk)). Пик холодноводности отмечается в конце кумского горизонта (подзона PF14b). В это время исчезают глобигеринатеки и получают распространение типично холодноводные тенюителлы.

7) Следует отметить, что начало аноксического процесса, также как и его завершение характеризовались переходными фазами постепенной смены кислородного режима водной массы, что отразилось в легком кофей-

ном оттенке терминальной части керестинских отложений и переслаивании темных и светлых прослоев осадков на границе кумских и белоглинских образований.

8) Маркирующим событием конца среднего эоцена Крымско-Северокавказской провинции является активизация вулканизма. Широкое распространение туффогеных прослоев в поясах северокавказских и манышлакских разрезов кумской свиты было связано с активизацией в среднем эоцене вулканогенного пояса, обрамлявшего керестинско-кумский бассейн со стороны Малого Кавказа и Копетдага. Отсюда в это время пепел разносился в северном направлении муссонными ветрами.

9) В белоглинское время произошла очередная кардинальная экосистемная перестройка, которая ознаменовалась: а) эвстатической тепловодной трансгрессией, б) восстановлением открытых бассейновых связей; в) миграцией тепловодных глобигеринатек, турбороталий и субботин из Тетиса в Крымско-Кавказский водоем, г) изменением аноксидной обстановки осадконакопления (коричневато-кофейных глины с повышенным содержанием Сорг) на оксидную (светлые мергелистые глины и глинистые мергеля), д) сменой средиземноморского климата на субтропически-гумидный с предтургайской флоей (Akhmetiev, Beniamovski, 2009), е) охлаждением в заключительную фазу белоглинского горизонта (зона PF17) поверхностью водной массы, сопровождавшимся исчезновением планктонных фораминифер.

Исследования финансово поддержаны грантом РФФИ проект № 14-05-00421 и программой № 28 Президиума РАН.

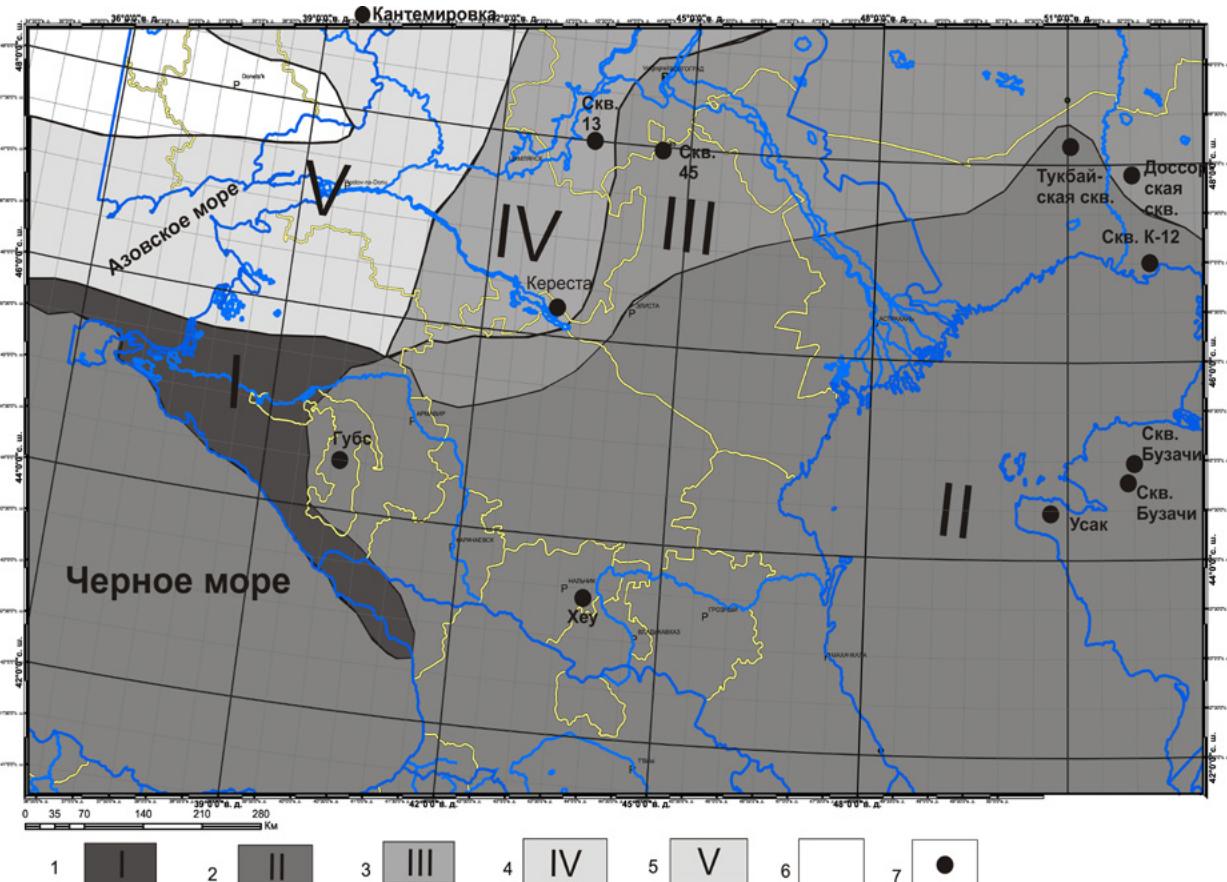


Рис. 1. Зоны распространения различных типов разрезов отложений кумского (средне-позднеэоценового) этапа развития бассейна юга Европейской России и смежных территорий.

1 – наиболее глубоководная (абиссаль-батиаль) зона (флиш и субфлиш); 2 – глубоководная (оффшорная, батиальная зона) с типичными фациями кумской свиты; 3 – переходная зона между континентальным склоном и глубокой сублиторалью (двуячленное строение разреза – нижняя часть, представлена типичными бурыми мергелями кумского облика с известковыми группами микробиоты, верхняя – слабокарбонатная с остатками кремневых микроорганизмов); 4 и 5 – зоны внешнего углубленного шельфа и внутреннего шельфа (глубокая, средняя и мелкая сублитораль), разрезы которых сложены преимущественно терригенными некарбонатными разностями с преобладанием радиолярий и нередко диатомей; 6 – незатопляемое пространство в виде острова на месте Донецкого горного сооружения (источник сноса обломочного материала); 7 – опорные разрезы.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметьев М.А., Беньяновский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена Юга ЕвроБанников А.Ф. Ископаемые колючеперые рыбы (Acanthopterygii): систематика, филогения и роль в кайнозойских ихтиокомплексах Тетиса и Перитетиса // Автореферат диссертации докт. биол. наук. М.: ПИН РАН, 2009. 48 с.

Беньяновский В.Н. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210-223.

Бугрова Э.М. Среднеэоценовое (кумское) событие, Северный Кавказ // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональных корреляций фанерозоя России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 97–99.

Вассоевич Н.Б. О горизонте с *Lyrolepis caucasica* Roman. // Труды Нефтяного геолого-разведочного института. 1934. Сер. Б, вып. 47. С. 1–23.

Никишин А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 2001. Т. 76, вып. 3. С. 3-18.

Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N. Paleogene floral assemblages around epicontinental seas and straits in Northern Central Eurasia: proxies for climate and paleogeographic evolution // Geologica acta. 2009. V. 7, №1-2. P. 297-309.

Beniamovski V.N., Alekseev A.S., Ovechkina M.N., Oberhänsli H. Middle to upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northeast Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene // Geological Society of America, special papers. 2003. №369. P. 95-112.

Benyamovskiy V.N. A high resolution Lutetian-Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean-Caucasus region of the Northeastern Peri-Tethys // Austrian journal of Earth sciences. 2012. V. 105, №1. P. 117-128.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEMP special publication. 1995. №54. P. 129-212.

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylov N.G. A Paleogene sequence in central North Caucasus: a response to paleoenvironmental changes // GFF. 2000. V. 122, №1. P. 51-53.

Meulenkamp J.E., Sissingh W. (eds.) Late Lutetian (44 – 41 Ma) // Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps. Paris: Gauthier-Villars, 2000. 268 p.

НАХОДКА ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА SIDEROFUNGIA (SCLERACTINIA, ANTHOZOA) В СРЕДНЕМ ЭОЦЕНЕ УКРАИНЫ

Д.А. Березовский

Криворожский национальный университет, г. Кривой Рог, Украина;
e-mail: berez-08@mail.ru

DISCOVERY OF REPRESENTATIVES OF THE GENUS SIDEROFUNGIA (SCLERACTINIA, ANTHOZOA) IN THE MIDDLE EOCENE OF UKRAINE

D.A. Berezovsky

Krivoi Rog National University, Krivoi Rog, Ukraine;
e-mail: berez-08@mail.ru

Кораллы рода *Siderofungia* достаточно редко встречаются в палеогеновых отложениях. Из среднэоценовых – нижнеолигоценовых осадков Европы описано всего шесть видов (в том числе и тип рода *S. bella* (Reuss, 1869).

Siderofungia (ранний мел – поздний палеоген) обладают шаровидными, полусфериче-

скими, уплощенными, реже стелющимися колониями тамнастероидного типа. Кораллиты в колонии не обособлены, имеют многоугольные очертания и слабо углубленные чашечки. Радиальные элементы состоят из тонких септокост до трех – четырех порядков, но центра чашечки достигают только септокости первого

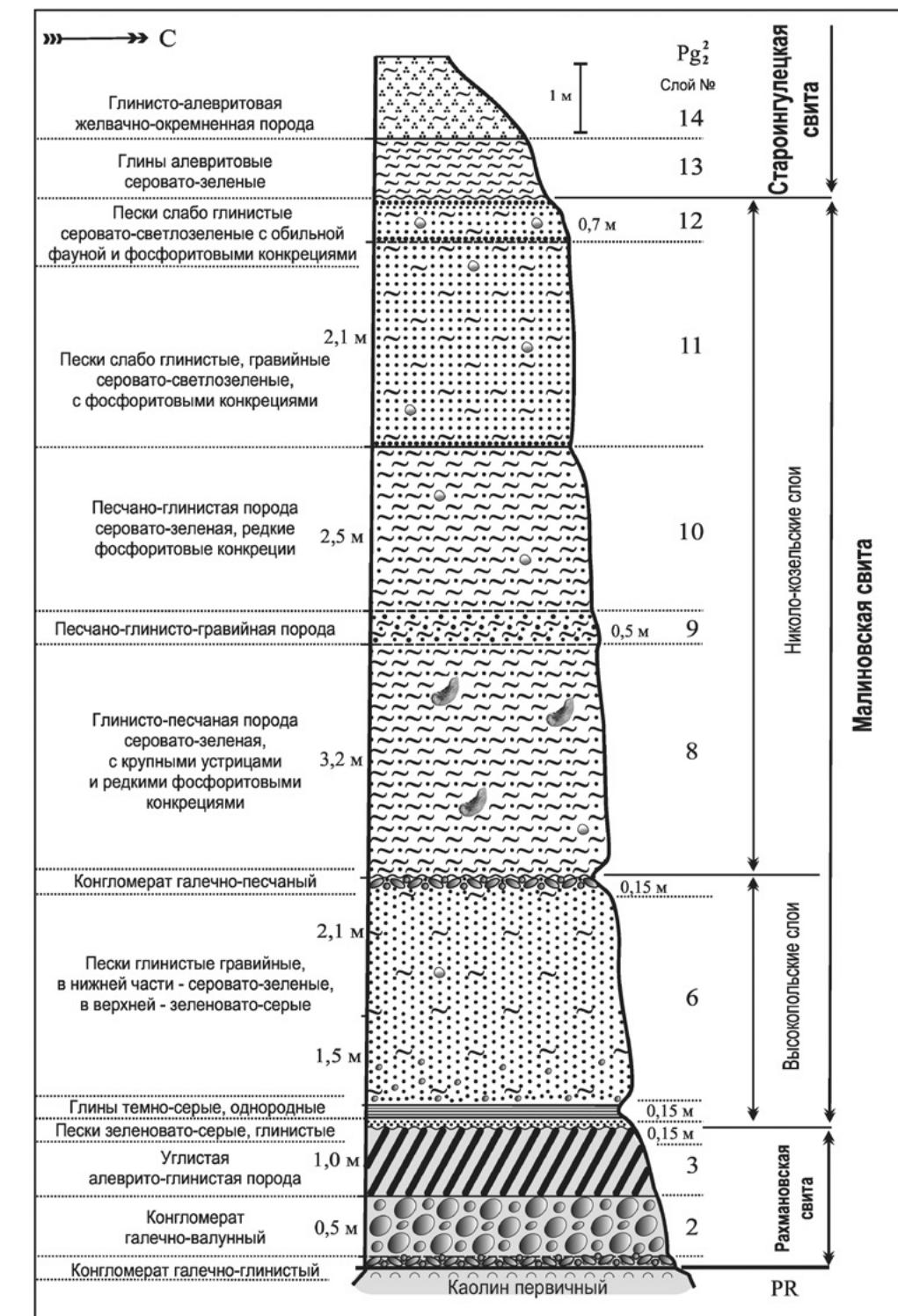


Рис. 1. Геологический разрез нижней части палеогеновых отложений западного борта карьера Ингулецкого ГОКа (г. Ингулец).

порядка. Обычно дистальные края септокост мелкозубчатые. Последний перед колумеллой зубчик заметно большего размера и является псевдопалиморфным зубом. Боковые поверхности септокост с маленькими гранулами. Стенок между чашечками нет. Септокосты соседних чашечек срашиваются друг с другом, формируя ложный пластинчатый бисепталес. Диссепименты редкие, уплощенные. Столбик обычно губчатый, образован срастанием осевых краев септокост. Почекование внешачечное (Barta-Calmus, 1973).

Siderofungia сильно напоминают *Siderastrea*. Некоторые справочники трактуют *Siderofungia* вместе с *Stephanomorpha* в качестве подродов рода *Siderastrea* (Treatise..., 1956). Е.И. Кузьмичева (1987) считала *Stephanomorpha* синонимом *Siderofungia*. По J. Alloiteau, *Siderofungia* отличается от *Siderastrea* тамнастероидным типом чашечек и отсутствием стенок у кораллитов (Alloiteau, 1952, Barta-Calmus, 1973). Таким образом, система семейства *Siderastreidae* (в которое входит и *Siderofungia*) еще окончательно не устоялась.

Анализ описаний различных видов *Siderofungia*, в том числе и типового вида рода *S. bella* (Reuss) (Barta-Calmus, 1973), показал, что для видовых различий используют форму колоний и чашечек, диаметр кораллитов, число септокост в кораллите, характер дистальных и внутренних краев септокост, скульптуру боковых поверхностей септокост, характер соединения септокост соседних чашечек, форму колумеллы.

Из эоценовых осадков Украины *Siderofungia* впервые были описаны Е.И. Кузьмичевой (1987). На основании материала из среднеэоценовых отложений г. Ингулец (район карьеров Визирка) она выделила новый вид – *S. zelinskae* (Kusmicheva, 1975). К этому же виду она отнесла и имеющиеся в ее распоряжении единичные экземпляры *Siderofungia*, найденные в верхнеэоценовых породах г. Днепропетровска.

Размеры (в мм).

Экз. №	Д	Ш	Т	ДК
Ин-04/1	61.5	52.8	23.0	3.0-4.2
Ин-04/2	100.6	77.0	16.5	3.0-4.5
Ин-04/3	53.2	41.1	23.0	3.0-4.2

где Д – длина колонии, Ш – ширина, Т – толщина, ДК – диаметр кораллитов.

Карьер Ингулецкого ГОКа (ИнГОКа) по добыве железной руды находится на юге Криворожского железорудного бассейна. В административном плане (вместе с г. Ингулец) он входит в границы г. Кривой Рог и расположен примерно в четырех километрах юго-восточнее карьеров Визирка, в отвалах которых были собраны колонии *Siderofungia*, определенные автором как *S. zelinskae*. Карьер ИнГОКа вскрывает толщу палеогеновых, неогеновых и четвертичных пород мощностью до 70 м. В эоценовых отложениях здесь выделяются три свиты (снизу вверх): рапхмановская, малиновская (включает высокопольские и николо-козельские слои) и староингулецкая (включает кряжевские, могилевские и заградовские слои). Детальное строение нижней части эоценовых отложений западного борта карьера ИнГОКа вместе со слоем слабоглинистого песка (слой 12), из которого были извлечены полипняки *Siderofungia*, показано на рис. 1. Песок залегает в кровле среднеэоценовых николо-козельских слоев малиновской свиты. В результате сборов кораллов образовалась достаточно представительная выборка полипняков *Siderofungia* и их обломков. Их изучение, позволило установить здесь вид *S. zelinskae* и выявить еще три формы. Одна из них описана ниже.

Siderofungia sp. 1

Описание. (Рис 2, 3) Колонии размером до 10 см в поперечнике, полусферические (с сильно- до слабовыпуклой чашечной поверхностью), прикрепляются к субстрату почти всей площадью (около 90%) своей нижней поверхности. Кораллиты в основном округленно-квадратные, до 3.5-4.5 мм в поперечнике, располагаются вплотную друг к другу. Чашечки слабо углубленные. Расстояние между центрами соседних чашечек колеблется от 2.8 мм до 6.5 мм (наиболее часто 4.5 мм). Стенки между чашечками отсутствуют. Столбик массивный, не пористый, выступающий, мощный, округлый, субовальный или бесформенный,

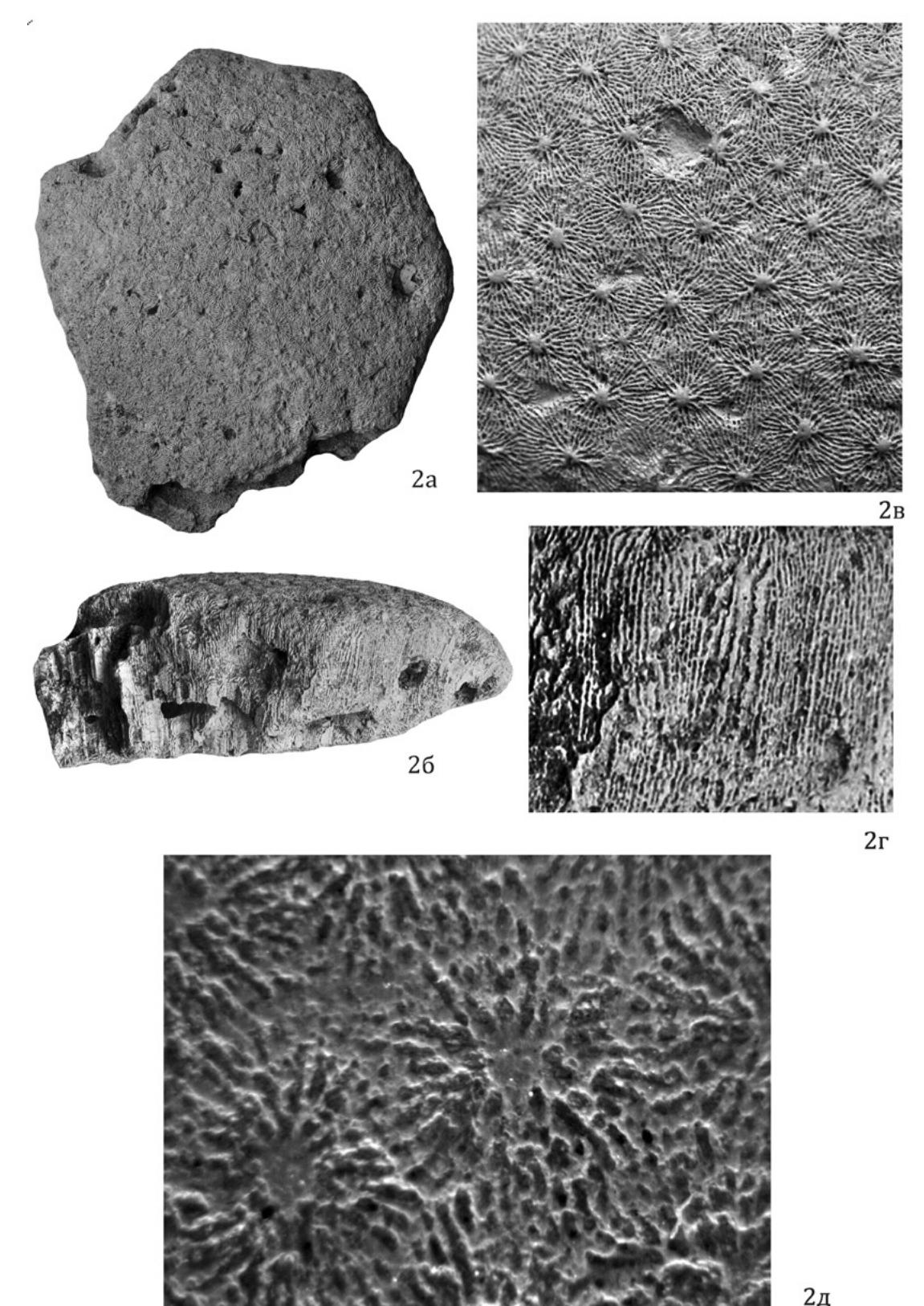


Рис. 2. *Siderofungia* sp. Экз. №Ин-04/1: 2а – вид сверху (х 1.3), 2б – вид сбоку (х 1.3), 2в – чашечная поверхность (х 3), 2г – продольный разрез (х 6.5), 2д – поперечный разрез (х 9).

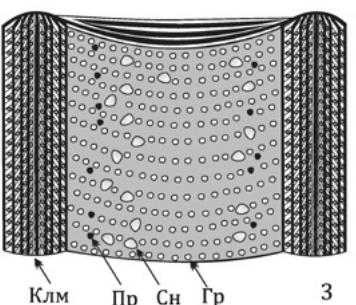


Рис. 3. Боковая поверхность бисептальной вертикальной перегородки (две сросшиеся септокости S1) между двумя столбиками кораллитов *Siderofungia* sp. Буквами обозначены: Клм – колумелла, Пр – поры, Сн – синаптикулы, Гр – гранулы (x 11).

диаметром до 0.8 мм, образован плотным срастанием осевых краев септ. Различается три порядка септокост: S1 (первого порядка), S2 (второго порядка) и S3 (третьего порядка). До столбика доходит только 11-12 септокост S1 (на участке длиной 1 мм у столбика умещается четыре септокости). Толщина одной септокости колеблется от 0.10 мм до 0.25 мм. Септокости S2 по длине занимают около двух третей длины S1. S3 проявлены не во всех кораллитах. Они примерно в три раза короче S1. Общее количество септокост в кораллите достигает 28-31. Септокости S2 и S3 обычно сливаются своими осевыми краями (анастомоз). В результате чего периферическая часть кораллитов занята сложной сеткой септокост. Верхние края септокост слабо волнистые, без зубчатых выступов. Септокости соседних кораллитов сливаются друг с другом под углом от 80° до 180°. Боковые поверхности септокост покрыты очень маленькими гранулами диаметром 0.05-0.1 мм, которые группируются в более или менее правильные шеренги, располагающиеся примерно параллельно дистальному краю септокост (рис. 3). На участке длиной 1 мм в подобной шеренге умещается восемь гранул, отстоящих друг от друга на расстояние около 0.05 мм. Расстояние между

соседними шеренгами гранул также равно около 0.05 мм. Расстояние между соседними гранулами в одной шеренге достигает 0.05 мм, расстояние между соседними шеренгами – 0,1 мм. На некоторых боковых поверхностях просятываются несколько округлых пор диаметром до 0.1 мм. Трабекулы не различаются. Синаптикулы многочисленные, имеют круглое сечение (до 0.25 мм в диаметре), расположены хаотично. Диссепменты очень редкие, расположены почти перпендикулярно к длинной оси колумеллы (под углом 80-90°). Они напоминают тонкие (около 0.1 мм), различно дуговидно изогнутые пластинки (их выпуклость направлена к чашечной поверхности), отстоящие друг от друга на расстояние 0.6-1.1 мм.

Сравнение. От других видов *Siderofungia* описанный таксон хорошо отличается массивным, не пористым столбиком, образующим в центре кораллита достаточно крупный бугорок, а также характером дистального края, количеством септокост, скульптурой боковых поверхностей септокост. Тщательное изучение чашечной поверхности всех имеющихся в коллекции многочисленных экземпляров показало стабильность этого признака, не зависящего ни от индивидуальной, ни от экологической изменчивости. Кораллиты на хорошо или плохо освещенных сторонах колонии всегда имеют более или менее выступающий мощный столбик.

От *S. zelinskae* описанный вид отличается меньшим количеством септокост в кораллите (их 28-31, а не 36-38), округленно-квадратным, а не многоугольным очертанием чашечек, гладким, а не зазубренным дистальным краем септокост, отсутствием обособленных трабекул. Кроме этого, внутренние края септокост у рассматриваемого вида не свободные и не зазубренные, как у *S. zelinskae*. Они сливаются друг с другом в осевой полости, образуя массивную, непористую колумеллу. У *S. zelinskae* колумелла париетальная.

Распространение. Средний эоцен Украины, малиновская свита.

Материал. 106 экземпляров.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузьмичева Е.И. Верхнемеловые и палеогеновые кораллы СССР. М.: Наука, 1987. 189 с.
Alloiteau J. Mandréporaires post-paléozoïques // Traité de paléontologie. Paris: Masson, 1952. V. 1. P. 539-684.

Barta-Calmus S. Révision de collections de Madréporaires provenant du Nummulitique du sud-est de France, de l'Italie et de la Yougoslavie septentrionales. Thèse de doctorat d'état es-sciences naturelles. Paris: Université de Paris, 1973. 694 p.

Treatise on invertebrate paleontology. Part F. Coelenterata. Lawrence: University of Kansas Press, 1956. 498 p.

ЗНАЧЕНИЕ СЕВЕРОКАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНА РОССИИ И ПРИЛЕЖАЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Э.М. Бугрова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Eleonora_Bugrova@vsegei.ru, eleonora-bugrova@yandex.ru

SIGNIFICANCE OF THE NORTH CAUCASUS REGION IN STUDY OF THE PALEOGENE STRATIGRAPHY OF RUSSIA AND ADJACENT AREA

E.M. Bugrova

Karpinsky All-Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia;
e-mail: Eleonora_Bugrova@vsegei.ru, eleonora-bugrova@yandex.ru

Исключительное значение разрезов Северного Кавказа для разработки стратиграфии палеогена юга России и территорий республик СССР общеизвестно. На материалах из этих относительно глубоководных разрезов карбонатных и карбонатно-терригенных отложений были созданы зональные шкалы по планктонным фораминиферам (ПФ) (Н.Н. Субботиной, В.Г. Морозовой, Е.К. Шуцкой, В.А. Крашенинникова), и позднее по наннопланктону (НП) (А.С. Андреева-Григорович, Н.Г. Музылев и др.), по бентосным фораминиферам (БФ), остракодам, диноцистам, спорам и пыльце. Выделенные зоны были введены в региональные стратиграфические схемы (РСС), и биозональность стала основой разработки и совершенствования ОСШ палеогена России (Зональная..., 1991).

Принятие МСШ (Integrated Time Scale), по-

следующие ее изменения вызвали обновление и ОСШ, в которой было принято ярусное деление МСШ. С введением в МСШ лимитотипов для формального определения границ и объемов подразделений палеогена, в регионах России и прилегающих территорий стало проблематичным нахождение в разрезах границ отделов, подотделов и ярусов (Бугрова и др., 2008; Бугрова, 2013), поскольку «датировочные уровни» МСШ не всегда определяют эти рубежи, проходя внутри зон по НП и ПФ. Действительно, «лимитотип не является альтернативой стратотипа для любых категорий стратонов, в том числе и подразделений ОСШ» (Жамойда, 2004, с. 8). Необходимо нахождение региональных уровней, максимально приближенных к границам ярусов МСШ, в чем ведущая роль отводится биостратиграфи-

ческому методу. В принятой Постановлением МСК (в 1989 г.) «Унифицированной зональной шкале палеогена юга СССР» и более позднем ее варианте (Зональная..., 2006) зональность по НП близка к таковой МСШ, которая скоррелирована с палеомагнитной и геохронологической шкалами. Зональный же стандарт МСШ по ПФ приемлем с ограничениями даже на европейской территории России. Поэтому в РСС разработаны параллельные биостратиграфические шкалы по другим группам для более точной фиксации датировочных уровней, в том числе абиотических и биотических событий глобального и регионального масштаба.

Наиболее точно соотношение границ подразделений МСШ, ОСШ и РСС может быть установлено в разрезах, содержащих фоссилии зональных стандартов МСШ. Разрез на р. Хеу (Нальчикская СФЗ) – один из немногих в мире, где наблюдается зональность по НП (непрерывная от палеоцена до олигоцена) и по другим группам, перечисленным выше. Г.П. Леонов и В.П. Алимарина в 1964 г. предлагали рассматривать разрез Хеу в качестве эталонного для палеогена России. В настоящее время для этого разреза разработано зональное деление по нескольким группам микрофоссилей (Бугрова и др., 1988; Биостратиграфические..., 2000); данная схема утверждена МСК в 2000 г. в ранге унифицированной и используется в ОСШ. Как сказано ранее, зональность ОСШ по НП мало отличается от стандарта (шкал Е. Martini и D. Bukry), но комплексы ПФ имеют региональные черты, связанные с палеогеографическими и фациальными их особенностями. Границы зон совместного распространения по ПФ и БФ отражают событийность в их развитии. Дополнительными критериями проведения границ региональных подразделений явились событийные уровни глобального и регионального масштаба (Использование..., 2000; Бугрова, 1996). Выделенные в палеогене Кавказа горизонты эльбурганская, кумская и белоглинская используются и для разрезов весьма отдаленных площадей.

Стратиграфическая схема палеогена Северного Кавказа была принята (ФГУП «Кавказгеолсъемка») в качестве основы легенд госгеолкарты Северного Кавказа, скифской (Южно-Российской) серии ГГК-1000/3 и легенд ГГК-200. Она используется для датировки стратонов и проведения межрегиональной корреляции на территориях не только России, но и Средней (Центральной) Азии (Бугрова,

2009, 2014, рис. 2). Нальчикская СФЗ Северного Кавказа может служить страторегионом соотношения границ подразделений МСШ, ОСШ и РСС. Изучение разрезов других СФЗ (р. Кубань, р. Белая, р. Инал и др.) дало новые материалы по сближению ОСШ с МСШ. Е.Ю. Закревской выявлено соотношение региональных подразделений по «крупным фораминиферам» с зональностью Тетической области; Н.И. Запорожец на р. Белой проведено разделение среднезооценовых – нижнемиоценовых отложений по диноцистам и т.д. Были изучены фораминиферы из более мелководных разрезов Предкавказья (Ипатовской, Нагутской и Песчанокопской опорных скважин и др.), а также (по публикациям Е.К. Шуцкой) из опорной Артезианской скважины в Калмыкии (Бугрова в Практическое...2005). И на этих территориях, переходных к ВЕП и Нижнему Поволжью, выделяются горизонты палеогена Северного Кавказа и зоны межрегиональной корреляции по фораминиферам ОСШ.

В ОСШ, как и в МСШ, нижние границы палеоцена и олигоцена фиксируются глобальными событиями. На рубеже мела/палеогена наблюдается вымирание меловых ПФ, НП, БФ и появление биоты нового состава (Бугрова, 1996). Из-за перерыва на этой границе в ОСШ отсутствует зона по ПФ Р1а датского яруса и выделяется региозона *Eoglobigerina taurica*. Зеландский ярус ОСШ в соответствии с МСШ-2004 имел хорошо узнаваемую по ПФ нижнюю границу между зонами *Praemurica inconstans* и *Morozovella angulata* s.str. / s.l.; она соответствовала рубежу зон Р2 и Р3 МСШ, подкрепленному данными магнитостратиграфии. Включение зоны *M. angulata* в датский ярус приведет к потере надежного реперного уровня ОСШ и сокращению самого зеландия до не всегда распознаваемой (под)зоны *M. conicotruncata*. Нижняя граница танетского яруса не имеет четкого положения в наших схемах, так что требуется ее уточнение. Неопределенное положение в МСШ занимает граница палеоцена и эоцене: по НП в подзоне СР8в «несколько ниже» зоны СР9, а по ПФ внутри зоны Р5 или в подошве зоны Е1, у нас не выделяемой. Глобальным маркером данного рубежа явилось событие температурного максимума начала эоцена (эпизод PETM). Во многих регионах России на практике границу палеоцена и эоцена целесообразно совместить с кровлей зоны БФ *Karreriella zolkaensis* по их близости в разрезах. Зона отражает бескислородное

событие в бассейне (Использование..., 2000), после которого повсеместно появилась фауна нового типа (ПФ зоны *Morozovella subbotinae* s.l. с теплолюбивыми родами, крупные фораминиферы), свидетельствующая о потеплении бассейна (Бугрова, 2002, 2009, 2014; Бугрова и др., 2008). В этом случае граница илрского яруса в ОСШ пройдет в верхах зоны Р9, т.е. близко к принятой в МСШ (Зональная..., 2006). В разрезе Хеу на рубеже подзон СР 8а и 8в развит прослой сапропеля, но нахождение данного уровня в других регионах достаточно проблематично, хотя образование темных сланцев отмечено и там. В решении этой проблемы более надежными являются сведения по диноцистам. Но к сожалению, на Северном Кавказе пока не выделена пограничная зона *Apectodinium augustum* (Зональная..., 2006). За границу лютетского яруса в ОСШ принято основание зоны *Ascarinina bullbrooki*, выше которого появляются маркер зоны Р10, а в разрезах Северного Кавказа, Крыма и Туркменистана роды ПФ *Clavigerinella* и *Guembelitrioides*, характерные для этого яруса. Границы зон *A. bullbrooki* ОСШ и зоны Р14 низов лютета МСШ практически совпадают. Весьма дискуссионна нижняя граница бартонского яруса (Бугрова и др., 2008). В МСШ она проведена по подошве Chron18, но не имеет четких биостратиграфических критериев. В ОСШ за рубеж принимались литологически выраженная (картируемая) подошва кумского горизонта и смена фауны на границе зон ПФ *Hantkenina alabamensis* и *Subbotina turmenica*, которая фиксирует начало аноксического события в бассейнах юга России, Туркменистана, Узбекистана и Таджикистана. Изучение НП и ПФ из разреза Хеу (Бугрова и др., 2008) привело к допущению до получения более надежных данных сохранить этот уровень в качестве

границы бартона в ОСШ; он близок к границе МСШ, проходящей в верхней части зоны Р16. Подошва приабонского яруса в МСШ принята вблизи границ зон Р17 и Р18 и основания СР15. В ОСШ это примерно уровень появления ПФ зоны *Globigerinatheca tropicalis* s.l., НП зоны *Discoaster barbadiensis* (СР15) и обновления состава БФ в зоне *Planulina costata*. Рубеж эоцена и олигоцена ОСШ совпадает со сменой карбонатного осадконакопления на некарбонатное и изменением состава всей биоты под влиянием глобального события похолодания (Геологические..., 1996; Использование..., 2000); здесь исчезает род *Hantkenina* – маркер этого рубежа МСШ (разрезы Хеу и Кубань). Отложения олигоцена и нижнего миоцена в Предкавказье представлены толщей, известной на обширной территории под наименованием майкопская серия (типовы разрез по р. Белая, откуда изучены БФ, НП, диноцисты). Зоны олигоцена по БФ, установленные Л.С. Тер-Григорьянц в Северокавказском регионе, приняты в ОСШ и используется за пределами России (Бугрова, 2009 и др.), так же как и зональность неогена по БФ, разработанная А.К. Богдановичем в Предкавказье.

Обновление биостратиграфии палеогена Северного Кавказа в результате работ по международному проекту «Геологическое строение Кавказ-Крым-Карпатской области» (ВСЕГЕИ, 2006-2008 г.г.) служит дальнейшей актуализации стратиграфических схем территорий Кавказской, Скифской, Донецкой, Воронежской СЛ ГГК, а также Прикаспийской нефтегазоносной провинции и разрезов в акватории Черного моря. Разрезы Северного Кавказа (в частности, по р. Хеу) следует рассматривать в качестве *кандидатов в региональные стратотипы ярусных границ МСШ* на территории России.

ЛИТЕРАТУРА

Биостратиграфические разработки при создании региональной стратиграфической схемы палеогена Северного Кавказа // Тезисы докладов научно-практической геологической конференции «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века». СПб: Изд-во Welcome, 2000. Т. 1. С. 46-48.

Бугрова Э.М. Фораминиферы и биогеография Крымского участка Перитетиса в раннем эоцене // Геология Крыма: учёные записки кафедры исторической геологии. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2002. Вып. 2. С. 86-92.

Бугрова Э.М. Палеоген Туркменистана (обновленная схема зонального расчленения и корреляции) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. С. 1-32.

Бугрова Э.М. Проблемы проведения границ подразделений МСШ при обновлении региональных стратиграфических схем палеогена России и СНГ // Сборник конференции «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства», Москва, 23-25 мая 2013. М.:ГИН РАН, 2013. С. 329-331.

Бугрова Э.М. Границы ярусов палеогена МСШ в региональной стратиграфической схеме Таджикистана (по фораминиферам) // Геология и вопросы сейсмичности территории Таджикистана. Душанбе: АН РТ, 2014. С. 36-43.

Бугрова Э.М., Андреев В.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Актуализация биостратиграфической схемы для корреляции палеогеновых отложений Кавказа, Крыма и Карпат // Сборник научных трудов Института геологических наук НАН Украины. 2008. Вып. 1. С. 137-143.

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. 314 с.

Жамойда А.И. Проблемы Международной (общей) стратиграфической шкалы и ее совершенствование // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 4. С.3-13.

Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР (справочное пособие). М.: Наука, 1991. 169 с.

Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. (Методическое пособие). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 166 с.

Практическое руководство по микрофауне. Том 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.

Bugrova E.M. Recovery of North Caucasus foraminiferal assemblages after the pre-Danian extinction // Biotic recovery from mass extinction events // Geological Society special publication. 1996. №102. Р. 337-342.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНА ЮГО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА (ПО МЕЛКИМ ФОРАМИНИФЕРАМ)

Э.М. Бугрова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Eleonora_Bugrova@vsegei.ru, eleonora-bugrova@yandex.ru

SOME NEW DATA ON PALEogene BIOSTRATIGRAPHY OF THE SOUTH-WESTERN CAUCASUS (ON BASE OF SMALLER FORAMINIFERES)

E.M. Bugrova

Karpinsky All-Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia;
e-mail: Eleonora_Bugrova@vsegei.ru, eleonora-bugrova@yandex.ru

Карбонатные отложения палеоценена и эоцена Северного Кавказа содержат остатки микрофоссилий, по которым выделены региональные зоны и зоны межрегиональной

корреляции, соотнесенные с биозональными стандартами МСШ (Зональная..., 2006). Стратиграфия и фауна флишевых накоплений юго-западного склона Кавказа до сих пор оста-

вались слабо изученными. В 2005 г. Е.Ю. Закревской и С.И. Ступиным были собраны материалы из разрезов по р. Инал (опорный для палеогена Новороссийско-Лазаревской СФЗ) и по р. Лоо; мне была любезно предоставлена возможность присоединиться к их исследованиям. Закревской (Zakrevskaya et al., 2009) детально изучена группа *крупных фораминифер* из флишоидных отложений этого региона и впервые выделены здесь зоны SBZ11 - 16 Тетической зональной шкалы (введенной в МСШ). Из эоценовой части разрезов Инал и Лоо в упомянутой статье приведены данные о *планктонных фораминиферах* (ПФ) зон *Morozovella subbotinae* s.l., *M. aragonensis* s.l. и *Acarinina bullbrooki*, принятых в стратиграфической схеме палеогена Северного Кавказа (Бугрова, 2004; Зональная..., 2006). Сведения о мелких *бентосных фораминиферах* (БФ) и частично планктоне разреза Инал дополнены автором по этим же материалам с сохранением нумерации образцов, используемой в коллективной статье (Zakrevskaya et al., 2009, fig. 2).

Планктонные фораминиферы. Низы флишевой толщи (праксовоевская серия) относили ранее к датскому ярусу по нахождению видов *Globoconusa daubjergensis*, *Praemurica inconstans* (зоны P1 и P2 стандарта МСШ); на этом уровне присутствует и наннопланктон зон NP3?4 (опр. И.П. Табачниковой).

Зона *Morozovella angulata* s.l. палеоценена выделяется в основании пластунской свиты (обр. 61-65) по присутствию *M. angulata*, *M. conicotruncata*, *M. kubanensis*, *Globorotalia pusilla*, *G. compressa*, *Globigerina trivalvis*, *G. varianta*, *G. pseudotriloba*, *Subbotina triloculinoides*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Chilo-guembelina* sp. Найденные выше (обр. 69) *S. triloculinoides*, *G. varianta* и *Globorotalia ehrenbergi* свидетельствуют о палеоценовом возрасте. Далее ПФ исчезают и появляются (обр. 75) радиолярии.

Зона *Morozovella subbotinae* s.l. (обр. 76-80; ипрский ярус, иналская свита) содержит *Morozovella subbotinae*, *M. marginodentata*, *M. lensiformis*, *M. aequa*, *M. querula*, *M. wilcoxensis*, *Acarinina camerata*, *A. pseudotopilensis*, *A. acarinata*, *Globigerina compressaeformis*, *G. velascoensis*, *G. zuensis*, *G. nana*, *G. hevensis*, *G. rotundanana*, *Planorotalites pseudoscitulus*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*. Встречаются радиолярии.

Зона *Morozovella aragonensis* s.l. (обр. 81-84a) содержит *M. aragonensis*, *M. caucasica*, *M. wilcoxensis*, *M. lensiformis* и *M. formosa gracilis* внизу, выше – *Acarinina pentacamerata*, *A. interposita*, *A. pseudotopilensis*, *A. broedermannii*, *A. bullbrooki* (единичные), *Globigerina inaequispira*, *G. pseudoecocena*, *G. composita*, *Globigerinatheka?* *micra*, *Planorotalites pseudoscitulus*, *Chilo-guembelina* sp. и радиолярии.

Зона *Acarinina bullbrooki* (обр. 85-87; лютетский ярус, верхи иналской свиты). Распространены *Acarinina bullbrooki*, *A. pentacamerata*, *A. triplex*, *A. pseudotopilensis*, *A. interposita*, *Globigerina composita*, *G. eocaena*, *G. pseudoecocena*, *Morozovella caucasica*, единичные *M. aragonensis*, *Globigerinatheka?* *micra*, *Planorotalites pseudoscitulus*, *Pseudohastigerina wilcoxensis*, многочисленные радиолярии. В образцах 86 и 87 появляется *Acarinina rotundimarginata* – индекс следующей зоны лютета.

Бентосные фораминиферы изученного разреза разнообразны по составу. Сохранность большинства раковин свидетельствует о нахождении их *in situ*, но в некоторых прослоях встречены и переотложенные формы. По экологическому типу комплексы низов разреза (обр. 61-75) принадлежат фауне «флишевого типа», распространенной в некарбонатных или слабокарбонатных отложениях палеоценена Норвежского и Гренландского бассейнов, Северного моря и флишевой зоны Карпат (Мятлюк, 1970; Charnock, Jones, 1990; Gradstein et al., 1988 и др.). В разрезе представлены виды более 30 родов агглютинирующих фораминифер, среди которых многие имеют кремнистый цемент. Обычно преобладают раковины родов *Rhizammina* (*Rh. indivisa* и др.), *Rhabdammina* (*Rh. robusta*, *Rh. abyssorum*), *Hyperammina* (*H. elongata*, *H. lineariformis*), *Saccammina* (*S. complanata*, *S. scabrosa*), *Ammodiscus* (*A. peruvianus*, *A. planus*), *Rephanina* (*R. charoides*, *R. corona*), *Glomospirella*, *Hormosina* (*H. trinitatensis*), *Conglophragmium* (*C. coronatum*, *C. subcoronatum*, *C. irregularis*) и др. Реже во всем разрезе представлены роды *Kalamopsis*, *Alveolagena*, *Caudammina*, *Lituotuba*, *Reophax*, *Subreophax*, *Cystamminella*, *Haplophragmoides*, *Asanospira*, *Subtilina*, *No-dellum*, *Recurvoides*, *Ammosphaeroidina*,

Trochammina, *Pseudobolivina*, *Bolivinopsis*, *Karreriella* и др. По БФ выделено пять комплексов, приуроченных к интервалам зон по planktonу.

I. На уровне зоны *Morozovella angulata* s.l. (обр. 61-65) выделяются слои с *Conglomphragmum coronatum*, в которых присутствуют вид-индекс, *Karreriella harrida*, *Ammodiscus pennyi*, *Grzybowskiella macilenta*, *Nodellum velascoense*, *Cystammina aff. elongata*, *C. pseudopauloculata*, *C. grzybowskii*, *Recurvooides varius*, *Ammobaculites* sp., *Bolivinopsis spectabilis*, *Textularia aff. excolata*, *Remesella varians*, *Dorothia* cf. *retusa*, *Arenobulimina* sp. В карбонатном прослое (обр. 62) вместе с ПФ обнаружены и БФ с известковой раковиной: *Glandulina* sp., *Pyrulina cylindroides*, *Vaginulina* sp., *Pilleussella velascoensis*, *Anomalina danica*, *Osangularia* sp., *Allomorphina allomorphinoides* и др., известные из эльбурганско-горизонта низов палеоцена Северного Кавказа (Бугрова, 2004).

II. Выше (обр. 66-75) остатки ПФ отсутствуют. Бентос представлен только песчанистыми формами со значительным числом грубо-зернистых раковин. По их составу выделены слои с **Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis* и *+Recurvooides pseudoregularis*, для которых, помимо видов-индексов, характерны *Alveolagena* sp., *Subreophax scalaris*, **Haplophragmoides caucasicus*, **H. medius*, **Trochamminoides proteus*, *T. challengerii*, **Subtilina tenuis*, **Bolivinopsis spectabilis*, **Textularia agglutinans*, *+Trochammina altiformis*, *+Cystammina pseudopauciloculata*, *+C. aff. bitkovenensis*, **Gaudryina gigantica*, *+Grzybowskiella angusta* и другие. Знаком (*) отмечены виды из комплекса танетской зоны *Karreriella zolkaensis* Северного Кавказа (горизонты Горячего Ключа и Абазинский). Кроме них, встречены виды (+) из флишевых отложений палеогена Предкарпатья (Мятлюк, 1970), а также немногочисленные радиолярии.

III. На уровне зоны *Morozovella subbotinae* роль агглютинирующих форм снижается, часть видов (*Conglomphragmum coronatum*, *Asanospira walteri*, *Karreriella conifera*, *K. horrida*) продолжает существовать, но появляются новые виды и роды в основном с известковистой раковиной. В этом интервале встречены *Pseudogaudryina externa*, *Spiroplectammina carinatiformis*, *Tritaxilina* sp., *Chrysalogonium longicostatum*, *Ch. tenuicostatum*, *Vaginulinopsis*

eofragaria, *Anomalina ex gr. capitata*, *Discorbis cf. galensis*, *Siphonina wilcoxensis*, *Nuttallides aff. trumppi*, *Bulimina parisiensis*, *Buliminella grata*, *Angulogerina wilcoxensis*, *Pleurostomella subnodososa*, *Aragonina aragonensis*, *Bolivina aff. pseudointermedia* и др., характерные для зоны межрегиональной корреляции *Pseudogaudryina externa* низов ипрского яруса (Бугрова, 2004; Зональная..., 2006). Кроме них, присутствуют *Bolivinopsis grzybowskii*, *Saccammina scabrosa*, *Cystammina grzybowskii*, *Conglomphragmum irregularis*, *Cibicidoides subconiferus*, *C. aff. lopjanicus*, распространенные в Предкарпатье и неизвестные на Северном Кавказе. По БФ выделены слои с *Pseudogaudryina externa* и *Bolivinopsis grzybowskii*, в которых постоянно присутствуют и радиолярии.

В обр. 78 а вместе с «крупными форами-ниферами» и планктонным видом *Morozovella lensiformis* в комплекс БФ присутствуют роды (*) из Тетиического бассейна: *Asterigerina* * *bartoniana*, *Epistominella* * *impexa*, *Korobkovella* ? *robusta*, *Cibicidoides carinatus*, *Coleites unicus*, *Rotalia* sp., *Cuvillierina* sp., *Ornatanomalina* * sp., *Gypsina* sp., *Sphaerogypsina* * *antiqua*, характерные для местной зоны нижнего эоцена Крыма (Бугрова в Практическое..., 2005; Бугрова и др., 2002), а также известные из нижнего эоцена Азербайджана (Нахичевань; материал Л.А. Пановой) и Румынии (материал И.А. Николаевой). Состав БФ свидетельствует о трансгрессии, также как песчанистость осадка, присутствие глауконита, обломков мшанок, остракод, остатков морских ежей и рыб, большого количества переотложенных раковин форамифер (*Pseudotextularia elegans*, *Globotruncana contusa*, *Verneuilina kelleri*, *Globorotalites michelinianus*, *Stensioeina caucasica*, *Pilleussella velascoensis*, *Bolivinoides incrassatum*, *Rotorbinella* sp. и др.). Судя по присутствию последних и их хорошей сохранности, одновременно происходил подводный перемыв осадков маастрихтского и датского ярусов.

IV. На уровне зоны *Morozovella aragonensis* видовой состав форамифер изменился. Хотя по-прежнему встречаются в небольшом числе агглютинирующие формы, но отсутствуют *Cystammina*, *Trochamminoides* и другие роды, появляются новые виды с известковистой раковиной и песчанистые с карбонатным цементом. На этом уровне встречены *Pseudogaudryina pseudonavarroana*,

Paragaudryina dalmatina, *Karreriella* aff. *subglabra*, **K. aff. pocutica*, *Clavulina* sp., **Recurvooides dissonus*, **R. anormis*, *Chrysalogonium tenuicostatum*, *Heterolepa eocaena*, *Anomalina capitata*, *Brotzenella* ex gr. *acuta*, *Bulimina jarvisi*, *B. bermudezi*, *B. tuxpamensis*, представители родов *Pleurostomella*, *Globocassidulina*, *Eponides*. В комплексе преобладают виды надзоны *Pseudogaudryina pseudonavarroana* дружбинского горизонта Сев. Кавказа и встречаются формы из разрезов Предкарпатья (отмеченные знаком *). Найдены радиолярии, зубы рыб и переотложенные раковины глоботрунканид (в обр. 82 и 84).

V. Бентосный комплекс с уровня зоны *Acarinina bullbrooki* является наиболее разнообразным; он содержит виды около 40 родов. Здесь продолжает существовать часть агглютинирующих форм, известных и ранее, в том числе *Cystammina*, *Recurvooides*, *Trochamminoides* и других «примитивных» родов. Появляются новые формы из отрядов *Nodosariida* (6 родов), *Rotaliida* (6 родов) и др. Характерными являются *Pseudogaudryina pseudonavarroana*, *Paragaudryina dalmatina*, *Karreriella* aff. *subglabra*, **K. coni-*

formis, **Cystammina elongata*, **C. pseudopauciloculina*, **C. bitkovenensis*, **Recurvooides anormis*, **Grzybowskiella angusta*, *Spiroplectammina carinatiformis*, *Chrysalogonium tenuicostatum*, *Anomalina capitata*, **Cibicidoides* aff. *lopjanicus*, *Cibicidina dampelae*, *Falsoplanulina* ex gr. *ammophila*, *Bulimina jarvisi*, *Buliminella grata*, *Kolesnikovella* cf. *elongata*, *Nodosarella tuberosa*, *Uvigerina muralis*, *Chilostomella* aff. *eocenica*. Часть видов характерна для надзоны *Pseudogaudryina pseudonavarroana* дружбинского горизонта Северного Кавказа, другие (*) распространены в эоцене Предкарпатья. В обр. 85-а встречены мелкие раковины дискоциклин, *Gypsina* sp. и по всему разрезу – достаточно многочисленные радиолярии.

Итак, палеонтологическая характеристика палеогена юго-западного Кавказа дополнена и значительно уточнена. Нахождение в разрезе по р. Инал видов, известных из разрезов Северного Кавказа, Предкарпатья и Крыма, позволяет проводить более надежную корреляцию флишевых толщ изученного разреза с подразделениями других регионов и МСШ, а также наметить путь миграции фауны из Тетиического бассейна в Крымский и Предкарпатский.

ЛИТЕРАТУРА

- Бугрова Э.М. Фораминыферы палеогена центральной части Северного Кавказа и Предкавказья // Атлас важнейших групп фауны мезозойско-кайнозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 64-76.
- Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 83-93.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Мятлюк Е.В. Фораминыферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел – палеоген). Л.: Недра, 1970. 360 с.
- Практическое руководство по микрофауне. Том 8. Фораминыферы кайнозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.
- Charnock M.A., Jones R.W. Agglutinated Foraminifera from the Paleocene of the North Sea // Paleoecology, biostratigraphy, paleooceanography and taxonomy of agglutinated Foraminifera // NATO ASI Series, Ser. C, mathematical and physical sciences. 1990. V. 327. P. 139-244.
- Gradstein F.M., Kaminski M.A., Berggren W.A. Cenozoic foraminiferal biostratigraphy of the Central North Sea // Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien. 1988. Bd. 41. S. 97-108.
- Zakrevskaya E., Stupin S., Bugrova E. Biostratigraphy of lager foraminifera in the Eocene (Upper Ypresian – Lower Bartonian) sequences of the southern slope of the Western Caucasus (Russia, NE Black Sea). Correlation with regional and standard planktonic foraminiferal zones // Geologica acta. 2009. Vol. 7, № 1-2. P. 259-279.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ФЛОРЫ ТЕТИЧЕСКОЙ БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ

С.В. Викулин

Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия; e-mail: SVikulin@binran.ru

PALEOGENE FLORAS OF THE TETHYAN BIOGEOGRAPHIC PROVINCE OF THE WESTERN EURASIA

S.V. Vikulin

Komarov Botanical Institute, St. Petersburg, Russia; e-mail: SVikulin@binran.ru

В палеогене европейские эпиконтинентальные моря Тетиса простирались от англо-парижского бассейна до юга платформенной Украины, Поволжья и Южного Урала (Ахметьев, Беньяновский, 2006; Vikulin et al., 2014). В прибрежно-морских раннепалеогеновых отложениях Северного Перитетиса обнаружены представители сублиторальной формации морских трав: *Posidonia*, *Cymodocea*, *Zostera*: *Posidonia parisiensis* (Brongn., 1828) Fritel, 1903 [=? *Cymodoceites parisiensis* Bureau, 1886]; *Cymodoceites nodosus* Bureau, 1872 [=? *Caulinites nodosus* (Brongn.) Unger]; *Zosterites lamberti* Watelet, 1866; *Zostera kiewiensis* Schmalh. Морские травы *Posidonia* и *Zostera*, собранные автором (Vickulin et al., 1995a, b) в киевской спондиловой глине, а также описанные ранее (Шмальгаузен, 1884; Криштофович, 1938), имеют весьма высокий уровень сходства с образцами, описанными из Парижского бассейна (Bureau, 1866; Fritel, 1910; Stockmans, 1936; Gregor, 2003).

Из прибрежно-лагунных мангровых отложений эоценовых мергелей и глин известны остатки плодов *Nipadites* и других пальм – *Flabellaria*, *Sabalites*, *Trachycarpus* (Giusberti et al., 2014), а также купressоидных хвойных *Doliostrobus* (Викулин, 2013, 2014) и *Chamaecyparis*, где они произрастили в прибрежной области проникновения океанических солоноватых вод, поднимаясь по берегам рек до границ распространения зоны прилива. В патропических и субтропических раннепа-

леогеновых флорах гелинденского и волынского экологического типов, в окрестностях Северного Перитетиса (среднее и нижнее Поволжье: Камышин, Саратов; Южный Урал: Романколь; платформенная Украина: Рудня Барановская) преобладают цветковые, связанные с меловыми морфотипами вымерших древних родов: *Ushia*, *Dryophyllum*, *Oxicarpia*, *Macclintockia*, *Dewalquiea* (=Debeuya). Характерны виды сем. Lauraceae. Морфотипы доминирующих хвойных *Doliostrobus* и *Chamaecyparis belgica* морфологически близки меловым родам *Geinizia*, *Cupressinocladus* и "Thuja" cretacea. Доминирующие в палеоцене жестколистные покрытосеменные *Debeuya* – *Dryophyllum* с узкими цельными и пальчато-рассечеными листьями с толстой кутикулой могут переходить в средний и поздний эоцен. Ксероморфизм палеогеновых флор окрестностей Северного Перитетиса нарастал к концу эоценена, и был ярко выражен, например, во флоре Баки, что отражает не только засушливые климатические условия, но, вероятно, отчасти и физиологическую адаптацию к прибрежным – гелофитным и литоральным – местообитаниям. В раннепалеогеновых флорах юга Русской платформы примитивным жестколистным цветковым сопутствуют вымершие жестколистные хвойные мезозойского облика: *Doliostrobus* и *Quasisequoia*, которые, вероятно, переходят из позднемеловых ксероморфных флор сеномана – турона Северного Крыма (Красилов, 1997) и Закавказья: Авуш,

Нахичевань (Тахтаджян, 1966). На протяжении позднего палеоцена и эоценена происходит смена типов растительности: от древних уший и макклитонки к эоценовым ксероморфным дебейо-дриофилловым и литокарпусо-альтигиево-кастанописовым сообществам. Начиная с раннего олигоцена, термофильные тетические флоры юга Русской платформы и сопредельных территорий претерпевают ряд постепенных преобразований, приводящих к

возникновению теплоумеренных флор: уже к концу раннего олигоцена исчезают многие эоценовые виды, завершается 'тетический' этап в развитии палеогеновой флоры: происходит полная утрата древних меловых форм, однако термофильные виды еще могут встречаться в качестве эоценовых реликтов на фоне возрастания роли листопадного теплоумеренного 'тургайского' элемента.

Таблица I

Фиг. 1-15. Макроостатки растений: 1 – плод пальмы *Nipadites burtinii* Brongn., слепок эндокарпа, виден вход проводящего пучка в семя, колл. А.Н. Криштофовича, ЦНИГР музей; эоцен, мергель; Вознесенск, Одесская обл.; 2 – плод современной мангровой пальмы *Nypa fruticans* Wurmb.; 3 – *Sabal haeringiana* Ung., колл. Криштофовича, ЦНИГР музей; Полесское (Могильно), Житомирская обл.; 4 – *S. haeringiana*, колл. Н.В. Пименова, Геол. Музей, Киев; Полесское (Могильно); 5 – *S. haeringiana* [=*Flabellaria rhipifolia* Sternb.; *Trachycarpus rhipifolia* (Sternb.) Takht.], колл. Криштофовича, ЦНИГР музей; Аджамка, Кировоградская обл.; 6 – перистолистная пальма *Phoenicites italica* Massalongo, колл. геол. музея, г. Падуя; нижний эоцен; Monte Bolca, Италия; 7 – *Posidonia parisiensis* (Brongn.) Fritel, четковидные сегментированные корневища, колл. ЦНИГР музей, сборы С.Д. Архангельского, 1937; нижний эоцен; восточный склон Урала, берег р. Колчеданки (этот вид типичен также для эоценена Парижского бассейна); 8 – *Posidonia oceanica* (L.) Delile, современный средиземноморский вид, четковидное сегментированное корневище; 9 – *Zostera kiewiensis* Schmalh. – сегментированное корневище, видны 'листовые следы', колл. И.Ф. Шмальгаузена, Геол. музей, Киев; нижний олигоцен, межигорская свита; Новые Петровцы, Киевская обл.; 10–12 – *Z. kiewiensis*, лист и его мелкоклеточный эпидермис под световым и сканирующим микроскопом, колл. БИН РАН, сборы автора; нижний олигоцен, межигорская свита; Новые Петровцы, Киевская обл.; 13, 14 – *Cymodoceites parisiensis* Bureau, колл. геол. музея, Падуя; нижний эоцен; Monte Bolca, Италия; 15 – морское однодольное *Halochloris cymodoceoides* Ung., колл. геол. музея, Падуя; нижний эоцен; Monte Bolca, Италия.

Таблица II

Фиг. 1-24. Макроостатки растений: 1–*Doliostrobus taxiformis* (Sternb.) Z. Kvaček var. *robustus* Vikulin, крупный фрагмент араукариоидного побега с хорошо развитыми ромбовидными листовыми следами и 'смоляными ходами', ЦНИГР музей (sub. nom. *Sequoia sternbergii*); окрестности с. Волянщина (дорога на Поромовку); 2–*D. taxiformis*, чешуя с семенем (sub. nom. *Dammara armaschewskii* Schmalh.); палеогеновый песчаник, средний эоцен; Волынь, Северная Украина; 3 – *D. taxiformis*; сп.-верхн. эоцен; Monte Promina, Далмация; 4–10 – синкарпные соплодия мицетовых: 4–cf. *Eucalyptus lehmannii*, колл. Е. Деревской, геол. музей, Киев; эоцен; украинское Полесье; 5–современный *Eucalyptus lehmannii* (Schauer) Benth; 6, 7 – cf. *Eucalyptus lehmannii*; 6 – верхн. эоцен; Южный Урал (Баки); 7 – эоцен; Украинское Полесье, Геол. музей, Киев; 8, 9 – *Leptospermites spicatus* Schmalh.; 10 – *Leptospermum* sp.; 11–16 – соплодия *Altingiaceae*: 11–15 – *Steinhauera subglobosa*; 11 – верхн. эоцен; Тим, Курская обл.; 12 – верхн. палеоцен; Романколь, Южный Урал; 13, 14 – сп. эоцен; Украинское Полесье; 15 – тип, эоцен; Богемия; 16 – *Altingia gracilipes*, Юннань, Южный Китай; 17, 20, 21 – *Eotrigonobalanus furcinervis* (Fagaceae); 17 – бучак, сп. эоцен; Катеринополь, Украина; 20, 21 – сп. эоцен; Волынь; 18, 19 – *Dryophyllum curticellens*; сп. эоцен; Катеринополь; 22, 23 – *Notholithocarpus densiflorus*, *form attenuato-dentata*, Северная Калифорния; 24 – *Debeuya* sp., сп.-верхн. эоцен; керн, СКВ. 33, НТГУ, гл. 204.5 м, НГПЭ – с. Зеленый Клин, Ордынский р-н, Новосибирская обл.

Таблица I

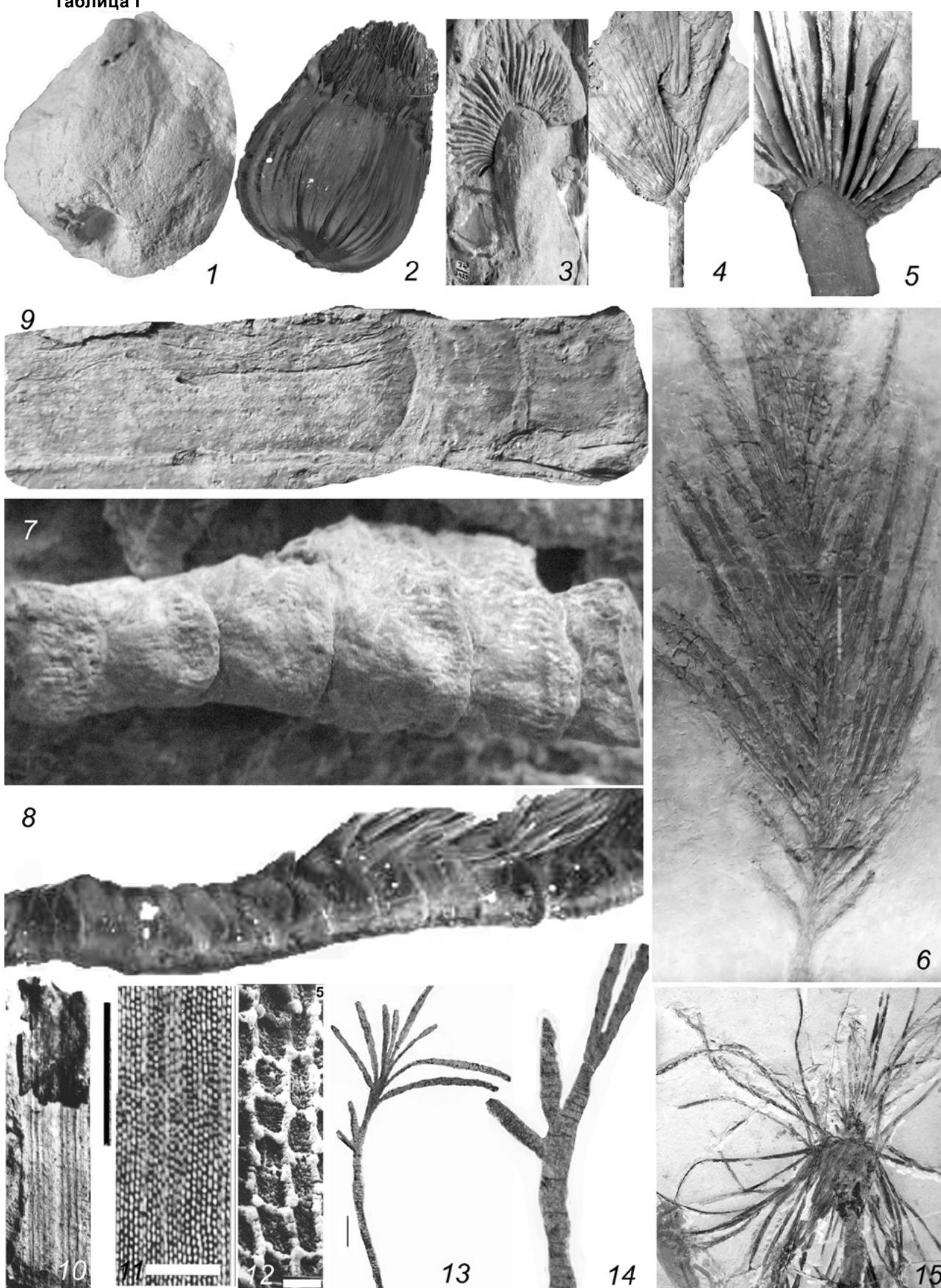


Таблица II

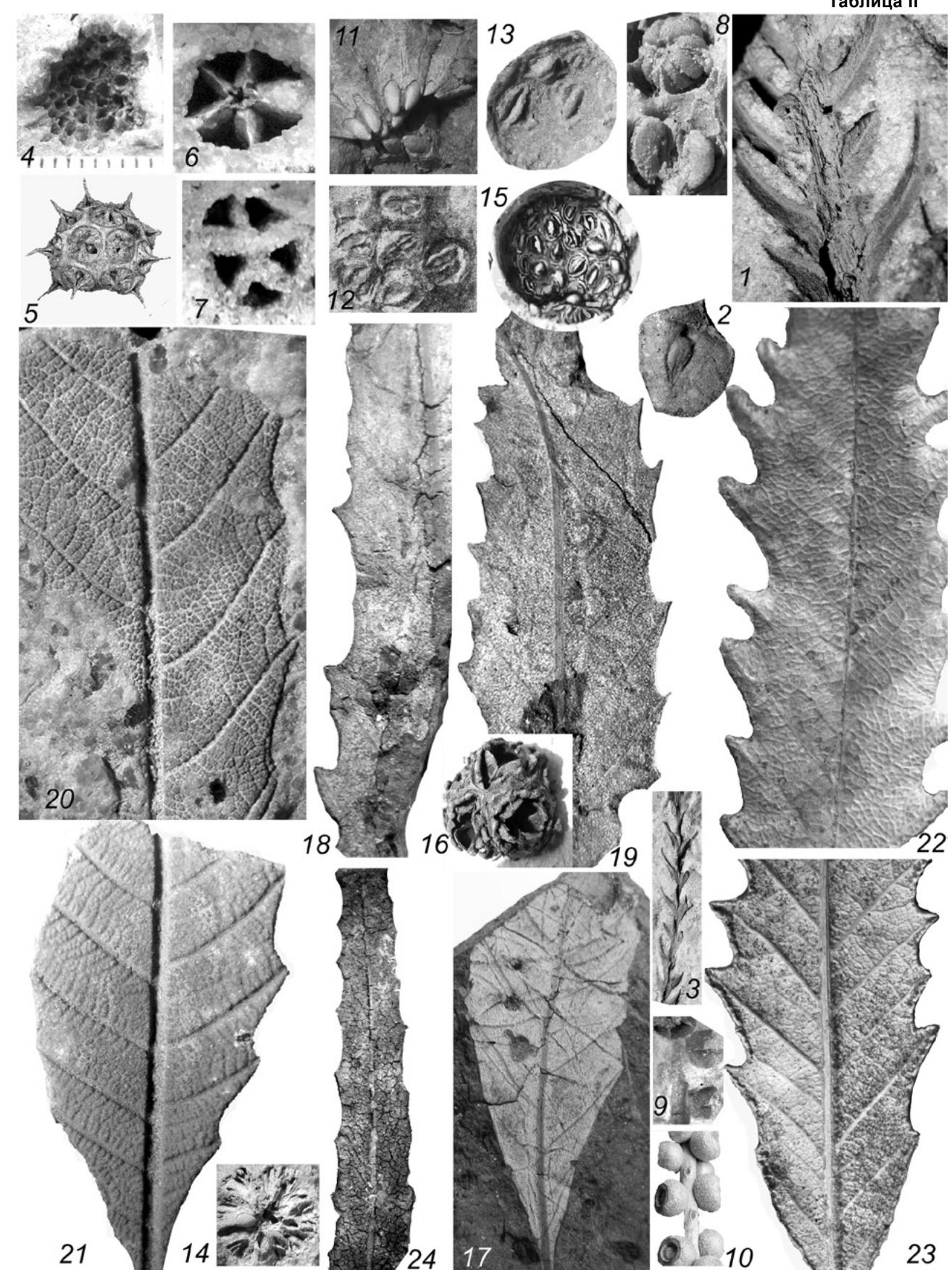


Таблица 1. Основные этапы развития палеогеновой флоры на юге Русской платформы

Ярус	РУССКАЯ ПЛАТФОРМА	
	ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА	ПЛАТФОРМЕННАЯ ЧАСТЬ УКРАИНЫ
Верх. ооцен		ЗМИЕВ, Харьковская обл. Бороугольные слои: обедненный таксодиево-апоцинофилловый комплекс
Нижний олигооцен	ПАСЕКОВО, Воронежск. обл. Бороугольное месторождение: Таксодиево-ниссо-тополево-алангево-секвойевый комплекс с подлеском из эоценовых реликтовых вересковых, лавровых и миртовых хвойно-широколиственная формация <i>Taxodium balticum</i> , <i>Sequoia abietina</i> , <i>Nyssa zhilinii</i> , <i>Apocynophyllum helveticum</i> , <i>Alangium tiliaefolium</i> , <i>Populus pasekovica</i> , <i>Sorbus protoalnifolia</i> , <i>Acer tricuspidatum</i> , <i>Quercus pseudorobur</i> , <i>Andromeda protogaea</i> , <i>Ocotea rossica</i> , <i>Rhodomyrtophyllum pasekovicum</i> , <i>Epacridicarpum rossicum</i> .	НОВЫЕ ПЕТРОВЦЫ, Киевская обл. прибрежно-морской комплекс с морскими травами: <i>Zostera kiewiensis</i> , <i>Posidonia parisiensis</i>
Верхний эоцен	ТИМ, Курская обл. Кварцитовидные песчаники: Сосново-дубово-секвойево - каштанописовый тополево-кленовый комплекс с подлеском из древних альтингиевых и лавровых хвойно-широколиственная формация <i>Quasisequoia couttsiae</i> , <i>Taxodium</i> sp., <i>Steinhaueria subglobosa</i> , <i>Altingia</i> sp., <i>Lithocarpus timensis</i> , <i>Castanopsis timensis</i> , <i>Populus germanica</i> , <i>Acer</i> sp., <i>Andromeda protogaea</i> , <i>Quercus pseudoneriifolia</i> , <i>Pinus palaeostrobus</i> , <i>Cinnamomum lartetii</i> , <i>Neolitsea kryshtofovichii</i> , <i>Myrsine doryphora</i> , <i>Comptonia acutiloba</i>	УКРАИНСКОЕ ПОЛЕСЬЕ Урочища КОЧЕТИН, КАРПИХА, ТОЧИЛЬНИЦА Обедненный 'волынский' комплекс с <i>Quercus</i> (<i>Lithocarpus</i>) <i>pseudoneriifolia</i> , <i>Taxodium</i> , <i>Quasisequoia</i>
Верхний эоцен	МОЛОТЫЧИ, Курская обл. Кварцитовидные песчаники: Хвойно-дубово-лаврово-эрикоидный комплекс (формация лаврового леса с элеметами маквиса) <i>Quasisequoia couttsiae</i> , <i>Pinus</i> sp., <i>Quercus chlorophylla</i> , <i>Laurus primigenia</i> , <i>Andromeda protogaea</i> , <i>Myrsine doryphora</i>	
Средний эоцен	КАМЕНКА, Обоянский р-н, правый берег реки Псел, Курская обл., 51°14'03" с.ш., 36°07'45" в.д. Жестколистная формация маквиса: <i>Pinus</i> sp., <i>Comptonia dryandrifolia</i> , <i>Myrica subsalicina</i> , <i>Conospermum</i> sp., <i>Myrsine</i> sp., <i>Apocynophyllum</i> sp.	УКРАИНСКОЕ ПОЛЕСЬЕ Типовой 'волынский' бучакский флористический комплекс с пальмами и хвойным <i>Doliostrobus</i> : урочища Полесское (Могильное), Овручский р-н, Житомирская обл., 51°21'20" с.ш., 28°39'00" в.д.; 2 – Яблонец, Емильчинский р-н, Житомирская обл., 50°48'00" с.ш., 28°04'00" в.д.; 3 – Волянщина, Володарск-Волынский р-н, Житомирская обл., 50°37'38" с.ш., 28°28'42" в.д.; 4 – Кремянка, Емильчинский р-н, Житомирская обл., 50°39'49" с.ш., 28°03'05" в.д.; 5 – Рыжаны, Володарск-Волынский р-н, Житомирская обл., 50°39'07" с.ш., 28°30'07" в.д.; 6 – Аджамка, Кировоградский р-н, Кировоградская обл.; 48°32'20" с.ш., 32°32'05" в.д.; 7 – Арсеньевка, Светловодский р-н, Кировоградская обл., 48°55'60" с.ш., 32°52'00" в.д.; 8 – Киев, координаты центра города (правый берег Днепра): 50° 27' с.ш., 30° 31' в.д. 9 – урочище Лава, окрестн. г. Путивля, Сумская обл., 51°20'04.93" с.ш. 33°52'07.09" в.д.;
Нижний эоцен	ВИСЛОЕ, балка вблизи ж-д платформы Вислое, Белгородская обл., 50°45'21" с.ш. 36°36'31" в.д. прибрежно-морской комплекс с морскими травами, мшанками, древесинами <i>Cupressinoxylon</i> со следами морских древоточцев-тередин и отпечатками кожистых листьев формации маквиса: <i>Pinus</i> sp., <i>Comptonia dryandrifolia</i> , <i>Myrsine</i> sp.	Рудня Барановская, Житомирская обл. 50° 45' с.ш., 28° 15' в.д. <i>Macclintockia excellens</i> , <i>Boltyshka</i> , Кировоградская обл. 48.9° с.ш. 32.25° в.д. папоротники <i>Blechnum dentatum</i> , <i>Pteris eocenica</i> , <i>Weichselia reticulata</i> , цветковые <i>Comptonia dryandrifolia</i> , <i>Pseudosalix</i> sp., <i>Myrica</i> sp., <i>Dryophyllum curticellense</i> ; Канев, Черкасская обл. 49°44'41" с.ш., 31°27'21" в.д.; кипарисовое <i>Doliostrobus taxiformis</i> , эоцен, мергель, Вознесенск, Одесская обл.: плоды мангровой пальмы <i>Nipa</i> sp.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А., Беньяновский В.Н. Палеоцен и эоцен российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, №1. С. 54-78.
- Викулин С.В. Хвойное *Doliostrobus* (*Doliostrobaceae*) из палеогена Украины // Ботанический журнал. 2014. Т. 99, №5. С. 497-511.
- Красилов В.А. Сингенез ксероморфных растительных сообществ в позднем палеозое – раннем кайнозое // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 3-12.
- Криштофович А.Н. Нахodka эоценовой *Posidonia parisiensis* на восточном склоне Урала // Известия АН СССР, серия геологическая. 1938. Т. 3. С. 405-408.
- Тахтаджян А.Л. Основные фитохории позднего мела и палеоценена на территории СССР и сопредельных стран // Ботанический журнал. 1966. Т. 51, №9. С. 1217-1230.
- Шмальгаузен И.Ф. Материалы к третичной флоре юго-западной России // Записки Киевского общества естествоиспытателей. 1884. Т.7, вып. 2. С. 1-144.
- Bureau E. Études sur une plante phanérogame (*Cymodoceites parisiensis*) de l'ordre des Naiadees, qui vivait dans les mers de l'époque Eocène // Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. 1866. V. 102, №4. P. 191-193.
- Fritel P.-H. Étude sur les végétaux fossiles de l'étage Sparnacien du Bassin de Paris // Mémoires de la Société Géologique de France. 1910. №40. P. 1-37.
- Giusberti L., Roghi G., Martinetto E. et al. The Palaeogene flora of northern Italy // La storia delle piante fossili in Italia. Palaeobotany of Italy. Bolzano: Museo di scienze naturali dell'Alto Adige, 2014. P. 206-231.
- Gregor H.-J. Erstnachweis von Seegras-Resten (*Posidonia*) im Oberen Eozän der Nordlichen Kalkalpen bei Hallthurm // Documenta naturae. 2003. №148. P. 1-19.
- Stockmans F. Végétaux eocènes des environs de Bruxelles // Mémoires du Musée royal d'histoire naturelle de Belgique. 1936. V. 76. P. 1-56.
- Vickulin S.V., Zhilin S.G., Yakovleva O.V., Phillips R.C. Early Oligocene seagrass zosteroid leaves from the western part of the Russian Plain // Ботанический журнал. 1995a. Т. 80, №1. С. 3-10.
- Vickulin S.V., Yakovleva O.V., Zhilin S.G. Xeromorphic features of the leaves of seagrass *Zostera kiewiensis* Schmalh. (Early Oligocene, the Ukraine) // Paleontological journal. 1995b. V. 29, №2A. P. 148-158.
- Vikulin S.V., Bystryakova N., Schneider H., Jolley D. Plant macrofossils from Boltysh crater provide a window into early Cenozoic vegetation // GSA special papers. 2014. V. 505. P. 147-169.

ПРЕДСТАВИТЕЛИ СЕМЕЙСТВА БУКОВЫХ (FAGACEAE) В ПАЛИНОФЛОРЕН ПАЛЕОГЕНА ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ

С.В. Викулин¹, Н.Н. Нарышкина²

1-Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия; e-mail: SVikulin@binran.ru

2-Биологический-почвенный институт Дальневосточного отделения РАН,

Владивосток, Россия; e-mail: naryshkina.natali@gmail.com

REPRESENTATIVES OF THE BEECH FAMILY (FAGACEAE) IN THE PALEOGENE PALYNOFLORA OF THE RUSSIAN PLAIN

S.V. Vikulin¹, N.N. Naryshkina²

1-Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia;

e-mail: SVikulin@binran.ru

2-Institute of Biology and Soil Science, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,

Vladivostok, Russia; e-mail: naryshkina.natali@gmail.com

Видовая диагностика пыльцевых зерен является важнейшей задачей палеопалинологии кайнозоя. Филогенетическая связь таксонов из разновозрастных споропыльцевых спектров может быть установлена лишь посредством корректных и точных ботанических видовых определений (Покровская, 1966; Жилин и др., 2005). Это необходимо для установления филогенетических связей таксонов, определения их объемов с целью изучения развития современных таксонов и эволюции древних и современных растительных формаций (Нарышкина, 2013; Naryshkina, 2014). Установленный нами споро-пыльцевой спектр из образцов бурого угля бучакского яруса палеогена (средний эоцен) из скважины Днепропетровского бурового бассейна в районе с. Синельниково (Павлоградский р-н, Днепропетровская обл., Украина; Радивилл и др., 1987) резко отличается от исследованных нами более молодых комплексов раннеолигоценовых углей Пасекова, Воронежская обл. и Змиева, Харьковская обл., а также от позднеолигоценовых – раннемиоценовых комплексов из сланцевых диатомитов Новодмитровки в Барвенковском р-не Харьковской обл. Буровогольная фация среднего эоцена Украины характеризуется влаголюбивой растительностью тропического

и субтропического рода, произраставшей по берегам обширных озер и болот. В среднеэоценовом комплексе преобладает пыльца буковых и таких формальных таксонов, как *Tricolporopollenites* (Eschig, 1992). Особый интерес вызывает пыльца ископаемых буковых, представленных в среднем эоцене вымершими и теплолюбивыми видами, которые соответствуют морфотипам формальной системы: *Tricolporopollenites cingulum* и *Castanopsis pseudocingulum* (Покровская, 1966, с. 266; Kohlman, Ziembinska, 2000). Доминанты споро-пыльцевых спектров непосредственно из угольного пласта указывают на главных торфообразователей среднеэоценового времени: растения-продуценты пыльцы морфотипов '*Castanea-Castanopsis-Lithocarpus*'. Из буровогольных горизонтов палеогеновая флора юга Русской равнины ранее почти не изучалась (Шмальгаузен, 1884; Викулин, 1987, 2015). Найдены описывались преимущественно из кварцитовидных песчаников - отложений иной фации палеогена (Палибин, 1901; Криштофович, 1927; Станиславский, 1956; Байковская, Конвой, 1968; Викулин, 1991, 2011, 2013, 2014а).

В результате детального исследования дисперсной пыльцы из палеогеновых бурых углей юга Русской платформы из окрест-

ностей Павлограда, Пасекова и сланцевых диатомитов Новодмитровки было выявлено пять отдельных морфотипов *Fagaceae*, три из которых относятся к вымершим таксонам. Вид *Eotrigonobalanus furcinervis*, sub nom. *Dryophyllum furcinervis* (табл. I, фиг. 12) и два вида *Dryophyllum* spp. (табл. I, фиг. 13, 14) особо характерны для эоцена и раннего олигоцена Западной Евразии (Викулин, 2010; Denk et al., 2012; Grimsson et al., 2015). Среди современных буковых подобная пыльца характерна для термофильных субтропических видов *Lithocarpus* / *Castanopsis* (табл. I, фиг. 1) и *Notholithocarpus* (табл. I, фиг. 2, 3) (Manos et al., 2008). Подобные морфотипы пыльцы сем. *Fagaceae* встречаются в углях совместно с отпечатками листьев вымершей группы *Eotrigonobalanus* – *Dryophyllum* (табл. I, фиг. 12-14), пыльца которых обнаружена нами в исследованных раннепалеогеновых углях Украины и юга Европейской России (табл. I, фиг. 6, 7). Листья, определяемые как *Eotrigonobalanus*, имеют **большее сходство с видами *Lithocarpus* и *Castanopsis*, а *Dryophyllum* – с некоторыми разновидностями калифорнийского *Notholithocarpus* (= sub nom. *Lithocarpus*) *densiflora*, forma *attenuato-dentata*** (табл. I, фиг. 15). Дисперсная позднеолигоценовая пыльца из образца Новодмитровского месторождения представлена двумя видами рода *Quercus* евроазиатского рода, современные аналоги которых принадлежат sect. *Heterobalanus*, распространенной в средиземноморском и гималайском регионах. Отпечат-

ки листьев робуридных дубов также известны из этих отложений (табл. II, фиг. 2, 3). В переходной от субтропической к теплумеренной олигоценовой флоре Пасекова, Воронежская обл., отпечатки листьев вечнозеленых буковых пока не описаны, однако пыльца сходная с *Castanopsis* и *Lithocarpus* была обнаружена (табл. I, фиг. 7, 8). Пыльца cf. *Castanopsis* приносит в змиевском комплексе – несколько более молодом, чем пасековский комплекс. Флора Змиева (Харьковская обл.) относится, по последним стратиграфическим данным, к завершающему этапу раннего олигоцена (Очаковский, 2008), по своему составу представляет обедненный вариант пасековского флористического комплекса. В коллекции отпечатков, собранной в Пасеково, наряду со структурно сохранившимися лавровыми и мицтовыми (Викулин, 2014б, 2015), имеются листья, напоминающие современные дубы, близкие *Quercus macranthra* (табл. II, фиг. 1). Древние формы буковых, сходные с субтропическими *Lithocarpus* и *Castanopsis*, не доживают на Русской равнине до рубежа поздний олигоцен / ранний миоцен, представленного сланцево-диатомитовыми слоями в Новодмитровке Харьковской обл. Эта флора отражает иной – миоценовый – этап развития теплумеренной листопадной растительности. Изученные спектры достаточно выразительно отражают этапы в развитии эоценовой и олигоценовой флоры на территориях, примыкающих к южно-российским эпиконтинентальным морям Северного Перитетиса (табл. 1).

Таблица I

Ископаемая пыльца (фиг. 1-11) и листья (фиг. 12-14) *Fagaceae* из палеогена Русской равнины: 1 - cf. *Castanopsis* sp., бучак, Украина, СМ; 2, 3 - *Notholithocarpus* (cf. *Castanopsis* / *Lithocarpus*), бучак, Украина, СЭМ; 4 - cf. *Castanopsis* sp., бучак, Украина, СМ; 5 - cf. *Castanopsis* sp., Змиев, лигнит, верхний олигоцен; 6-8 - *Eotrigonobalanus* sp.: 6 - бучак, Украина, СЭМ; 7, 8 - Пасеково, бурый уголь, Воронежская обл.; 7 – СЭМ, 8 - СМ; 9, 10 - *Quercus*, sect. *Lepidobalanus* sp., в. олигоцен - н. миоцен, сланцево-диатомитовая толща, Новодмитровка, Украина: 9 - СМ, 10 - СЭМ; 11 - *Quercus*, sect. *Heterobalanus* sp., там же, СЭМ; 12 - *Eotrigonobalanus furcinervis*, sub nom. *Dryophyllum furcinervis*, ср. эоцен (бучак), Катеринополь, Черкасская обл., Украина; 13, 14 - *Dryophyllum* spp.: 13 - ср. эоцен, Катеринополь; 14 - ср. эоцен, Павлоград; 15 - *Notholithocarpus densiflorus*, forma *attenuato-dentata*, Калифорния, современный, UC Bot. Gard. Berkeley. Масштабная линейка: 1,4,5,8,9 – 10 мкм; 2,6,7,10,11 – 2 мкм; 3 – 1 мкм, 12-15 – 1 см. СЭМ - сканирующий электронный микроскоп, СМ - световой микроскоп.

Таблица II

Фиг. 1-4. Листья олигоценовых и современных *Quercus*: 1 – *Q. pseudodorobur* Kov. cf. *Q. macranthra*, н. олигоцен, Пасеково, Воронежская обл.; 2 - *Q. cf. macranthra*, в. олигоцен - н. миоцен, сланцево-диатомитовая толща, Новодмитровка, Украина; 3 - *Q. cf. macranthra*, то же, деталь, увеличение края; 4 - современный вид *Q. macranthra* subsp. *sympirensis* Menitsky. Масштабная линейка: 1 см.

Таблица I

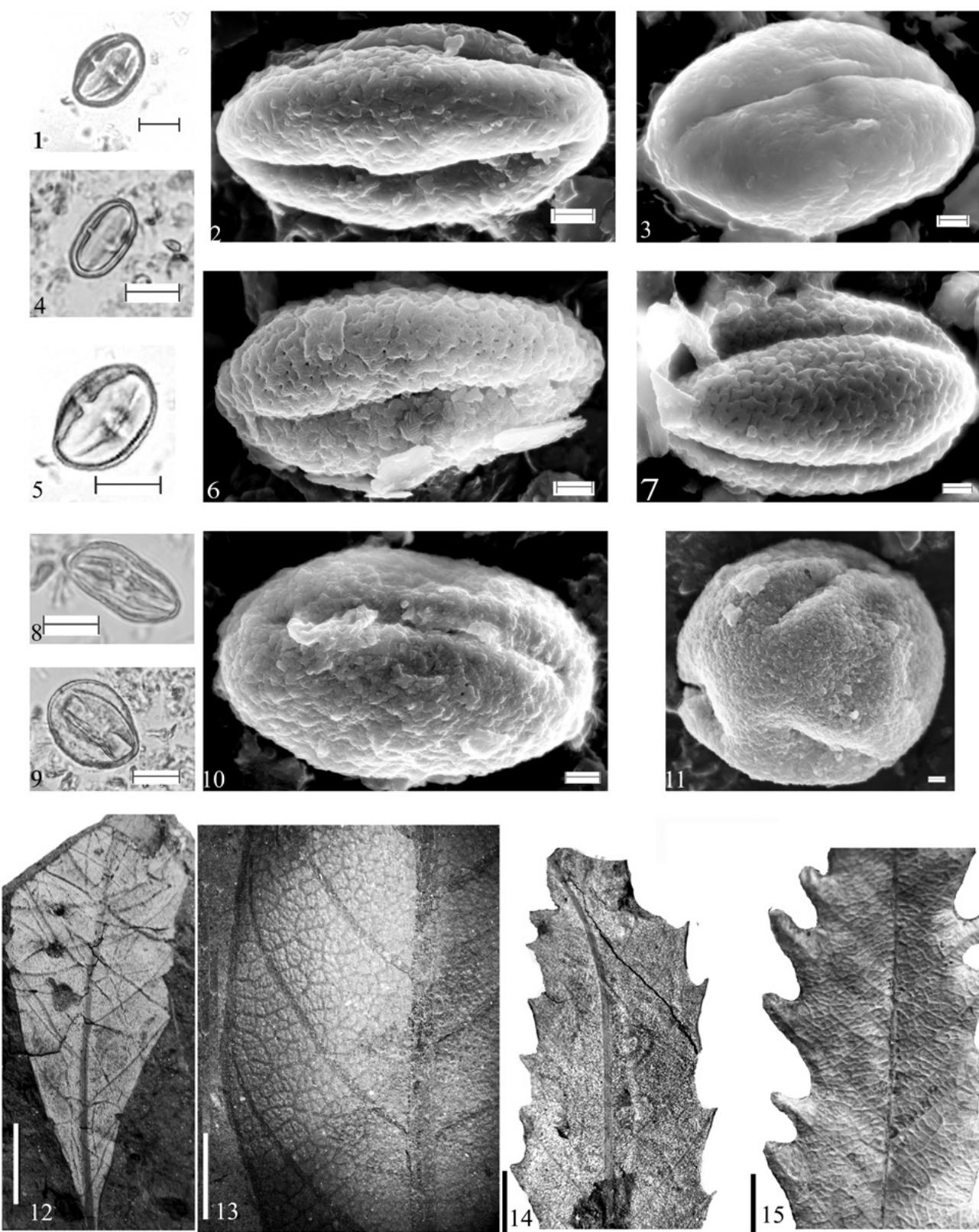


Таблица II

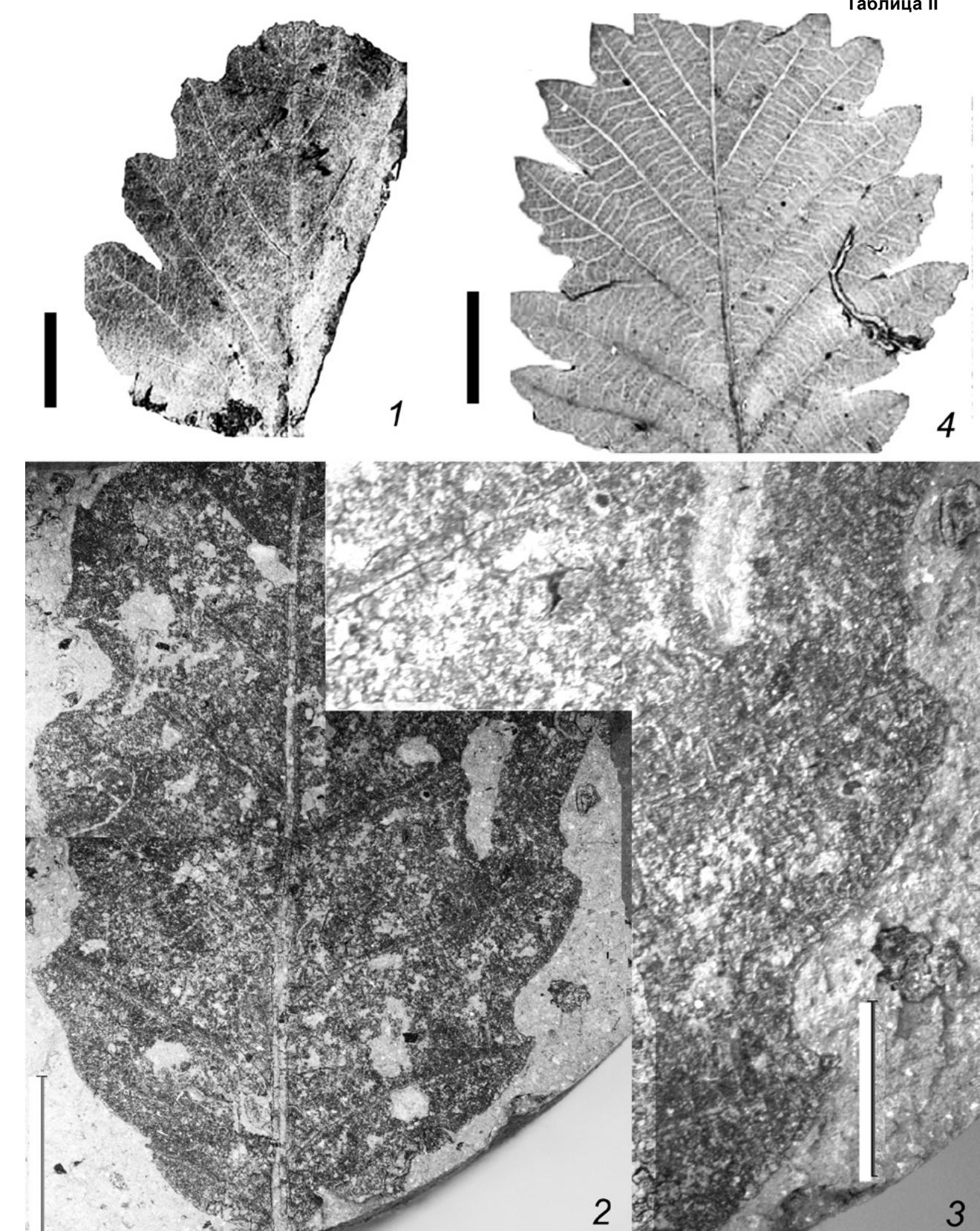


Таблица 1. Основные этапы развития палеогеновой флоры на юге Русской платформы по данным изучения пыльцы и отпечатков листьев буковых.

Ярус	РУССКАЯ ПЛАТФОРМА	
	ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА, РОССИЯ	УКРАИНА
Ниж. миоцен	ИГНАТЬЕВКА, Тамбовская обл. Скв., средн. миоцен: ламкинская серия Окско-Донской равнины: Fagaceae разнообразные, преобладает пыльца <i>Fagus</i> spp., <i>Quercus macranthera</i> , <i>Q. cf. dentata</i> , <i>pubescens</i> , <i>Quercus</i> spp. 1, 2, <i>Castanea</i> , ? <i>Castanopsis</i> (Шпуль, 2004).	НОВОДМИТРОВКА, Харьковская обл. [верхний олигоцен - нижний миоцен] Сланцево-глинистый диатомит с прослойками сапропелита диатомового, глины углистой и карбонатной породы - сапропелита известковистого. Пыльцевые зерна <i>Quercus</i> spp.
Верх. олигоцен		ЗМИЕВ, Харьковская обл. [верхи нижнего олигоцена – верхний олигоцен] Буруогольные слои: обедненный Пасековский таксодиево апцинофилловый комплекс Змievский лигнит: Встречены в небольшом количестве пыльцевых зерен <i>Castanopsis</i> / <i>Lithocarpus</i>
Нижний олигоцен	ПАСЕКОВО, Воронежская обл. Буруогольное месторождение: <u>Таксодиево-ниско-тополево-алангиево-секвойевый комплекс</u> с подлеском из эоценовых реликтовых вересковых, лавровых и мirtовых хвойно-широколиственная формация с <i>Quercus pseudorobur</i> (по отпечаткам) и видами <i>Castanopsis</i> (пыльца), также в отложениях встречены пыльцевые зерна древних дубов.	
Верхний эоцен	ТИМ, Курская обл. Кварцитовидные песчаники: Сосново-дубово-секвойево - <u>кастанопсисовый тополево-кленовый комплекс</u> с подлеском из древних альтигневых и лавровых хвойно-широколиственная формация <i>Lithocarpus timensis</i> , <i>Castanopsis timensis</i> , <i>Quercus pseudoneriiifolia</i>	УКРАИНСКОЕ ПОЛЕСЬЕ: урочища КОЧЕТИН, КАРПИХА, ТОЧИЛЬНИЦА Обедненный 'волынский' комплекс с <i>Quercus</i> (<i>Lithocarpus</i>) <i>pseudoneriiifolia</i> – отпечатки листьев
	МОЛОТЫЧИ, Курская обл. Кварцитовидные песчаники: Хвойно-дубово-лаврово-эрикоидный комплекс (формация лаврового леса с элементами маквиса) <i>Quercus chlorophylla</i>	
Нижний - средний эоцен	КАМЕНКА, Обоянский р-н, правый берег реки Псел, Курская обл., 51°14'03" с.ш., 36°07'45" в.д. <u>Жестколистная формация маквиса</u> : Представители Fagaceae не обнаружены	УКРАИНСКОЕ ПОЛЕСЬЕ и ЦЕНТРАЛЬНАЯ УКРАИНА Типовой 'волынский' бучакский флористический комплекс с пальмами и вымершими буковыми <i>Eotrigonobalanus fuscinervis</i> и <i>Dryophyllum curticellense</i> , а также <i>Castanopsis</i> и <i>Lithocarpus</i> . Эоценовый бурый уголь - бучакский горизонт: с помощью СМ и СЭМ идентифицируются многочисленные Fagaceae, их основная часть относится к <i>Castanopsis</i> / <i>Lithocarpus</i> . Из них по размерам выделяются две группы: а) 15,19 -21,89 мкм; б) 12,46 - 14,94 мкм; Кроме того определены единичные зерна древних дубов.
Нижний эоцен	ВИСЛОЕ, балка вблизи ж-д платформы Вислое, Белгородская обл., 50°45'21" с. ш. 36°36'31" в.д. <u>прибрежно-морской комплекс с морскими травами, мшанками, древесинами</u> <i>Cupressinoxylon</i> со следами морских древоточцев-тередин и отпечатками костистых листьев формации маквиса, <i>Comptonia dryandrifolia</i> : Представители Fagaceae не обнаружены	БОЛТЬШКА. Керн(верхний палеоцен - нижний эоцен) Флора с обилием папоротников, <i>Pseudosalix</i> , <i>Rosaceae</i> и <i>Comptonia dryandrifolia</i> : (Vikulin et al., 2014) <i>Dryophyllum curticellense</i> по отпечаткам (Станиславский, 1957). При исследовании под световым микроскопом нами встречены единичные пыльцевые зерна похожие на <i>Quercus</i> .

ЛИТЕРАТУРА

- Байковская Т.Н., Коваль Я.М. Некоторые данные об эоценовой флоре Курской области // Ботанический журнал. 1968. Т. 53, №9. С. 1251-1262.
- Викулин С.В. О раннеолигоценовой флоре Пасеково (юг Среднерусской возвышенности) // Ботанический журнал. 1987. Т. 72, №2. С. 146-154.
- Викулин С.В. О западных и восточных связях палеогеновых флор Русской равнины // Чтения памяти А. Н. Криштофовича. Вып. 2. Л.: БИН АН СССР, 1991. С. 89-97.
- Викулин С.В. Термофильные буковые (Fagaceae): *Quercus*, *Lithocarpus*, *Castanopsis* в позднем эоцене юга Европейской России // Чтения памяти А. Н. Криштофовича. Вып. 7. СПб.: БИН РАН, 2011. С. 128-146.
- Викулин С.В. Папоротники *Weichselia* (Matoniaceae) и *Blechnum* (Blechnaceae) в палеоцене - раннем эоцене Болтышской впадины (Украина) // Ботанический журнал. 2013. Т. 98, №4. С. 453-467.
- Викулин С.В. Хвойное *Doliostrobus* (Doliostrobaceae) из палеогена Украины // Ботанический журнал. 2014а. Т. 99, №5. С. 497-511.
- Викулин С.В. Нахodka структурно сохранившихся побегов *Sequoia abietina* в раннеолигоценовом пасековском месторождении бурого угля (Воронежская обл.) // Труды Международной научной конференции «Ботаника: история, теория, практика». СПб.: БИН РАН, 2014б. С. 50-57.
- Викулин С.В. Структурно сохранившиеся листья *Ocotea* (Lauraceae) из палеогена юга Европейской России (Пасеково, Воронежская область) // Ботанический журнал. 2015. Т. 100, №4. С. 321-340.
- Жилин С.Г., Тарасевич В.Ф., Токарев П.И. О некоторых важных проблемах четвертичной палинологии // Ботанический журнал. 2005. Т. 90, №9. С. 1465-1469.
- Криштофович А.Н. Об отпечатках растений из песчаников полтавского яруса Аджамки // Известия Геологического комитета. 1927. Т. 46, №3. С. 201-206.
- Нарышкина Н. Н. Морфология современной и ископаемой пыльцы некоторых видов рода *Quercus* L. Автореферат диссертации канд. биол. наук. Владивосток: Биологический-почвенный ин-т ДВО РАН, 2013. 22 с.
- Очаковський В.Ю. Кореляція олігоценових відкладів Дніпровсько-Донецької западини з відповідними відкладами Воронезької антеклізи та Донбасу на основі даних спорово-пилкового аналізу // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України. Київ: ІГН НАН України, 2008. С. 186-191.
- Палибин И.В. Некоторые данные о растительных остатках белых песков и кварцевых песчаников Южной России // Известия Геологического комитета. 1901. Т. 20. С. 447-506.
- Покровская И.М. (ред.) Палеопалинология. Т.1 // Труды ВСЕГЕИ. 1966. Нов. сер., вып. 141. 351 с.
- Радзивилл А.Я., Гурдев С.А., Самарин М.А. и др. Днепровский буруогольный бассейн. Киев: Наукова думка, 1987. 328 с.
- Станиславский Ф. А. Об остатках макллинтокий и возрасте вмещающих их палеогеновых отложений УССР // Ботанический журнал. 1956. Т. 41, №8. С. 1188-1193.
- Чигураева А. А. Атлас микроспор из третичных отложений СССР. Харьков: Изд-во Харьковского государ. ун-та, 1956. 250 с.
- Шмальгаузен И.Ф. Материалы к третичной флоре юго-западной России // Записки Киевского общества естествоиспытателей. 1884. Т.7, вып. 2. С. 1-144.
- Шпуль В.Г. К палиностратиграфии ламкинской серии Окско-Донской равнины (по разрезу с. Игнатьевка Тамбовской области) // Вестник Воронежского университета. Геология. 2004. № 1. С. 52-67.
- Denk T., Grimsson F., Zetter R. Fagaceae from the Early Oligocene of Central Europe: Persisting new world and emerging old world biogeographic links // Review of palaeobotany and palynology. 2012. V. 169. P. 7-20.
- Eschig M. Studies on pollen morphology of *Tricolporopollenites cingulum* and *Tricolporopollenites liblarensis* // Palaeo-vegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. Vienna: Museum of Natural History, 1992. P. 141-145.
- Grimsson F., Zetter R., Grimm G.V. et al. Fagaceae pollen from the Early Cenozoic of West Greenland: revisiting Engler's and Chaney's Arcto-Tertiary hypotheses // Plant systematics and evolution. 2015. V. 301, №2. P. 809-832.
- Hofmann C.C., Mohamed O., Egger H. A new terrestrial palynoflora from the Palaeocene/Eocene boundary in the northwestern Tethyan Realm // Review of palaeobotany and palynology. 2011. V. 166. P. 295-310.
- Kohlman-Adamska A., Ziembinska-Tworydzko M. Morphological variability and botanical affinity of some species of the genus *Tricolporopollenites* Pf. et Thoms. from the Middle Miocene lignite association at Lubstów (Konin region, Central Poland) // Acta palaeobotanica. 2000. V. 40. P. 49-71.

Manos P. S., Cannon C.H., Oh S.H. Phylogenetic relationships and taxonomic status of the paleoendemic Fagaceae of W. North America: recognition of a new genus, *Notholithocarpus* // *Madroño*. 2008. V. 55, №3. P. 181-190.

Naryshkina N. N. Description of pollen morphology of East Asian *Quercus* L. (Fagaceae) examined with light and scanning electron microscopes: implications for palaeoecology // 9th European Palaeobotany and Palynology Conference, 26-31 August 2014, Padova, Italy. Padova: Università di Padova, 2014. P. 184.

Vikulin S.V., Bystriakova N., Schneider H., Jolley D. Plant macrofossils from Bolysh crater provide a window into early Cenozoic vegetation // *GSA special papers*. 2014. V. 505. P. 147-169.

ПРОЕКТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ РАЗРЕШЕНИЯ

В.Я. Вукс

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
г. Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Valery_Vuks@vsegei.ru

DRAFT OF THE REGIONAL STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE MIDDLE – UPPER JURASSIC OF THE WESTERN CAUCASUS: PROBLEMS AND PROSPECTS OF RESOLUTION

V.Ja. Vuks

Karpinsky All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Russia;
e-mail: Valery_Vuks@vsegei.ru

Составление объяснительной записи и обновленной региональной стратиграфической схемы средней – верхней юры российской части Кавказа выявило ряд проблем, среди которых отсутствие современных биостратиграфических исследований по большинству известных на Кавказе палеонтологических групп, отсутствие работ по магнитостратиграфии, а также ввод в геолого-съемочную практику большого количества новых местных стратиграфических подразделений без достаточного описания в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса России. Эти же проблемы актуальны и для ее западной части, представленной здесь.

Региональная стратиграфическая схема средней – верхней юры запада российской части Кавказа нового поколения подготовлена с учетом данных опубликованных после принятия

МСК в 1981 году унифицированной стратиграфической схемы верхнеюрских отложений Северного Кавказа (Решение..., 1984). В отличие от последней опубликованной схемы в представленном проекте обновлена общая шкала, введены горизонты, слои с двусторонками, а распределение слоев с фораминиферами показано почти для каждой зоны, что было опубликовано в капитальной сводке «Юра Кавказа» (Ростовцев и др., 1992) и в последующих работах по региону (Азбель и др., 1991; Вукс, 2005, 2007, 2012; Панов, 2006; Vuks, 2014). Кроме структурно-фациальных зон даны подзоны, а наименования от подзон до наиболее крупных подразделений приведены в соответствие с требованиями Стратиграфического кодекса России.

В региональной стратиграфической схеме верхнеюрских отложений Кавказа (Ростов-

цев и др., 1992) характерные группы горизонтов были установлены для трех субрегионов: Скифской эпигерцинской плиты, складчатой зоны Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Проблемы биостратиграфии юры Кавказа были рассмотрены и представлены в обновленных схемах биозонального расчленения в капитальной сводке по стратиграфии России (Сей и др., 2006), где была представлена актуализированная региональная биозональная шкала по аммонитам. В 2012 году в материалах XV Всероссийского микропалеонтологического совещания была опубликована биозональная шкала по фораминиферам для юры российской части Кавказа в сопоставлении с аммонитовой стандартной и региональной шкалами (Вукс, 2012), которая затем в дополненном виде была представлена на 9-м Международном конгрессе по юрской системе в Индии (Vuks, 2014). Таким образом, для юры различных частей этого региона предложены схемы зонального расчленения по фораминиферам (Азбель и др., 1991; Вукс, 2007, 2012; Vuks, 2014), которые с разной степенью детальности позволяют коррелировать юрские отложения российской части Кавказа между собой и с одновозрастными подразделениями соседних регионов России и сопредельных государств. Слои с двусторонками и комплексы с брахиоподами были введены согласно данным опубликованным в коллективной монографии «Юра Кавказа» (Ростовцев и др., 1992).

В представленной схеме была сделана попытка представить в качестве свит и толщ все

отложения, которые не фигурировали в этом качестве в предыдущей схеме, поэтому были возвращены некоторые ранее упраздненные стратиграфические подразделения, что заметно изменило правую часть схемы. Кроме того, появились дополнительные колонки, поскольку за последние 20 лет исследований на Кавказе для геолого-съемочных работ появилась необходимость во введении новых местных стратиграфических подразделений. Из-за этого значительно увеличилось количество невалидных местных стратиграфических подразделений, а обоснованность выделения некоторых единиц районирования остается недостаточной.

В предложенной схеме Общая магнитостратиграфическая шкала отсутствует, поскольку на Кавказе нет опубликованных работ по составлению региональной магнитостратиграфической шкалы или по магнитостратиграфии конкретных разрезов, поэтому целесообразность приведения такой схемы в отрыве от остальных магнитостратиграфических шкал крайне сомнительна. Кроме того, необходимо отметить, что Кавказ тяготеет к тетических регионам, и, следовательно, логичнее помещать Международную магнитостратиграфическую шкалу, которая несколько отличается от Общкой магнитостратиграфической шкалы.

Таким образом, необходимо активизировать интерес к исследованию магнитостратиграфии отложений юры и различных групп фауны и флоры, другие тематические исследования, что стало намечаться в самые последние годы.

ЛИТЕРАТУРА

- Азбель А.Я., Акимец В.С., Алексеева Л.В. и др. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 375 с.
- Вукс В.Я. Позднеюрские фораминиферы Западного Кавказа: биостратиграфические схемы // Микропалеонтология в России на рубеже веков. Материалы совещания XIII Всероссийского микропалеонтологического совещания, Москва, 21-23 ноября, 2005. М.: ГЕОС, 2005. С. 12-13
- Вукс В.Я. Биозональные схемы верхней юры Западного Кавказа: фораминиферы и их фациальные особенности // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание: научные материалы, Ярославль, 26-30 сентября, 2007. Ярославль: Изд-во Ярославского государственного педагогического университета, 2007. С. 39-40.
- Вукс В.Я. Фораминиферовые шкалы юрских отложений Кавказа и Предкавказья // Современная микропалеонтология. Труды XV Микропалеонтологического совещания (12-16 сентября 2012., г. Геленджик). М.: 2012. С. 54-58.
- Гофман Е.А. Фораминиферы юры Северного Кавказа. М.: Наука, 1967. 180 с.
- Панов Д.И. Вопросы регионального стратиграфического расчленения юрских отложений Кавказа // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 33-46

Таблица 1. Проект региональной стратиграфической схемы средней

и верхней юры запада российской части Кавказа

Палеонтологическая характеристика региональных стратонов		Субрегиональные стратиграфические подразделения Закавказского срединного массива	Корреляция местных стратиграфических разрезов		
Двусторонки	Брахиоподы		Закавказский срединный массив		
Северный Кавказ Решение..., 1984; Юга Кавказа, 1992	Северный Кавказ Решение..., 1984; Юга Кавказа, 1992	Джирхва-Ахибохская зона	Зона Ахцу-Каширха		
			Каширхская подзона	Агепстинская подзона	
		Горизонт	1	2а	2б
Слои с <i>Exogyra baksanensis</i>	Комплекс с <i>Septaliphoria salevensis</i> Roll., <i>Monticarella suessi</i> Zitt. и др.		Джирхвинская свита	Каширхская свита	Агепстинская свита
Не установлены	Комплекс с <i>Septaliphoria baksanensis</i> Moiss., <i>S. costelanensis</i> Jac. et Fal., <i>Weberithyris moravica</i> Gl. и др.		Массивные рифовые известняки (базальная пачка); песчанистых известняков, мергелей, песчаников, конгломератов и глин преимущественно пестрой окраски (средняя часть свиты); слоистые доломитизированные песчанистые брекчевидные и битуминозные известняки, мергели, доломиты.	Гравелиты и граувакковые песчаники с карбонатным цементом (базальная пачка), иногда переходящие в конгломераты с прослойями песчаников; массивные и брекчевидные коралловые известняки. <i>Pleurosmilia maxima</i> , <i>Montlivaltia truncata</i> , <i>Cladophyllia picteti</i> , <i>Diplocoenia stellata</i> , <i>Thecosmilia moraviensis</i> и др.	Известняки, мергели, аргиллиты. <i>Subplanites aff. contiguis</i> , <i>Perisiphinctes colubrinus</i> , <i>Laevaptychus cf. latus</i> и др.
Слои с <i>Radulopecten fibrosus</i> - <i>Chlamys gerassimovi</i>	Комплекс с <i>Praecyclothyris moeschi</i> Haas, <i>Juralina kohyi</i> Lor. и др.	Цханарский	<i>Pseudomelania heddingtonensis</i> , <i>Chlamys portlandica</i> , <i>C. viminea</i> , <i>Diceras speciosum</i> и др.	до 900 м	до 400 м
Слои с <i>Chlamys viminea</i>	Комплекс с <i>Aromastothyris andelotensis</i> Haas, <i>Juralina valfinensis</i> Lor. и др.		до 800 м		
Слои с <i>Radulopecten subinaequicostatus</i> - <i>Ceratomya calloviensis</i>	Комплекс с <i>Rhynchonelloidella spathica</i> Dav., <i>Thurmanella thurmanni</i> Voltz., и др.		Аибинская свита		
	Комплекс с <i>Stolmorrhynchia caucasica</i> Uhl., <i>Caucasella trigonella</i> Rothpl. и др.	Цесский	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов с линзами мергелей и известняков и многочисленными кремнистыми конкрециями. <i>Macrocephalites ex gr. rotundus</i> , <i>M. transiens</i> , <i>M. tumidus</i> , <i>Lunuloceras pavlowi</i> и др.	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов с линзами мергелей и известняков и многочисленными кремнистыми конкрециями. <i>Macrocephalites cf. subtrapezinus</i> , <i>M. cf. tumidus</i> , <i>Cadoceras elatmae</i> и др.	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов с линзами мергелей и известняков и многочисленными кремнистыми конкрециями. <i>Macrocephalites cf. subtrapezinus</i> , <i>M. cf. tumidus</i> , <i>Cadoceras elatmae</i> и др.
	Комплекс с <i>Lacunella asymmetrica</i> Kitch., <i>Cardinirhynchia</i> spp. и др.		до 120 м	до 20 м	до 580 м

Таблица 1. Проект региональной стратиграфической схемы средней

Субрегиональные стратиграфические подразделения Складчатой зоны Большого Кавказа		Корреляция местных стратиграфических разрезов				
		Складчатая зона Большого Кавказа				
Горизонт	Новороссийско-Лазаревская зона		Абино-Гунайская зона			
	Туапсинская подзона	Невебская подзона	Шебшинская подзона	Пшишская подзона		
	За	3б	4а	4б		
Бабадагский	Бекишевская свита Ритмичное переслаивание голубовато-серых мергелей и известняков. <i>Lenticulina ponderosa</i> и др. до 600 м	Свита (толща) Невеб (нижняя часть) Переслаивание аргиллитов и алевролитов с горизонтами олистостромом и обломочных известняков, небольшие рифовые массивы, выше обломочные известняки с прослойками мергелей и аргиллитов, реже – линзы кремней (нижняя часть); переслаивание пелитоморфных и обломочных известняков и мергелей (верхняя часть). <i>Arisphinctes plicatilis</i> , <i>Aspidoceras ex gr. peraratum</i> (нижняя часть); <i>Paraulacosphinctes densiplicatus</i> , <i>Aulacostephanus lorioli</i> (средняя часть); <i>Delphinella subhaperi</i> , <i>Pseudosublanites ponticus</i> , <i>Malbosiceras malbosi</i> (верхняя часть). до 700 м	Свита Поднависло Конгломераты, песчаники, ритмичное переслаивание пестроцветных глин с песчаниками и алевролитами с прослойями известняков и мергелей. <i>Paraulacosphinctes cf. transitorius</i> , <i>Micracanthoceras cf. micracanthum</i> , <i>Berriasella cf. oppeli</i> и др. до 500 м	Пихтарская свита (нижняя часть) Флиш: глины, аргиллиты, мергели, алевролиты, песчаники, известняки пелитоморфные и обломочные (гравелито-псамитовые на востоке). <i>Subplanites contiguus</i> , <i>Oppelia strambergenensis</i> , <i>Paraulacosphinctes transitorius</i> , <i>Proniceras pseudonegrelli</i> , <i>Pseudosubplanites ponticus</i> , <i>Delfinella obtusenodosa</i> и др. Мощность до 800 м		
	Грачевская свита Ритмичное переслаивание зеленовато-серых алевролитов и зеленоватых глин с пачками красновато-коричневых глин и редкими прослоями зеленовато-серых песчаников. <i>Anchispirocyclina jurassica</i> , <i>Lenticulina ponderosa</i> и др. до 700 м					
	Монашканская свита Ритмичное переслаивание аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, известняков и мергелей. <i>Chlamys viminea</i> , <i>Alveosepta ukrainica</i> , <i>Lenticulina russiensis</i> и др. до 200 м.					
Кварельский				Пшехинская толща Чередование обломочных известняков (2-45 м) и ритмично чередующихся аргиллитов и песчаников (до 50 м). <i>Loboidothyris cf. zietani</i> , <i>Rhaetorhynchia corallina</i> и др. <i>Lenticulina attenuata</i> , <i>L. russiensis</i> , <i>L. brueckmanni</i> , <i>Epistomina stelligeraeformis</i> и др. Мощность до 230 м.		
				Яблонская толща Грубозернистые песчаники, мелкогалечные конгломераты, реже – аргиллитов (низы), аргиллиты, песчаники, линзы обломочных известняков (верх). до 440 м		

J₂J₂J₂

и верхней юры запада российской части Кавказа (продолжение)

Субрегиональные стратиграфические подразделения Скифской эпигерцинской плиты		Корреляция местных стратиграфических разрезов			
		Скифская эпигерцинская плита			
Горизонт	Лагонакская зона		Кубанская зона		
	Цицинская подзона	Черногорская подзона	Лабинская подзона	Курджипская подзона	
	9а	9б	10а	10б	
Матламский		Режетская толща (нижняя часть) Обломочные известняки в нижней части красноцветные, в верхней – серые, желтоватые с прослойками мергелей, карбонатных глин. В нижней части: <i>Alveosepta ukrainica</i> , <i>Lenticulina brueckmanni</i> , <i>Trocholina transversaria</i> и др., в средней: <i>Anchispirocyclina jurassica</i> , <i>Montlivaltia truncata</i> , <i>Thecosmilia cf. annularis</i> , <i>Chlamys borissjaki</i> , <i>Ch. viminea</i> , <i>Lima semiornata</i> и др. до 420 м	Гуамская свита Массивные оолитовые, органогенно-обломочные и рифогенные известняки. <i>Paraulacosphinctes densiplicatus</i> , <i>Subplanites contiguus</i> и др.		
Балтинский		Лагонакская рифовая серия Биогермные и органогенно-дetrитусовые известняки. <i>Simoceras cf. favaraensis</i> , <i>Alveosepta jaccardi</i> , <i>Melathrokerion spiralis</i> и др., <i>Montlivaltia truncata</i> , <i>Thecosmilia cf. annularis</i> , <i>Chlamys borissjaki</i> , <i>Ch. viminea</i> , <i>Lima semiornata</i> и др. до 1900 м	Мезмайская свита Конгломераты, песчаники, красноцветные и пестроцветные глины, мергели и алевролиты, ангидриты, гипсы и каменная соль, доломиты. <i>Pachyplanites subevolutes</i> . до 307 м	Мезмайская свита Песчаники, красноцветные и пестроцветные глины, мергели и алевролиты, ангидриты, доломиты, известняки.	
Иронский			Герпегемская свита Конгломераты, песчаники, мергели, аргиллиты, мелкодетритусовые и рифогенные известняки. <i>Peltoceras athleta</i> , <i>Kosmoceras cf. ornatum</i> , <i>Quenstedtoceras brasili</i> , <i>Q. praelamberti</i> , <i>Cardioceras cf. praecordatum</i> , <i>Ataxioceras cf. discobolum</i> и др., <i>Ophthalmidium strumosum</i> , <i>Labalina costata</i> , <i>Lenticulina tumida</i> и др. до 75 м	Герпегемская свита Песчаники, мергели, доломиты, мелкодетритусовые и рифогенные известняки. <i>Peltoceras athleta</i> , <i>Quenstedtoceras sp. и др.</i> , <i>Ophthalmidium strumosum</i> , <i>Labalina costata</i> , <i>Lenticulina tumida</i> и др.	
Каменномостский	Базальная терригенная толща Песчаники мелко- и среднезернистые с прослойками глинистых песчаников. до 40 м	Каменномостская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты с железистыми оолитами, глины. <i>Macrocephalites macrocephalus</i> , <i>Kepplerites gowerianus</i> , <i>Erymnoceras coronatum</i> и др. <i>Lenticulina pseudocrassa</i> и др. до 590 м	Каменномостская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты с железистыми оолитами, глины. <i>Macrocephalites macrocephalus</i> , <i>Kepplerites gowerianus</i> , <i>Erymnoceras coronatum</i> и др.		

J₁J₂J_{1,2}J_{1,2}

Решение Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. 47 с.
 Ростовцев К.О., Агаев В.Б., Азарян Н.Р. и др. Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 192 с.
 Сей И.И., Калачева Е.Д., Репин Ю.Д. и др. Юрская система // Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. С. 121-140.
 Vuks V.Ja. Foraminiferal zonation of the Jurassic of the Caucasus and Precaucasus // 9th International Congress on the Jurassic System, Jaipur, India. Abstracts // Beringeria. 2014. Special issue 8. P. 200-203.

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В.А. Гаврилова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
 Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Vera_Gavrilova@vsegei.ru

STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE TRIASSIC FOR THE NORTH-WESTERN CAUCASUS AND EASTERN PRECAUCASUS

V.A. Gavrilova

Karpinsky All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia;
 e-mail: Vera_Gavrilova@vsegei.ru

На территории Российской части Кавказа триасовые отложения имеют ограниченное распространение. Они обнажаются на юге Краснодарского края, в верховьях рек Малой Лабы и Белой. Основная площадь распространения триасовых отложений ограничена зоной Передового хребта, которую пересекают поперечные ущелья Большой и Малой Лабы, Уруштена и Киши. Значительно меньше они распространены южнее в Промежуточной зоне – от Инженерного хребта до отрогов горы Пшекиш (около Гузерипля). Триасовые отложения трансгрессивно залегают на более древних породах: либо на пермские слои, либо на метаморфические сланцы нижнего палеозоя или на докембрийские гнейсы. В свою очередь они несогласно перекрываются нижнеюрскими образованиями.

В разрезе триасовых отложений Северо-Западного Кавказа выделяются три литологически различные толщи: нижняя – преимущественно карбонатная (тхачская серия), средняя – терригенная (сахрайская серия) и верхняя – карбонатная (ходзинская серия). Их последовательность нарушена стратиграфическими перерывами, соответствующими раннему инду, позднему анизию, ладину, раннему и началу позднего карния (табл. 1). Наиболее полный разрез триаса развит в центральной части Передового хребта: на горе Большой Тхач, по рекам Тхач, Ачешбок и Бугунжа, где его мощность превышает 1000 м.

На территории Предкавказья известны разрезы триасовых отложений лишь по керну глубоких скважин. Триасовые отложения Западного Предкавказья, имеющие распро-

странение в Западно-Кубанской, Ейско-Березанской, Ирклиевской подзонах, отделены от перекрывающих юрских или меловых образований глубоким размывом. Соотношение их с подстилающими образованиями не установлено. В разрезе триасовых отложений выделяются староминская (песчаники с прослойями конгломератов и гравелитов, около 500 м), чебасская (на западе – глины и аргиллиты с прослойями песчаников, на остальных площадях – аргиллиты, глинистые известняки с покровами кварцевых кератофоров, 600-1300 м) и известняково-глинистая толща (8-18 м). Наиболее полные триасовые разрезы распространены в пределах Восточного Предкавказья (система Манычских и Прикумских прогибов). Здесь триасовые отложения несогласно залегают на образованиях карбона и трансгрессивно перекрываются породами юры. Нижний (красноцветы куманской свиты индского яруса) и верхний отделы триаса (угленосная зурмутинская свита норийского и рэтского ярусов) представлены континентальными терригенными осадками, а оленекский, анизийский, ладинский ярусы и нижнекарнийский подъярус сложены морскими терригенно-карбонатными образованиями. В разрезах установлено наличие стратиграфических перерывов, отвечающих концу позднего оленека – раннему анизию и позднему анизию (рис. 1). Мощность отложений составляет от 1220 до 2500 м. В триасовое время осадконакопление проходило во внутриконтинентальных бассейнах рифтогенного типа Скифской эпигерцинской плиты.

Новые материалы по стратиграфии триасовых отложений

При составлении стратиграфической схемы триасовых отложений Российской части Кавказа за основу были приняты Региональная стратиграфическая схема верхнепермских и триасовых отложений Восточного Предкавказья (I) и Региональная стратиграфическая схема триасовых отложений Западного Предкавказья и Западного Кавказа (II) (Решение..., 1979).

За прошедшее время после 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа 1977 г. накопилось много нового материала по стратиграфии триасовых отложений. Изучение палеонтологических коллекций и ревизия опубликованных работ позволяют внести существенные

изменения в схему стратиграфии кавказского триаса. Это особенно касается номенклатуры, корреляции и возраста местных стратиграфических подразделений.

В ходе подготовки предлагаемого проекта схемы проанализированы все известные материалы по аммоноидеям, двустворкам, фораминиферам и конодонтам. Их таксономический состав и распространение приведены в соответствие с современными представлениями о систематике и стратиграфии триаса. Благодаря этому для территории Западного Кавказа впервые выделены в качестве региональных стратиграфических подразделений слои с аммоноидеями (Шевырев, 1995, 1996), слои с двустворками (Полуботко, Репин в Атласе..., 2004) и слои с фораминиферами (Ефимова, 1991). Для Центрального и Восточного Предкавказья в разрезах триасовых отложений установлены слои с аммоноидеями и слои с двустворками (Гаврилова в Атласе..., 2004), слои с фораминиферами (Ефимова, 1991) и слои с конодонтами (Пятакова и др., 1983).

Проведенные детальные палеонтологические исследования и литолого-фаунистический анализ осадочных толщ позволили осуществить корреляцию триасовых отложений Российской части Кавказа.

Общая стратиграфическая шкала

Как в современной Международной стратиграфической шкале (МСШ), так и в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) России триасовая система подразделена на три отдела и семь ярусов (Стратиграфический кодекс..., 2006; Ogg, Ogg and Gradstein, 2008). Стратотипы большинства из них, за исключением оленексского яруса, расположены в Тетической области. Оленекский ярус был выделен на сибирских разрезах, принадлежащих Бореальной области. Границы ярусных подразделений МСШ определены биозональными уровнями по аммоноидеям и/или конодонтам (Ogg, Ogg and Gradstein, 2008). В ОСШ триаса России используются биостратиграфические зоны по аммоноидеям и двустворкам Бореальной области (Зональная стратиграфия..., 2006; Решение Третьего..., 2009). Точки глобальных стратотипов границ (GSSP) в настоящее время утверждены для индского, ладинского и карнийского ярусов.

Нижняя граница индского яруса или триасовой системы проводится по первому

Таблица 1. Схема стратиграфии триасовых отложений Предкавказья и северо-западной части Кавказа.

Подразделения (зоны, слои с фауной, комплексы)				
Западное Предкавказье	Центральное и Восточное Предкавказье			
Двустворки Полуботко, Репин 2004	Аммоноидеи Гаврилова, 2004	Двустворки Гаврилова, 2004	Форамини- феры Ефимова, 1991	Конодонты Пятакова и др., 1983; Гаврилова, 1994
Комплекс с <i>Monotis (M.) salinaria</i> , <i>M. haueri</i> , <i>M. tenuicostata</i>		Отсутствуют		
Слои с <i>Halobia</i> (<i>P. styriaca</i>)		Отсутствуют		
?	Отсутствуют	Комплекс с <i>Modiolus rabilianus</i> , <i>M. diligensis</i> , <i>M. (Septiola) cf. pygmaea</i>	Отсутствуют	
?	Отсутствуют	Комплекс с <i>Dacryomya beckii</i> , <i>Mytilus eduliformis</i>	Отсутствуют	
	Отсутствуют	Комплекс с <i>Unionites albertii</i> , <i>Mytilus eduliformis</i>	Отсутствуют	
Отсутствуют	Отсутствуют	Комплекс с <i>Peribositria (?) rugosa</i> , <i>Bakevelliella (Neobakevelliella)</i> aff. <i>diversa</i>	Отсутствуют	
	Слои с <i>Stacheites</i> , <i>Paragoceras</i>	Слои с <i>Leptochondria plana</i>	Сл. с <i>Gladygondolella</i>	
	Слои с <i>Columbites</i>	Сл. с <i>Palaeotentilium microtis</i>	Слой с <i>F. collinsonii</i>	
	Слои с <i>Kiparisovites carinatus</i>	Слой с <i>Claraia aurita</i>	Слой с <i>Neogondolella jubata</i>	
	Не установлены	Комплекс с <i>Bakevelliella pannonica</i>	Слои с <i>Neospathodus conservativus</i>	
	Слои с <i>Owenites</i>	Отсутствуют	Слой с <i>Ammodiscus minutus</i>	Слой с <i>Pachycladina</i> и <i>Furnishius</i>
	Отсутствуют		Не установлен	
			Отсутствуют	

появлению конодонтов *Hindeodus parvus* Kozur et Piatakova в подошве слоя 27c Мейшаньского разреза D в округе Чансин Южного Китая (Yin et al., 2001). Однако принятное положение пермо-триасовой границы на южном побережье Тетиса оказывается либо в основании отоцеровых слоев по аммоноидеям (Центральные Гималаи, Южный Тибет), либо в их середине (Кашмир). В Бореальной области находки *Hindeodus parvus* известны из единичных местонахождений на уровне, отвечающем верхней части зоны *Otoceras boreale* Арктической Канады или зоне *Tomopophiceras pascoei* Восточного Верхоянья (Шевырев, 2006). На Северо-Востоке России установить нижнюю границу триаса в новой трактовке невозможно, так как в индских отложениях этого региона конодонты отсутствуют. Нижняя граница индского яруса проводится в основании зоны *concaevum* по появлению аммоноидей рода *Otoceras*.

Нижняя граница ладинского яруса установлена в подошве массивных известняков мощностью 15-20 см, в 5 м выше основания бухенштайнских слоёв, в разрезе к югу от селения Баголино в провинции Брешиа на севере Италии (Brack et al., 2005). На этом уровне среди аммоноидей появляются первые трахицератиды *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics), фиксирующие основание одноимённой подзоны. Утверждённая граница удобна для глобальной корреляции и прослеживается в Северной Америке, в разрезах Невады и Британской Колумбии, соответственно в основании аммоноидных зон *subasperrum* и *matutinum*, являющихся эквивалентами альпийской подзоны *curionii*. Через корреляцию с разрезами Северной Америки нижняя граница ладина условно устанавливается в разрезах Средней Сибири в основании аммоноидной зоны *oleshkoi*.

Нижняя граница карнийского яруса утверждена в основании слоя SW4, в 45 м выше подошвы формации Сан-Кассиан в разрезе Прати-ди-Стурорес в Доломитовых Альпах Италии по появлению аммоноидей *D. canadensis* (Whiteaves) и рода *Daxatina* (Mietto et al., 2012). Принятая граница хорошо прослеживается в Центральных Гималаях, но недостаточно чётко в Северной Америке. В Британской Колумбии она трассируется в основании верхней подзоны *Asklepioceras laurenci* зоны *Frankites sutherlandi*, а в США упирается в слои с *Frankites sutherlandi*. На Северо-Востоке России новая нижняя граница карния проводится

в основании аммоноидной зоны *Nathorstites lindstroemi*.

Верхняя граница триасовой системы проводится в соответствии с принятой нижней границей юры на уровне подошвы зоны *Psiloceras spelae*.

Региональные стратиграфические подразделения

К настоящему времени на разрезах триаса Северо-Западного Кавказа разработаны региональные шкалы, основанные на последовательностях зональных комплексов по аммоноидеям, двустворкам и фораминиферам. Для расчленения и корреляции триасовых отложений на закрытых территориях Восточного Ставрополья и Дагестана предложены региональные шкалы по этим же группам, а также и по конодонтам.

Нижняя граница триаса и индского яруса в пределах Восточного Предкавказья проводится, в известной мере, условно в основании куманской свиты, сложенной грубообломочными терригennыми породами и лишенной органических остатков. Амплитуда регионального стратиграфического перерыва между породами складчатого фундамента карбона и куманской свитой раннетриасового возраста может соответствовать по объему всему пермскому периоду.

В зоне Передового хребта индский ярус выделяется в объеме верхнего подъяруса. Нижняя граница верхнеиндского подъяруса проводится в основании ятыргвартинской свиты (стратотип – на горе Ятыргварт) и совпадает с подошвой слоев с *Claraia aurita* по двустворкам (рис. 1). Возраст слоев с *Claraia aurita* определяется в диапазоне поздний инд – ранний оленек с массивным распространением ниже уровня слоев с аммоноидеями, то есть в основании оленекского яруса (Полуботко, Репин, 2004).

Нижняя граница оленекского яруса в пределах Северо-Западного Кавказа не распознаётся и проходит внутри ятыргвартинской свиты (внутри слоев с *Claraia aurita* по двустворкам). В нижнем оленеке по аммоноидям выделяются слои с *Owenites-Dieneroceras*, таксономический состав которых однозначно указывает на их принадлежность к зоне *Meekoceras gracilitatis* тетического стандарта нижнеоленекского подъяруса (Шевырев, 1995, 1996). Аналоги этих слоев известны как в Тетисской, так и в Бореальной области. Особенно

близок рассматриваемый северо-западно-кавказский комплекс к сообществу аммоноидей из микоцеровых слоев Запада США. Вышележащая часть разреза ятыргвартинской свиты палеонтологически не охарактеризована и сопоставляется с верхнеоленекским подъярусом по положению в разрезе.

В Восточном Предкавказье новая граница оленекского яруса по первому появлению *Neospathodus waageni* не может быть установлена из-за отсутствия конодонтов на этом уровне. В пределах данного региона граница оленекского яруса проходит внутри карбонатной части разреза куманской свиты ниже подошвы конодонтовых слоёв с *Pachycladina-Furnishius*, сопоставляемых с низами аммоноидной зоны *Meekoceras gracilitatis* тетического стандарта (Пятакова и др., 1983; Гаврилова, 1994). В нижнеоленекском подъярусе по аммоноидеям устанавливаются слои с *Owenites* sp., *Juvenites sinuosus* Kipar., *Paranannites cf. gracilis* Kipar., выделенные в темно-серых комковатых известняках и аргиллитах нижней части култайской свиты. Указанные слои легко сопоставляются с овенитовыми слоями Северо-Западного Кавказа, Запада США (Айдахо), соответствующими верхней части зоны *Meekoceras gracilitatis* тетического стандарта. Стратиграфический интервал разреза между култайской и куманской свитами Восточного Предкавказья определяет объем нефтекумской свиты, раннеоленекский возраст которой установлен по конодонтам и фораминиферам.

На территории Российской части Кавказа положение границы между оленекским и азийским ярусами не может быть установлено достоверно из-за отсутствия конодонтов в рассматриваемом интервале разреза. **Нижняя граница среднего триаса и азийского яруса** в пределах Северо-Западного Кавказа определяется в основании слоев со *Stenoporanoceras* по аммоноидеям и совпадает с подошвой свиты Малого Тхача (массивные известняки), входящей в состав тхачской серии. Присутствие в составе комплекса родов *Stenoporanoceras* и *Groenlandites* позволяет сопоставить слои со *Stenoporanoceras* с нижнеазийским подъярусом (Шевырев, 1995; 1996). В Восточном Предкавказье пограничному интервалу отвечает перерыв.

Нижняя граница ладинского яруса в пределах Восточного Предкавказья условно определяется по появлению в нижней части новоколодезной свиты (известняки) ком-

плекса двустворок с *Unionites albertii*, *Mytilus eduliformis*, сопоставляемого с нижнеладинским подъярусом. В верхней части новоколодезной свиты по двустворкам зафиксированы слои с *Dacryomya beckii*, *Mytilus eduliformis*, сопоставляемые с верхним подъярусом ладинского яруса. На территории Северо-Западного Кавказа граница азийского и ладинского ярусов соответствует перерыв. В толще песчаников и аргиллитов с железисто-карбонатными конкрециями (70 м), обнажающейся в верховьях р. Бугунжа, установлены слои с аммоноидеями *Bugunzhites-Parasturia*, условно сопоставляемые с верхнеладинской подзоной *"Protrachyceras"* neumayri зоны *Protrachyceras* тетического стандарта.

На территории Российской части Кавказа граница между ладинским и карнийским ярусами, которая проводится по смене зонального аммоноидного комплекса *Daxatina canadensis* комплексом *Trachyceras aop*, достоверно не установлена. В пределах Северо-Западного Кавказа пограничному интервалу отвечает перерыв. **Нижняя граница верхнего триаса и карнийского яруса** в пределах Восточного Предкавказья определяется по появлению в алевролитах, аргиллитах с прослоями известняков закумской свиты комплекса двустворок с *Modiolus raiblinanus*, *M. diligensis*, *M. (Septiola) cf. rugosa*, сопоставляемого с нижнекарнийским подъярусом (Гаврилова, 2004).

В пределах Северо-Западного Кавказа граница карнийского и норийского ярусов достоверно не распознается и проходит внутри нижней части сахрайской серии, трансгрессивно залегающей на ачешбокской свите [внутри слоёв с аммоноидеями *Goniojuvavites-Pararcestes* и слоёв с *Halobia (Radiatahalobia) danilevitchae* по двустворкам]. Присутствие подрода *Radiatahalobia* в составе комплекса слоёв по двустворкам позволяет сопоставить слои с *H.(R.) danilevitchae* с верхами зоны *Tropites subbulatus* верхнего карния – низами зоны *Guembelites jandianus* (эквивалентной зоне *Stickinoceras kerri*) нижнего нория (Полуботко, Репин, 2004). Вышележащие слои с двустворками (*H.* *Perihalobia styriaca* сопоставляются с верхней частью аммоноидной зоны *Guembelites jandianus* нижнего нория.

Положение границы норийского и рэтского ярусов в разрезах Северо-Западного Кавказа достоверно не установлено из-за отсутствия аммоноидей в рассматриваемом интервале. **Нижняя граница рэтского яруса** про-

ходит внутри ходзинской серии и совпадает с основанием слоев с *Inoperna prima* по двустворкам и с подошвой фораминиферовых слоев с *Miliolipora cuvilliieri* – *Semiinvoluta clari*. Выделенные в органогенных известняках ходзинской серии слои с аммоноидеями *Placites-Rhacophyllites*, залегающие выше слоев с *Monotis* – стратоэквивалента зоны *S. quenquerunctatus* верхнего нория, сопоставляются со стандартной зоной *Vandaites stuerzenbaumi* рэтского яруса.

Упразднённые местные стратиграфические подразделения

Архызская свита упраздняется в связи с неясностью возраста и стратиграфического положения, а также из-за отсутствия органических остатков, надёжно датирующих отложения. Мзымтинская свита не включается в предлагаемый проект региональной стратиграфической схемы, так как кораллы, на основании которых был определен её позднетриасовый возраст, не были изучены и изображены.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаврилова В.А. Корреляция морских триасовых отложений Центрального, Восточного Предкавказья и Маньышлака // Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Книга 2. Мезозой. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. С. 7-29.
- Гаврилова В.А. Двустворчатые моллюски и аммоноидеи триаса Центрального и Восточного Предкавказья // Атлас важнейших групп фауны мезозойско-кайнозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 22-39.
- Ефимова Н.А. Триасовая система // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 16-25.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Полуботко И.В., Репин Ю.С. Двустворчатые моллюски триаса западной части Северного Кавказа // Атлас важнейших групп фауны мезозойско-кайнозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 6-21.
- Пятакова М.В., Кикина М.А., Лозовский В.Р., Беленкова В.С. Находки конодонтов в нижнетриасовых отложениях Восточного Предкавказья // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1983. № 11. С. 110-116.
- Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас) 1977 г. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.
- Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Шевырев А.А. Триасовые аммониты Северо-Западного Кавказа // Труды Палеонтологического института. 1995. Т. 264. 174 с.
- Шевырев А.А. Стратиграфия северокавказского триаса по аммонитам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, №2. С. 10-27.
- Шевырев А.А. Биохронология триаса: современное состояние и основные проблемы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, №6. С. 54-67.
- Brack P., Rieber H., Nicora A., Mundil R. The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale // Episodes. 2005. Vol. 28, №4. P. 233-244.
- Mietto P., Manfrin S., Preto N. et al. The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Carnian Stage (Late Triassic) at Prati di Stuores/Stuores Wiesen Section (Southern Alps, NE Italy) // Episodes. 2012. Vol. 35, №3. P. 414-430.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. Triassic Period // Concise geologic time scale. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. P. 95-106.
- Vuks V.Ja. Triassic foraminifers of the Crimea, Caucasus, Mangyshlak and Pamirs (biostratigraphy and correlation) // Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil 1, Geologie. 2000. Heft 11-12. P. 1353-1365.
- Yin H., Tong J. et al. The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // Episodes, 2001. Vol. 24, №2. P. 102-114.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ НЕОГЕНА ЮГА РОССИИ

И.А. Гончарова, О.В. Амитров, А.В. Гужов, С.В. Попов

Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: iringonch@gmail.com

EXPLORATION HISTORY OF NEOGENE PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF SOUTHERN EUROPEAN RUSSIA

И.А. Гончарова, О.В. Амитров, А.В. Гужов, С.В. Попов

Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;

e-mail: iringonch@gmail.com

На начальном этапе развития русской науки в XVIII и XIX веках привлекались видные европейские ученые, преимущественно из Германии, Франции. Одни из них составляли свои представления о геологии России и ископаемых по коллекциям, не покидая своих стран (например, Жерар Поль Деге (1795-1875) и Альсид Дессалин д'Орбиньи (1802-1857). Другие принимали приглашения и заведовали кафедрами в университетах, становились академиками, участвовали в дальнейшем развитии русской науки, создавали новые геологические учреждения в России, преподавали.

Деге – французский геолог, малаколог, профессор в Музее Естественной истории в Париже, председатель Французского геологического общества, изучал кайнозойских моллюсков Парижского бассейна, Альп, Средиземноморья, определял коллекции плиоценовых: киммерийских и понтических моллюсков Юга России. А. д'Орбиньи – французский натуралист, ученик Жоржа Кювье, внесший значительный вклад в зоологию, палеонтологию, геологию, археологию и антропологию, определял некоторые коллекции сарматских моллюсков из России.

Были ученые, приехавшие из Европы, чтобы работать в России. Их значение было, наверное, еще большим. Григорий Иванович Фишер фон Вальдгейм (1771-1853) был близок с Гумбольдтом, Тилле, Гёте, Шиллером. Был

директором Зоологического музея в Москве, основателем и президентом Московского Императорского общества испытателей природы (1805). Изучал насекомых, млекопитающих, моллюсков и т.д. Определял так называемую Демидовскую коллекцию, хранящуюся в Зоологическом музее, куда помимо современных, входили и ископаемые неогеновые моллюски.

Герман Вильгельмович Абих (1806-1886) окончил Берлинский университет (учился у Гумбольдта), в 1842 году переехал в Россию, с 1866 года – почётный член Санктпетербургской академии наук. Один из основоположников геологического изучения Кавказа, который «создал геологию Кавказа, до него почти не-разработанную» (Венгеров, 1889). Опубликовал первую геологическую карту Керченского и Таманского полуостровов с прослеживанием девяти толщ, имевших буквенные обозначения (от а до и). Им было дано и первое описание палеогеновой чеганской фауны Закаспия.

Неоценим вклад в науку и потомков осевших в России иностранцев. Эдуард Иванович (Карл Эдуард) Эйхвальд (1795-1876) изучал медицину и естественные науки в Европе. Вернулся в Россию, читал палеонтологию в Петербургском горном институте. Славен, кроме прочих своих достижений, первой грандиозной попыткой дать полное описание и изображение всего палеонтологического материала, собранного в России (Эйхвальд, 1851, Eichwald, 1853).

Николай Павлович Барбот де Марни (1831-1877), еще один знаменитый геолог, был из обрусевших французов Пермской губернии. «Ему принадлежит строгое разграничение наших новейших третичных (неогеновых) отложений на отдельные ярусы, на основании изучения их фауны и сравнения с соответствующими отложениями Венского бассейна» (Богданов, 1891). На Украине он выделил сарматский, понтический и балтийский ярусы, а также дал описание «олигоценовых харьковских» пород, получивших впоследствии название харьковской свиты эоцен.

Огромным этапом в развитии геологии в России было создание Геологического комитета – первого государственного геологического учреждения в России. Он был создан 19 января 1882 г. указом императора Александра III, с резолюцией «быть по сему». Это означало и создание Государственной Геологической службы России. Благоприятные условия этому составило присутствие в Питере Горного института, Минералогического о-ва и Университета. Директора Геолкома первоначально избирались. Первый – Григорий Петрович Гельмерсен (1803-1885), ординарный академик Санкт-Петербургской академии наук, директор Горного института. Задачами Геолкома были: 1) систематическое изучение геологии страны и минеральных богатств её недр, 2) региональное геологическое картирование, 3) систематическое описание геологического строения территории Российской империи. (Горно-геологическая..., 2000).

В марте 1918 года Геолком был передан в Высший Совет Народного Хозяйства (ВСНХ), были созданы его отделения (Московское, Украинское, Сибирское, Уральское, Среднеазиатское, Северо-Кавказское). С 1923 г. в задачи Геолкома входило не только геологическое картирование и координация научных исследований геологического профиля, но и разведка полезных ископаемых. Приказом председателя ВСНХ Ф.Э. Дзержинского (1926 г.) была отменена выборная система формирования руководящих органов Геолкома, в том числе директора. Директором был назначен видный геолог Д. И. Мушкетов (1882-1938) (Топорец, 2015).

В 1928-1929 гг. Геолком имел свыше 600 поисковых и разведочных экспедиций и 10 крупных региональных отделений, осуществлявших картирование, поиски и разведку.

Однако деятельность учреждения была нарушена так называемым «Делом Геолкома». Цитата из «Обвинительного заключения по делу организации экономического шпионажа, контрреволюции и вредительства в Геологическом Комитете ВСНХ СССР» от 21 июля 1929 г.: «...Контрреволюционная и шпионская организация в Геологическом комитете, возникшая с момента преобразования Бюро учета Геолкома в Учетно-экономическое отделение, т. е. в конце 1926 г., осуществляла свою деятельность на основе программы, выработанной Клубом горных деятелей, и стремилась использовать богатейшие статистические и разведочные данные, имевшиеся в распоряжении Геолкома, для искривления хозяйственной политики Совправительства в области горной и горно-заводской промышленности и этим способствовать восстановлению в СССР буржуазно-капиталистического строя...» (Заболоцкий, 1999).

Геолком был реорганизован в Главное Геологическое управление при ВСНХ в Москве (ГГРУ). Его отделения преобразовали в районные геологоразведочные управления, а научно-исследовательские подразделения в Ленинграде стали отраслевыми учреждениями. Остаток Геолкома был переименован в Институт геологической карты. В 1931 г. бывшие отделения Геолкома (кроме Нефтяного института) были вновь объединены в его здании под названием Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института (ЦНИГРИ), в 1939 г. переименованного во ВСЕГЕИ (Топорец, 2015).

С Геолкомом связано развитие отечественной геологической науки и создание собственной научной школы геологов. Капитальные труды ученых Геолкома создали ему мировую известность.

Особое место в истории палеонтологии и стратиграфии России занимает геолкомовец Николай Иванович Андрусов (1861-1924). Фактически именно он создал современную стратиграфию неогена Южной России. Он оставил 161 опубликованную работу, выделил тарханский, чокракский, караганский, мэотический, киммерийский и акчагыльский горизонты, впоследствии региональные. Был основоположником палеогеографического направления в стратиграфии. Его детальная стратиграфия неогеновых отложений Понто-Каспийской области (Паратетиса), основанная на глубоком

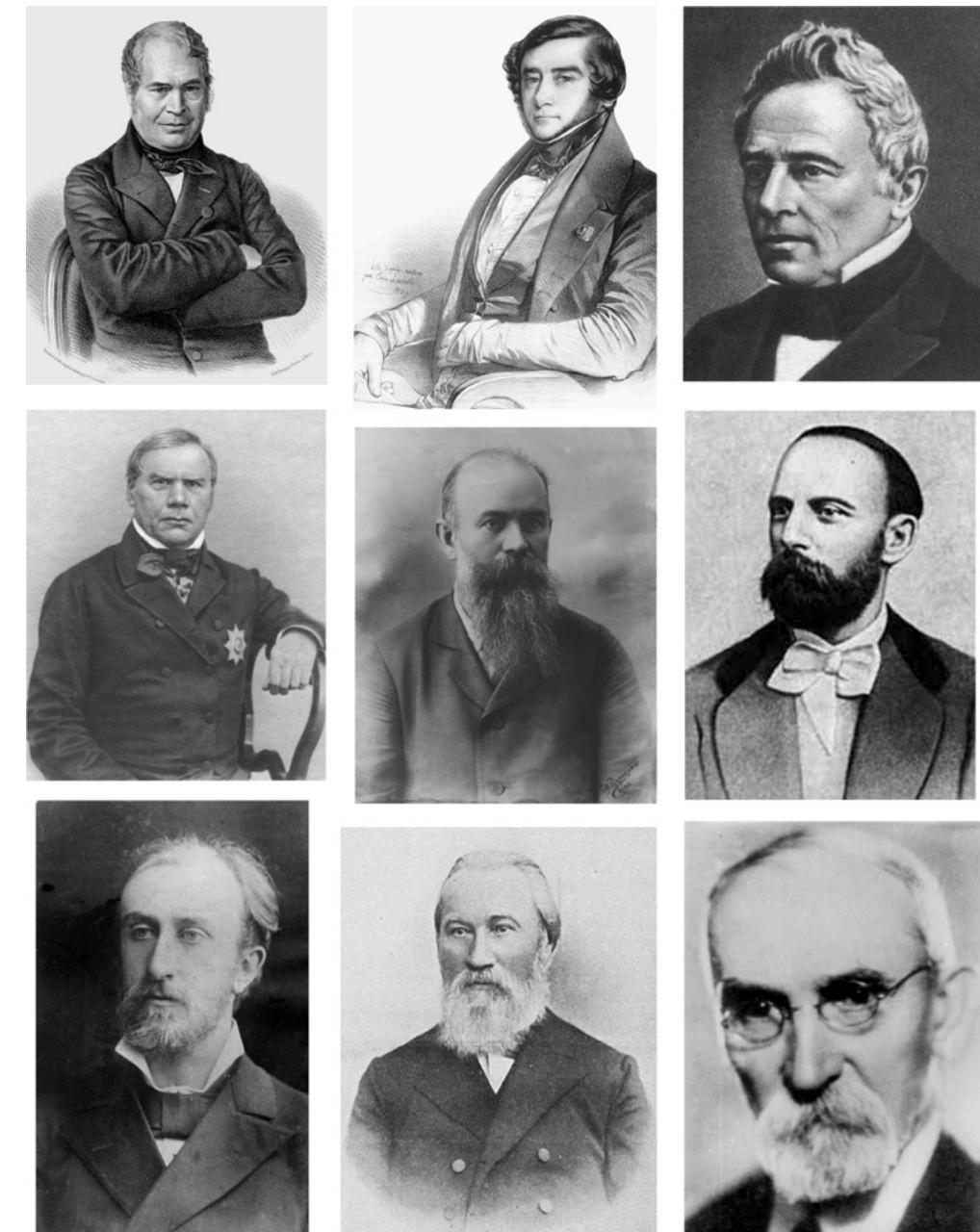


Рис. 1. Верхний ряд (слева направо) – Ж.П. Деге, А.Д. д'Орбиньи и Г.В. Абих; средний ряд – Э.И. Эйхвальд, Н.И. Андрусов и Н.П. Барбот де Марни; нижний ряд – Н.А. Соколов, И.Ф. Синцов и В.Д. Ласкарев.



Рис. 2. Верхний ряд (слева направо) – А.Д. Архангельский, В.В. Меннер и В.В. Богачев; средний ряд – Л.Ш. Давиташвили, В.П. Колесников и А.Г. Эберзин; нижний ряд – Р.Л. Мерклин, А.К. Богданович и Б.П. Жижченко.



Рис. 3. Слева направо: И.А. Коробков, В.А. Крашенников и Л.А. Невесская.

и всестороннем анализе истории бассейнов, – образец чёткости и точности подразделений, до сих пор основа современных стратиграфических шкал (Андрусов, 1961, 1963).

Среди других творцов стратиграфии неогена юга России и сопредельных стран нужно упомянуть еще несколько важных имен.

Иван Федорович Синцов (1845-1914) считался одним из лучших знатоков геологии и фауны не только мезозойских образований Поволжья, но и кайнозойских отложений юга России.

Николай Алексеевич Соколов (1856-1907). Геолог, палеонтолог, стратиграф. Дал подробное описание и анализ моллюсков разреза на реке Конке (Запорожье), впоследствии предложенного в качестве стратотипа конкского регионаряуса (Соколов, 1899).

Владимир Дмитриевич Ласкарев (1858-1954). Автор термина Паратетис, выделил бугловские слои (между баденом и сарматом) (Ласкарев, 1903).

Андрей Дмитриевич Архангельский (1879-1940), в 1914-1924 гг. старший геолог Геолкома, в 1934-1939 гг. директор ГИНа. Около 10 работ посвящено геологии и тектонике Крымско-Таврической области, Ставропольской возвышенности и примыкающей к ней части Кавказского хребта, в 1930 г. составлена геологическая карта Керченского п-ова.

Владимир Васильевич Меннер (1905-1989). В 1925-1930, ещё со студенческих лет, участвовал в геолъемке восточной части Кер-

ченского п-ова совместно с А.Д. Архангельским и другими геолкомовцами. В 1927-1929 работал в Геолкоме, с 1934 – в ГИНе АН СССР, в 1934-1937 также ученый секретарь ПИНа. Исследовал третичные и верхнемезозойские ихтиофауны (1926-1934). Себя посвятил прежде всего стратиграфии, не только видел ее задачи и находил пути их решения, но и умел практически организовывать любое дело. Неоценима его роль в решении вопросов корреляции стратиграфической шкалы неогена Юга СССР с европейской, международной шкалой.

На основе коллекций кунсткамеры, основанной в 1714 г. Петром I, возник Геологический Музей Петра Великого. Впоследствии он стал Геологическим Музеем АН СССР, который 1.02 1930 года решением общего собрания Академии был разделен на три отделения: геологии, палеозоологии и петрографии. В апреле того же года отделения были превращены в три самостоятельных института: Палеозоологический (впоследствии Палеонтологический, ПИН), Геологический (ГИН) и Петрографический (ПЕТРИН). Первым директором ПИНа стал Алексей Алексеевич Борисяк, Геологического института – Владимир Афанасьевич Обручев (Топорец, 1915).

Из негеолкомовских геологов наибольший вклад в изучение неогеновых бассейнов Паратетиса и их фауны внесли:

Владимир Владимирович Богачев (1881-1965), геолог, палеонтолог, изучавший мол-

люсков и рыб кайнозоя. Исследовал геологическое строение и геологическую историю Понто-Каспия и Кавказа. Ревизовал и описал около 500 видов третичных и четвертичных пресноводных моллюсков (Богачев, 1961). Дополнил циклы Андрусова олигоценовым циклом. Был репрессирован, в Саратове отбывал заключение вместе с Н.И. Вавиловым.

Лео Шиович Давиташвили (1895-1977), директор Института палеобиологии АН Грузии (1950-1977). Область интересов – кайнозойские моллюски Крымско-Кавказской области, стратиграфия верхнетретичных отложений юга СССР. Автор нижнемиоценовых сакараульского и коцахурского горизонтов. К неогеновым циклам Н.И. Андрусова добавил более ранний сакараул-коцахурский. Известен работами по теоретическим основам палеонтологии, ее истории и эволюционному учению.

Владимир Прокофьевич Колесников (1902-1948). Изучал сарматских, акчагыльских и ашеронских моллюсков, стратиграфию кайнозоя, общие вопросы палеонтологии (Колесников, 1935, 1950; Стратиграфия СССР, 1940, в соавторстве). Погиб в Ашхабадском землетрясении.

Анатолий Георгиевич Эберзин (1904-1970), один из первых сотрудников ПИНа, специалист по двустворчатым моллюскам плиоцена – позднего миоцена Понто-Каспия, в частности по истории и системе солоноватоводных кардиид (Эберзин, 1947, 1951, 1959, 1962, 1967) и стратиграфии неогена (Стратиграфия СССР, 1940, в соавторстве).

Борис Прокофьевич Жижченко (1907-1985) – специалист по моллюскам кайнозоя, а также вопросам стратиграфии и палеогеографии

палеогена и неогена Паратетиса (Жижченко, 1936; Стратиграфия СССР, 1940, в соавторстве; Атлас..., 1959, в соавторстве).

Александр Карлович Богданович (1908-1991), микропалеонтолог, изучавший бентосных фораминифер неогена (зональное расчленение региоярусов Восточного Паратетиса) Крымско-Кавказской области и стратиграфию палеогена и неогена (кавказ – акчагыл, ашерон) (Богданович, 1965).

Роман Львович Мерклин (1909-1971) – специалист по двустворчатым и брюхоногим моллюскам кайнозоя, стратиграфии палеогена и неогена, с детальным палеоэкологическим анализом биоты (нижний – средний миоцен, тархан) (Мерклин, 1950, 1974).

Илья Алексеевич Коробков (1910-1970) – описание и систематика брюхоногих и двустворчатых моллюсков, стратиграфия в основном палеогена (Коробков, 1954, 1955).

Лидия Александровна Невесская (1923-2009). Вклад Лидии Александровны в геологию сравним с вкладом Н.И. Андрусова. В палеонтологии - Определители двустворчатых моллюсков миоценовых, плиоценовых, четвертичных (1955, 1958, 1963, 1993, 1997), Основы палеонтологии (том IV «Моллюски – панцирные, двустворчатые, лопатоногие», 1960). 9 монографий. Организатор и основной автор справочника о двустворках России (Невесская и др., 2013).

Валерий Аркадьевич Крашенинников (1927-2008). Крупный специалист по палеогеновым и неогеновым фораминиферам Мирового океана и среднего миоцена Паратетиса. Основные работы по неогену Паратетиса (Атлас..., 1959, в соавторстве; Крашенинников и др., 2003).

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н.И. Избранные труды. М.: Изд. АН СССР. Т. 1, 1961; Т. 2, 1963.
 Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. 386 с.
 Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев: Изд-во АН Украинской ССР, 1961. 403 с.
 Богданов А.П. Материалы для истории научной и прикладной деятельности в России по зоологии и соприкасающимся с ней отраслями знания преимущественно за последнее тридцатипятилетие (1850-1888 г.). Том 3 // Известия общества любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1891. Т. 70. 311 с.
 Богданов А.К. Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса.// Труды Краснодарского филиала ВНИИнефть. 1965. Вып. 16. С. 300-350.
 Венгеров С.А. Абих Герман Вильгельмович // Критико-биографический словарь русских писателей и ученых (от начала русской образованности до наших дней). СПб.: Семеновская типо-литография (И. Ефона), 1889. Т. 1, вып. 1-21. С. 8-11.
 Горно-геологическая служба России в документах XVIII - XIX вв. М.: Внешторгиздат, 2000. 428 с.
 Жижченко Б.П. Чокракские моллюски.// Палеонтология СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 10, ч. 3. 355 с.
 Заболоцкий Е.М. «Дело Геолкома».// Репрессированные геологи. М.-СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 398-403.
 Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский региоярус. М.: Научный мир, 2003. 194 с.
 Колесников В.П. Сарматские моллюски.// Палеонтология СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1935. Т.10, ч. 2. 507 с.
 Колесников В.П. Акчагыльские и ашеронские моллюски.// Палеонтология СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 10, ч. 3. 259 с.
 Коробков И.А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 444 с.
 Коробков И.А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 795 с.
 Ласкарев В.Д. Фауна бугловских слоев Волыни.// Труды Геологического комитета. 1903. Нов. сер., вып. 5. 145 с.
 Мерклин Р.Л. Пластинчатожаберные спиралиловых глин, их среда и жизнь.// Труды Палеонтологического института. 1950. Т. 28. 100 с.
 Мерклин Р.Л. Определитель двустворчатых моллюсков олигоцена юга СССР.// Труды Палеонтологического института. 1974. Т. 145. 189 с.
 Невесская Л.А. и др. Двустворчатые моллюски России и сопредельных стран в фанерозое.// Труды Палеонтологического института. 2013. Т. 294. 524 с.
 Соколов Н. А. Слои с *Venus konkensis* на реке Конке.// Труды Геологического комитета. 1899. Т. 9, №5. 96 с.
 Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген. М.-Л. : Изд-во АН СССР, 1940. 650 с.
 Топорец С. А. Геолком-ЦНИГРИ-ВСЕГЕИ: <http://www.vsegei.ru/ru/history/history.pdf>
 Эберзин А.Г. Род *Limnocardium Stoliczka* в плиоцене понто-каспийского бассейна.// Труды Палеонтологического института. 1947. Т. 13, вып. 4. 156 с.
 Эберзин А.Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Часть 2.// Труды Палеонтологического института. 1951. Т. 31. 116 с.
 Эберзин А.Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Часть 3.// Труды Палеонтологического института. 1959. Т. 74. 226 с.
 Эберзин А.Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Часть 4.// Труды Палеонтологического института. 1962. Т. 91. 179 с.
 Эберзин А.Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Часть 5.// Труды Палеонтологического института. 1967. Т. 112. 170 с.
 Эйхвальд Э. Палеонтология России. Новый период. Санктпетербург: Эдуард Прац, 1851. 284 с.
 Eichwald E. *Lethaea rossica*, ou paléontologie de la Russie. Т. 3. Denière période. Stuttgart: E. Schweizerbart, 1853. 533 p.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮЖНЫХ ЕРГЕНЕЙ В СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ («ЯШКУЛЬСКАЯ СЕРИЯ») ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ, КАРПОЛОГИЧЕСКИХ И ИХНОФИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.Л. Грундан¹ С.В. Викулин², С.Ю. Енгалычев¹, П.Д. Тропина²

1-Всероссийский научно-исследовательский геологический (ВСЕГЕИ),

Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Ekaterina_Grundan@vsegei.ru

2-Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия; e-mail: SVikulin@binran.ru

VEGETATION HISTORY RECONSTRUCTED FROM PALYNOmorphs, FRUITS-SEEDS AND FOSSIL LEAVES AT THE ERGENI AREA, MID-MIOCENE OF KALMYKIA, RUSSIA

Е.Л. Grundan¹, С.В. Vikulin², С.Ю. Engalychev¹, П.Д. Tropina²

1-Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia;

e-mail: Ekaterina_Grundan@vsegei.ru

2-Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia;

e-mail: SVikulin@binran.ru

Целью настоящей работы является реконструкция растительности Южных Ергеней в среднем миоцене по данным палеоботанического исследования спор-пыльцы, плодов-семян и отпечатков листьев из миоценовых континентально-морских отложений Калмыкии. Материалом послужили керны скважин, пробуренных ОАО «Кольцовгеология» на восточном участке Гашунской площади севернее Элиста, в районе поселка Балковский, где сотрудниками отдела урановых месторождений и радиоэкологии ВСЕГЕИ и ОАО «Кольцовгеология» проводились совместные работы по изучению уранового оруднения, локализованного в отложениях среднего – верхнего миоцена в низовьях Палео-Дона (Шор и др., 2008). Этими скважинами были вскрыты мощные песчано-глинистые толщи неогенового возраста, содержащие редкие ископаемые остатки моллюсков, отпечатки растений, плоды и семена (Vikulin et al., 2013). Наиболее полный и стратиграфически непрерывный разрез скважины 210 детально опробован на палинологический анализ. Разрез яшкульской серии среднего – верхнего миоцена, в этом районе представлен сложнопостроенной толщей, сложенной чередованием песчаных, песчано-алевритовых и глинистых пород, с перерывом залегающими

на отложениях майкопской серии (поздний олигоцен – ранний миоцен). Яшкульская серия с несогласием перекрыта песчаниками ергинского горизонта (плиоцен) (рис. 1). На востоке Гашунской площади яшкульская серия подразделяется на загистинскую, балковскую и оватинскую свиты (Шор и др., 2008). В ходе последующего палинологического, карпологического и ихнофитологического исследования, для системы долин нижнего течения Палео-Дона нами была установлена связь изменений характера растительности и климата с изменениями палеогеографии Восточного Паратетиса (Ivanov et al., 2011). В результате изучения спор и пыльцы из разреза миоценовых отложений скважин №210 и №167 нами было выделено **четыре спорово-пыльцевых комплекса**, различающихся своей палинологической характеристикой: 1-4 (см. подробную стратиграфическую привязку комплексов на рис. 1) (табл. I).

1) Интервал глубин 280-260 м: **верхний майкоп**. Характерной особенностью комплекса является преобладание в спектре (до 80 %) пыльцы древесных голосеменных растений, которые представлены Pinaceae (*Pinus, Abies, Picea*) и Taxodiaceae (в основном *Taxodium*). Пыльца древесных покрытосеменных расте-

ний – немногочисленна: это преимущественно представители широколиственных Ulmacaeae и Juglandaceae (*Carya*), единично встречается пыльца *Myrica*. Травянистые: в небольшом количестве отмечается пыльца Chenopodiaceae и Poaceae. Единично отмечены споры папоротников: *Osmunda*. Составу комплекса близок раннемиоценовой флоре, где преобладают сосновые, болотно-таксодиевые леса с реликтами субтропической флоры олигоцена.

2) Интервал 260-220 м: **чокрак**. Основную роль играет пыльца древесных голосеменных сем. Pinaceae (*Pinus, Picea, Abies, Tsuga*) и Taxodiaceae (*Taxodium*) при участии пыльцы *Scyadopitidis*. Незначительно увеличивается количество покрытосеменных растений, в составе которых появляется большее разнообразие широколиственных и мелколиственных пород, преобладают *Quercus, Ulmus, Carpinus, Alnus*, единично встречаются *Tilia, Myrica* и др. Пыльца травянистых не превышает 10 % спектра, представлена в основном семействами Chenopodiaceae, Asteraceae, Poaceae. Господство хвойных лесов с небольшим участием широколиственных и мелколиственных пород характерно для флор **начала среднего миоцена**.

3) Интервал 220-140 м: **караган**. Характерная особенность: возрастание значения пыльцы широколиственных пород, среди которых доминирует пыльца *Ulmus, Quercus*, также постоянно встречается пыльца *Juglans, Carya, Pterocarya, Carpinus, Betula, Alnus, Liquidambar, Myrica, Castaneae, Fagus, Tilia*. Увеличивается количество травянистых растений: доминирует пыльца Chenopodiaceae, реже встречаются Poaceae, *Artemisia* и др. представители семейства Asteraceae. Среди древесных голосеменных доминируют представители сем. Pinaceae, постепенно уменьшается количество пыльцы Taxodiaceae. Примечательно присутствие в спектре зеленых водорослей *Botryosoccus* и *Spyrogyra*, характерных для пресных водоемов, встречаются цисты динофлагеллат. Большое разнообразие древесных цветковых и уменьшение значения хвойных характерно для флор **караганского века среднего миоцена** (Ананова, 1966).

4) Интервал 140-80 м: **конка** – ранний сармат. Преобладает пыльца сем. Pinaceae, в основном *Pinus, Picea* при участии *Tsuga* и *Abies*. Значительно уменьшается количество пыльцы древесных покрытосеменных, среди которых доминируют *Betula* и *Quercus*. До 10 % уве-

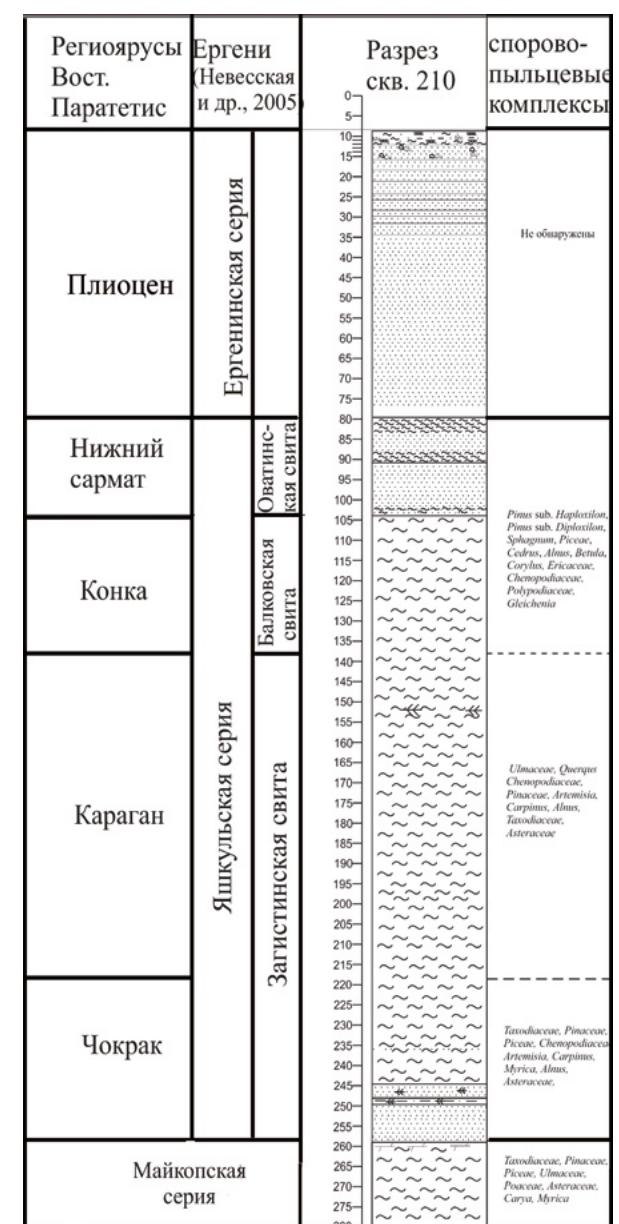


Рис. 1. Разрез скважины 210, пробуренной ОАО «Кольцовгеология» на восточном участке Гашунской площади.

личивается значение мхов и папоротников: преимущественно споры сем. Sphagnaceae: *Sphagnum*, а также сем. Polypodiaceae и Gleicheniaceae. Количество травянистых незначительно, преобладают злаковые и маревые. В спектре присутствует пыльца водных растений: *Turha* и встречаются цисты динофлагеллят. Палинофлора данного комплекса

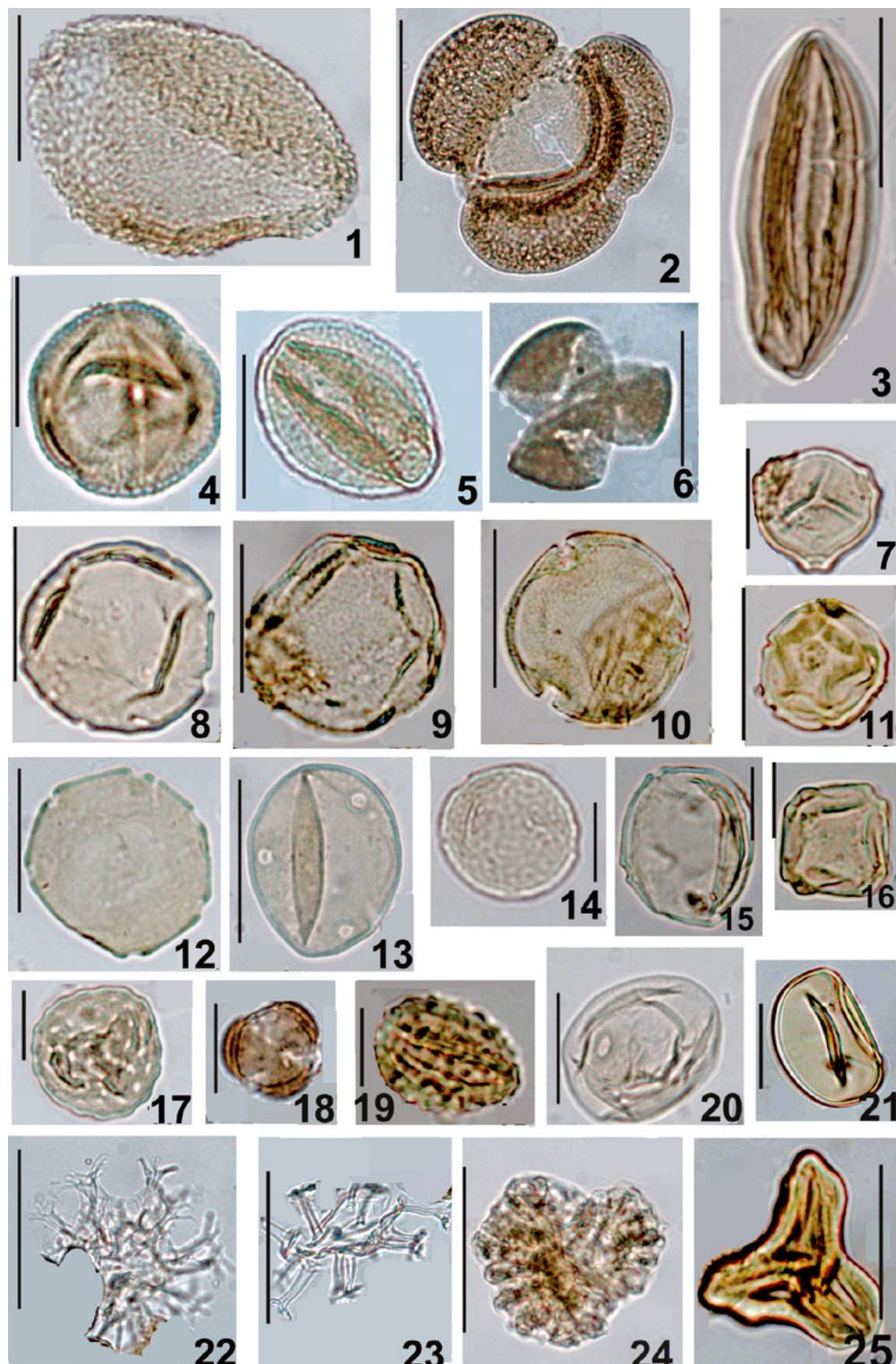


Таблица I

Ископаемые палиноморфы: фиг. 1-8, 12-14, 17, 18, 20, 22-24 – скважина 166, глубина 196 м, караган; фиг. 9-11, 15, 16, 19, 21, 25 – скважина 210, глубина 132 м, конка: 1 – *Tsuga* spp.; 2 – *Pinus* spp.; 3 – *Ephedra* sp.; 4 – *Fagus* sp.; 5, 6 – *Quercus* spp.; 7 – *Betula* spp.; 8 – *Juglans* spp.; 9 – *Liquidambar* sp.; 10 – *Tilia* sp.; 11, 16 – *Alnus* spp.; 12 – *Pterocarya* spp.; 13 – *Carya* spp.; 14 – *Ulmus* spp.; 15 – *Carpinus* spp.; 17 – *Chenopodiaceae* gen. et sp. ind.; 18 – *Artemisia* spp.; 19 – *Asteraceae* gen. et sp. ind.; 20 – *Poaceae* gen. et spec. ind.; 21 – *Polypodiaceae* gen. et sp. ind.; 22, 23 – цисты динофлагеллят; 24 – *Botryococcus* sp. ind.; 25 – *Gleicheniaceae* gen. et sp. Масштабные линейки: фиг. 1-6, 8-13, 22-25 – 25 мкм; фиг. 7, 14-21 – 10 мкм.

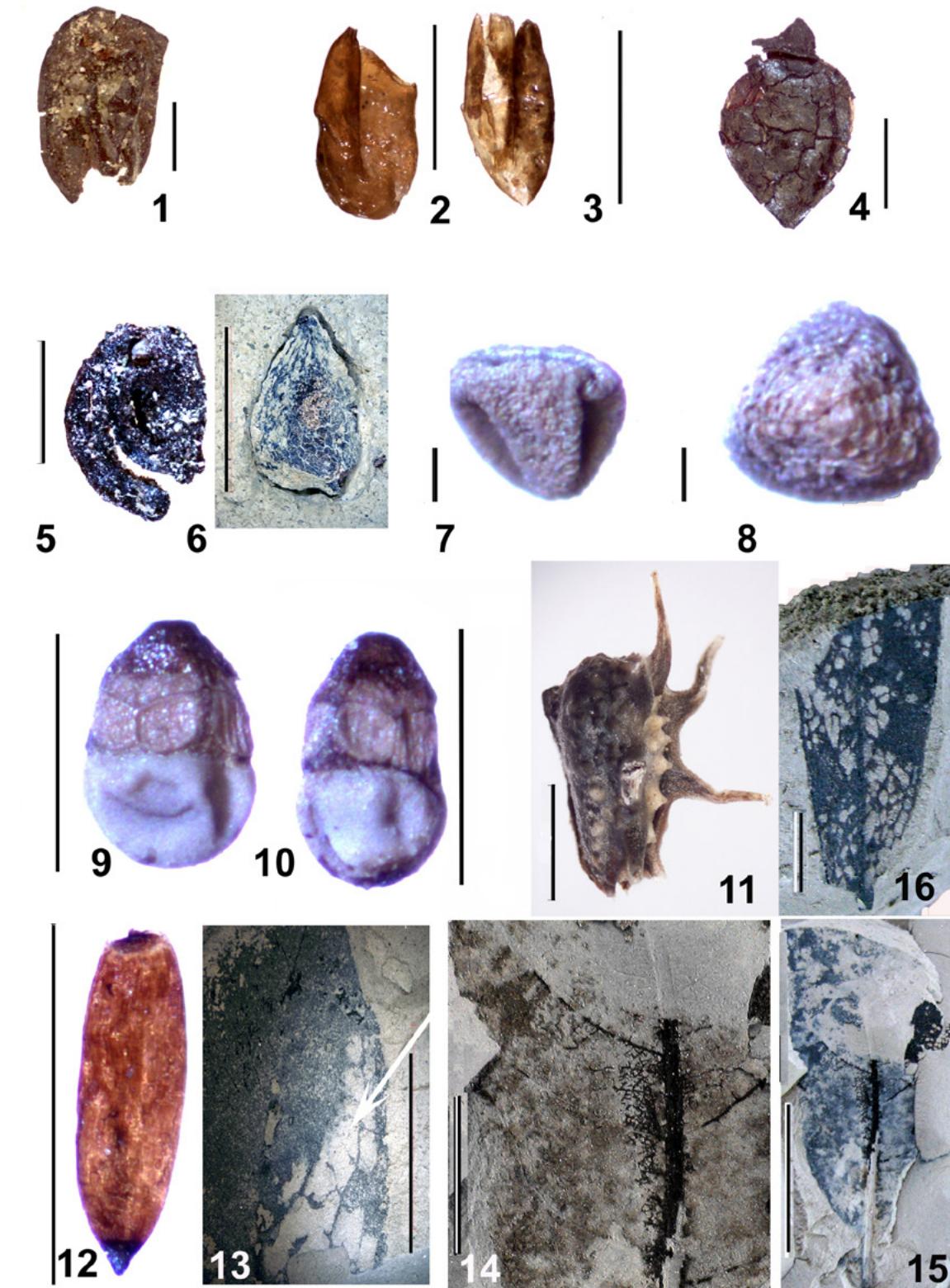


Таблица II

Ископаемые карпоиды (фиг. 1-12) и листья (фиг. 13-16): 1 – *Vitaceae* gen. et sp. ind., 2, 3 – *Alismataceae* gen. et sp. ind., 4 – *Persicaria* sp., 6 – *Carpolithes* sp., 7-8 – *Salvinia* sp., 9-10 – *Azolla* sp., 11 – *Lappula* cf. *microcarpa*, 12 – *Typha* isp., 13-16 – *Salix varians*, отпечатки. Масштабные линейки: фиг. 1-4, 11, 12-1 мм; 7, 8-0, 1 мм, 9-10-0, 5 мм; 13-14, 16-1 см, 15-2 см.

са имеет сходство с флорой среднего миоцена: конского и раннесарматского времени, характерно преобладание сосново-еловых лесов и сокращение роли покрытосеменных растений.

В интервале 0-80 м: плиоцен. Споры и пыльцы не обнаружено.

Для карпологического анализа было обработано 10 образцов из кернов скважин №№268, 210, 285 и 166, расположенных на восточном участке Гашунской площади. В большинстве образцов детрит практически отсутствовал, либо были обнаружены неопределимые обломки карпидов. В скважине №210, на глубине 98 м определены: Vitaceae gen. - 4 обломка семян, Alismataceae gen. - 2 тегмена, *Scirpus* sp. - 1 плод, *Potamogeton* sp. - 1 эндокарп, *Persicaria* sp. - 1 плод. В скважине 166 на глубине 220 м. определена *Lappula* sp. В скважине №268 на уровне 86.8-86.9 найдены споры *Azolla* - 9-10 шт., *Turpha* sp. - 14 шт. В керне скважины №210, в интервале гл. 247.5-248, соответствующем началу среднего миоцена по четырем отпечаткам листьев был определен характерный для миоцена Евразии и Северной Америки *Salix varians* Goepf. Наиболее близок ископаемому - современный вид *Salix triandra* L., который обитает в умеренной климатической зоне Евразии: в Центральной и Южной Европе, в европейской части России (кроме Крайнего Севера и Камчатки), на Кавказе, в Средней Азии, Казахстане, Сибири, на юге Дальнего Востока: в лесной, степной и полупустынной зонах по берегам рек, озёр, главным образом в пойме; в горы не поднимается; часть ареала дисьюнктивно продолжается в Северной Африке (Скворцов, 1968; Skvortsov, 1999).

Заключение.

Проведенные палинологическое, карпологическое, ихнофитологическое исследования (табл. I, II) растительности долины нижнего течения Палео-Дона дополняют и уточняют прежние данные о смене палинокомплексов неогена Русской равнины, основанные преимущественно на изучении районов среднего течения системы Палео-Дона (Ананова, 1954, 1966; 1986; Шпуль, 2004). Палинологический анализ подтверждает наличие миоценовых дельтовых и болотных биотопов с папоротниками семейства Polypodiaceae и *Osmunda*, хвойными *Taxodium*, и кустарниками зарослями *Myrica*, *Alnus* и *Betula*. Карпологический анализ

выявил наличие хорошо развитой травянистой гигрофильной растительности (Alismataceae gen., *Scirpus*, *Potamogeton*, *Persicaria*, *Azolla*, *Salvinia*) по периферии Палео-Дона, что, вероятно, было обусловлено наличием обширных затапливаемых пойменных долин хорошо развитой речной системы. Кустарниковые заросли ивы *Salix varians* произрастали по берегам этих пойменных долин. Ихнофитологические данные по макрофоссилиям (листья *Salix*) и палиноморфам также подтверждают выводы о широком распространении болотной растительности (*Taxodium*, *Myrica*, *Osmunda*, *Polypodiaceae* и *Sphagnum*). На небольших возвышенностях, примыкающих к палеодельте и палеодолинам, произрастали смешанные листопадные хвойно-широколиственные леса, в составе которых произрастали хвойные *Pinus*, *Sciadopitys*. В примыкающих горных лесах доминировали *Picea*. Отмечено также наличие разнообразных видов степных, солончаковых и ксерофильных растительных травянистых сообществ, которые становятся доминирующими после чокракского времени (*Lappula* sp.). К середине среднего миоцена растительность отражает наличие теплоумеренного гумидного (влажного) климата при котором по краям водных бассейнов произрастали смешанные листопадные мезофитные леса с *Carpinus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Acer*, *Tilia*, *Vitaceae* gen. (данные карпологии). В конце среднего миоцена характер растительности претерпел значительные изменения, в результате термофильный элемент исчезает, и листопадные широколиственные леса с *Fagus*, *Quercus*, *Betula*, *Carpinus*, *Ostrya* и *Tilia* становятся доминирующими. Дальнейшие изменения соответствуют трендам аридизации и похолодания. Области распространения болотных растительных сообществ сокращаются, и представители таких травянистых, как Chenopodiaceae, а также (Poaceae, Asteroideae, *Artemisia*), становятся доминирующими. Максимальное распространение травянистых субсерофитных и ксерофитных сообществ в конце позднего миоцена становится преобладающим, о чем свидетельствует наличие видов рода *Ephedra*. Проведенная оценка палеоклиматических параметров исследуемой области Калмыкии на протяжении временных этапов миоцена, позволяет оценить среднедовевые температуры в диапазоне от 15.5° до 20° С.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананова Е.Н. Палинологические данные к вопросу о происхождении степей на юге Европейской равнины // Ботанический журнал. 1954. Т. 39, №3. С. 343-356.
 Ананова Е.Н. Об ископаемой флоре и возрасте проблематичной «яшкульской свиты» // Ботанический журнал. 1966. Т. 51, №8. С. 1156-1160.
 Ананова Е.Н. К проблеме палеоклиматических реконструкций в неогене // Труды Государственного гидрологического института. 1986. Вып. 320. С. 107-117.
 Скворцов А.К. Ивы СССР. Таксономический и географический обзор. М.: Наука, 1968. 262 с.
 Шор Г.М., Енгалычев С.Ю., Жучкова М.К. и др. Структурные и гидрогеологические особенности локализации урановых месторождений в палеоруслах крупных речных систем // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов // Координационный научно-технический совет по геологии урана. Информационный сборник. М.: Изд-во ВИМС, 2009. Вып. 153. С. 59-65.
 Шпуль В.Г. К палиностратиграфии ламкинской серии Окско-Донской равнины (по разрезу с. Игнатьевка Тамбовской области) // Вестник Воронежского университета. Геология. 2004. №1. С. 52-67.
 Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V., Syabryaj S., Djordjević-Milutinović D., Molchanoff S. Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 2011. Vol. 304, №3-4. P. 262-275.
 Skvortsov A. K. Willows of Russia and Adjacent Countries: Taxonomical and Geographical Revision. Joensuu: University of Joensuu, 1999. 307 p.
 Vikulin S., Grundan E., Engalychev S., Tropina P. Pollen, fruit-seed and leaf assemblages from the mid-miocene of Eastern Paratethys (Yashkul series, 13-16 Ma) of the southern Ergeni upland, European Russia: Kalmykia // The 14th NECLIME meeting, Saint Petersburg, October 1-4, 2013. Program and abstracts. St. Petersburg: Komarov Botanical Institute, 2013. P. 49-50.

КОМПЛЕКСЫ ГАСТРОПОД В ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ЧОКРАКА НА Р. БЕЛАЯ, АДЫГЕЯ

А.В. Гужов

Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: avguzhov.paleo@mail.ru

LOWER CHOKRAKIAN GASTROPOD ASSEMBLAGES FROM THE BELAYA RIVER SECTION, ADYGEA

А.В. Гужов

Paleontological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: avguzhov.paleo@mail.ru

Несмотря на длительное палеонтологическое изучение неогеновых отложений юга России, в том числе и нижнечокракских, до сих пор не предпринимались попытки анализа комплексов брюхоногих моллюсков. Исследования были направлены на выявление видо-вого разнообразия гастропод, эндемичных или общих с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем видов. Л.Б. Ильиной были обобщены данные по систематическому составу, распространенности и отчасти по фациальной приуроченности гастропод в среднемиоценово-

вых отложениях Восточного Паратетиса (История..., 1986). Также были интересны послойные комплексные характеристики (литология, тафономия, состав фауны), выполненные К.Г. Багдасарян (1965) для разрезов Грузии. Однако она уделяла основное внимание двустворчатым моллюскам, гастроподы упоминаются вскользь. В настоящей работе излагаются результаты первого статистического изучения комплексов чокракских гастропод, собранных из разных видов фаций.

Изученные разрезы располагаются в Адыгейской зоне Восточно-Кубанского прогиба. Отложения чокрака обнажаются на протяжении примерно трехкилометрового участка по р. Белой между пгт. Тульский и станицей Абадзехской. Сбор фауны проводился на трех основных обнажениях, расположенных в овраге Семиколенном и обрывах на правом берегу р. Белой (рис. 1). Чокрак залегает на маломощном тархане, который представлен 2.3-2.5 метрами глин, в нижней части с тонким (около 0.15-0.2 м) прослоем мергеля с многочисленными *Aporrhais pespelicanus* (Linnaeus), *Lunatia helicina* (Brocchi), *Lentipecten cornutus denudatus* (Reuss). Верхние два метра глин лишены макрофaуны.

Чокрак залегает на тархане несогласно, его разрез начинается с пласта известняка. В

целом он сложен переслаиванием известняков и глин, причем известняки преобладают в нижней части разреза (I биогерм, рис. 2), В остальной части разреза глины преобладают над известняками. Только над IX биогермом прослеживается слой песков, мощностью до двух метров. Общая мощность чокрака на р. Белой оценивается примерно в 90 м. Нижний чокрак имеет мощность 50 м, верхний чокрак – 42.5 м (Белуженко и др., 2007). Все пробы взяты из нижнего чокрака, преимущественно из прослоев известняков, и происходят со следующими уровнями (рис. 2): второй и четвертый слои известняка I биогерма, глины между II и III биогермами, подошва IV биогерма, VII биогерм, сильно извековистые алевритовые глины между IX биогермом и вышележащими песками.

Из известняков отбирались только слабо цементированные или нецементированные участки, чтобы была возможность статистической обработки всего содержащегося в пробе материала. Это существенно сократило уровни с известняками, на которых удалось найти подходящий для анализа материал. Из-за обилия раковинного материала обрабатывались фракции ≥ 1 мм. В большинстве проб материал представлен смесью раковин разновозрастных генераций, от хорошо сохранившихся до

многократно переотложенных и инкрустированных вторичным кальцитом. Раковины последних, плохо поддающихся определению, не использовались в статистике. Ниже даны краткие характеристики отобранных проб, более детальная статистическая информация отражена в графиках и диаграммах на рис. 3 и 4. На рисунке 3 показаны круговые диаграммы с долями наиболее многочисленных видов, а на рисунке 4 – линейные графики численности всех видов комплекса.

Проба 1 из второго слоя известняка I биогерма. Порода сложена карбонатным материалом псаммитовой и более мелкой размежности, большую роль играют раковины гастропод. Цементация очень слабая, карбонатная, контактного типа. В отобранном материале преобладают раковины хорошей сохранности, сильно окатанных и/или сильно инкрустированных существенно меньше. Среди другого дегрита преобладают мшанки, пластинки водоросли *Acetabularia*, в небольшом количестве двустворки и хитоны. В комплексе преобладают *Bittium kamyshlakense* L. *Ijina*, *Alaba tarchanensis* (Zhizhchenko) и *Mohrensternia subprotogena* Zhizhchenko. Эти три вида составляют почти 95% раковин гастропод. Среди прочих гастропод преобладают *Gibbula* и пирамиделлиды.

Пробы 2 и 3 из верхнего слоя известняка I биогерма. Порода разнозернистая, с обилием гастропод, главным образом в той или иной степени окатанных и/или инкрустированных. Среди другой фауны преобладают двустворки рода *Chama*, мшанки. Цементация карбонатная, контактно-поровая, локально сильно варьирует. Из-за цементации для проб отбирались разрыхленные выветриванием участки известняка. В обеих пробах преобладает *A. tarchanensis*, два последующих места делят *M. subprotogena*, *Bittium agibelicum* (Zhizhchenko) или *B. kamyshlakense*. На первые три вида приходится 81 и 84% раковин комплексов, причем на *A. tarchanensis* приходится около половины всех раковин.

Проба 4 из горизонта перемыча в толще глин между II и III биогермами. Глины серые, слабо известковистые, алевритовые, переполнены гастроподами. Среди двустворок преобладают *Nucula fragilis* (Chemnitz), много полихет *Ditrupa*. Материал субавтохтонный, хорошей сохранности, к нему примешивается небольшое количество сильно окатанных гастропод,

переотложенных из карбонатных осадков. Последние четко отличаются не только сохранностью, но и систематическим составом, исключены из статистики. Слабо аноксические условия обитания. Видовое разнообразие гастропод небольшое, резко преобладает один вид: на *Bittium digitatum* (Zhizhchenko) приходится около 70% раковин. Другими массовыми видами являются *Nassarius scorbiculatus* (Zhizhchenko) и неописанный вид из мелких вальватоподобных скенеид.

Полевые наблюдения над распространением фауны в аналогичных глинистых слоях разных циклов показали, что среди крупных гастропод преобладают три вида: *B. digitatum*, *Nassarius restitutianus* (Fontannes) и *N. scorbiculatus*. Соотношение видов варьирует. Обычно преобладает *N. restitutianus* с подчиненным количеством *B. digitatum* и *N. scorbiculatus*.

Проба 5 из основания IV биогерма. Серо-зеленая глинисто-алевритовая порода, переполненная кластикой белого известняка гравийной и песчаной размежности. Большая часть раковин гастропод в той или иной степени окатана и/или инкрустирована. Основу комплекса составляют виды *Alaba tarchanensis* (50,5%), *Mohrensternia subprotogena* (25%) или *Bittium agibelicum* (16,9%) – в сумме 92% всех раковин.

Проба 6 из VII биогерма. Порода разнозернистая, встречаются крупный гравий и мелкая галька инкрустированных известковыми водорослями обломков. Гастропод много, главным образом в той или иной степени окатанных и/или инкрустированных. Среди другой фауны преобладают двустворки рода *Chama*, мшанки. Цементация карбонатная, контактово-поровая, локально сильно варьирует. Из-за цементации для пробы отбирался разрыхленный выветриванием участок известняка. Преобладают виды *A. tarchanensis* (36%), *B. agibelicum* (28,2%), *Cerithium orientale* Andrussov (13,6) и *M. subprotogena* (9,7%). Для комплекса характерны высокое видовое разнообразие и пониженный долевой контраст между видами.

Проба 7 из слоя зеленоватых сильно известковистых алевритовых глин, залегающих между IX биогермом и пачкой песков. По своему составу комплекс сильно отличается от всех описанных выше. Большую часть комплекса составляют *Finella praeroxolanica* (Zhizhchenko) (43,1%) и *Caspiohydobia*

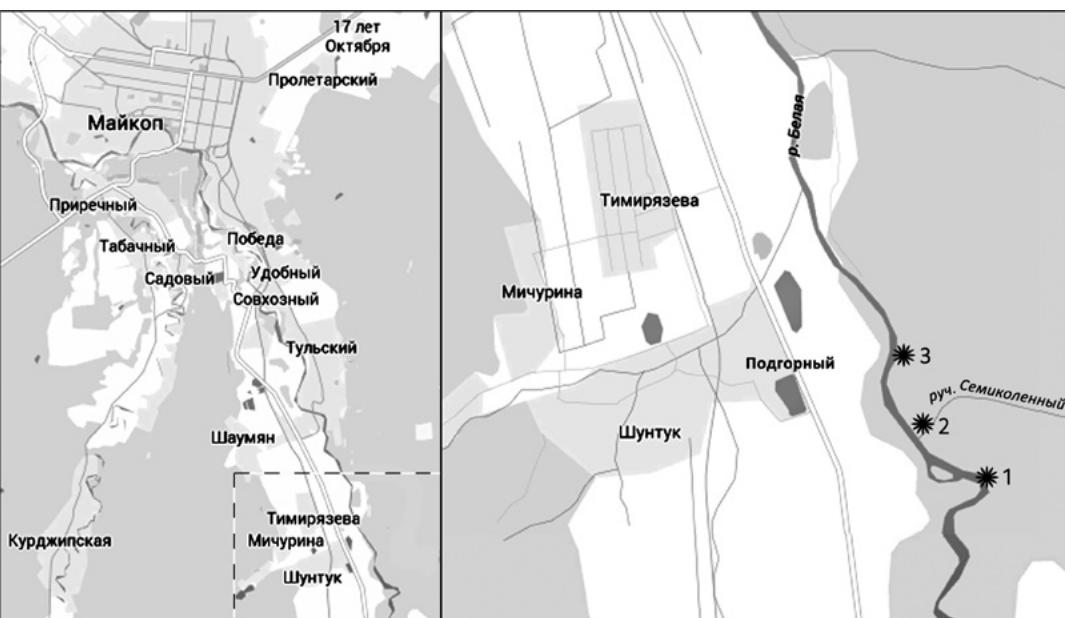


Рис. 1. Места расположения разрезов и точек отбора проб (обозначены звездочками). 1 – обрыв в правом берегу р. Белая, в 0,7-0,8 км выше по течению от руч. Семиколенный (проба 1), 2 – руч. Семиколенный (пробы 2-6), правый берег р. Белая у порогов (проба 7).

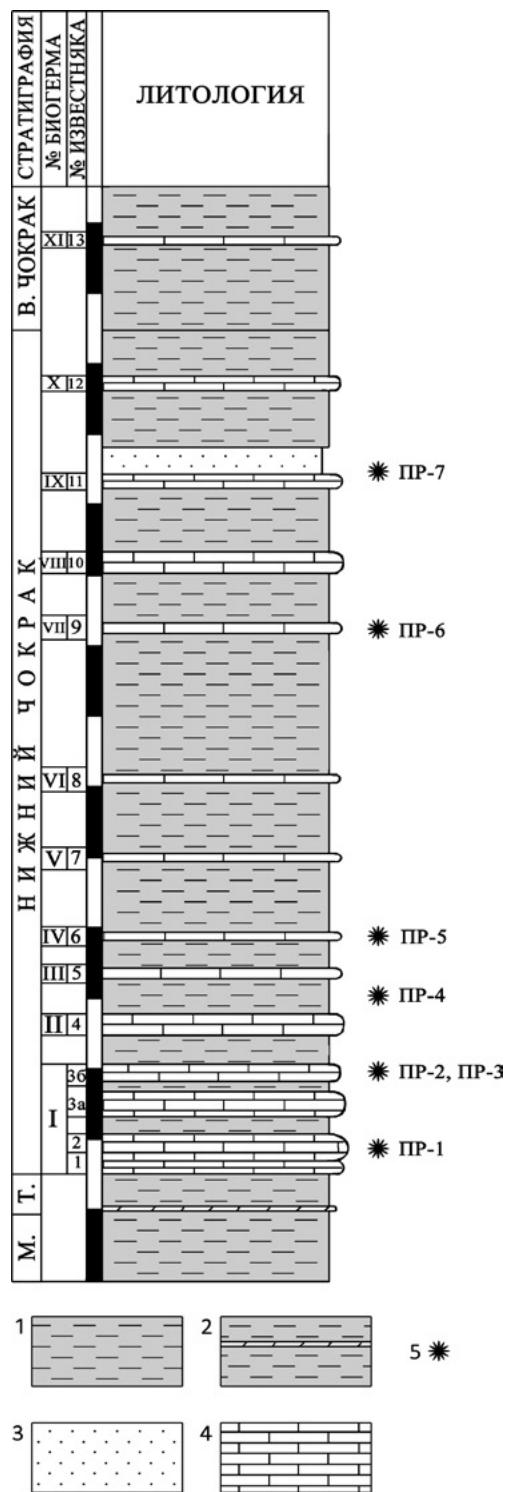


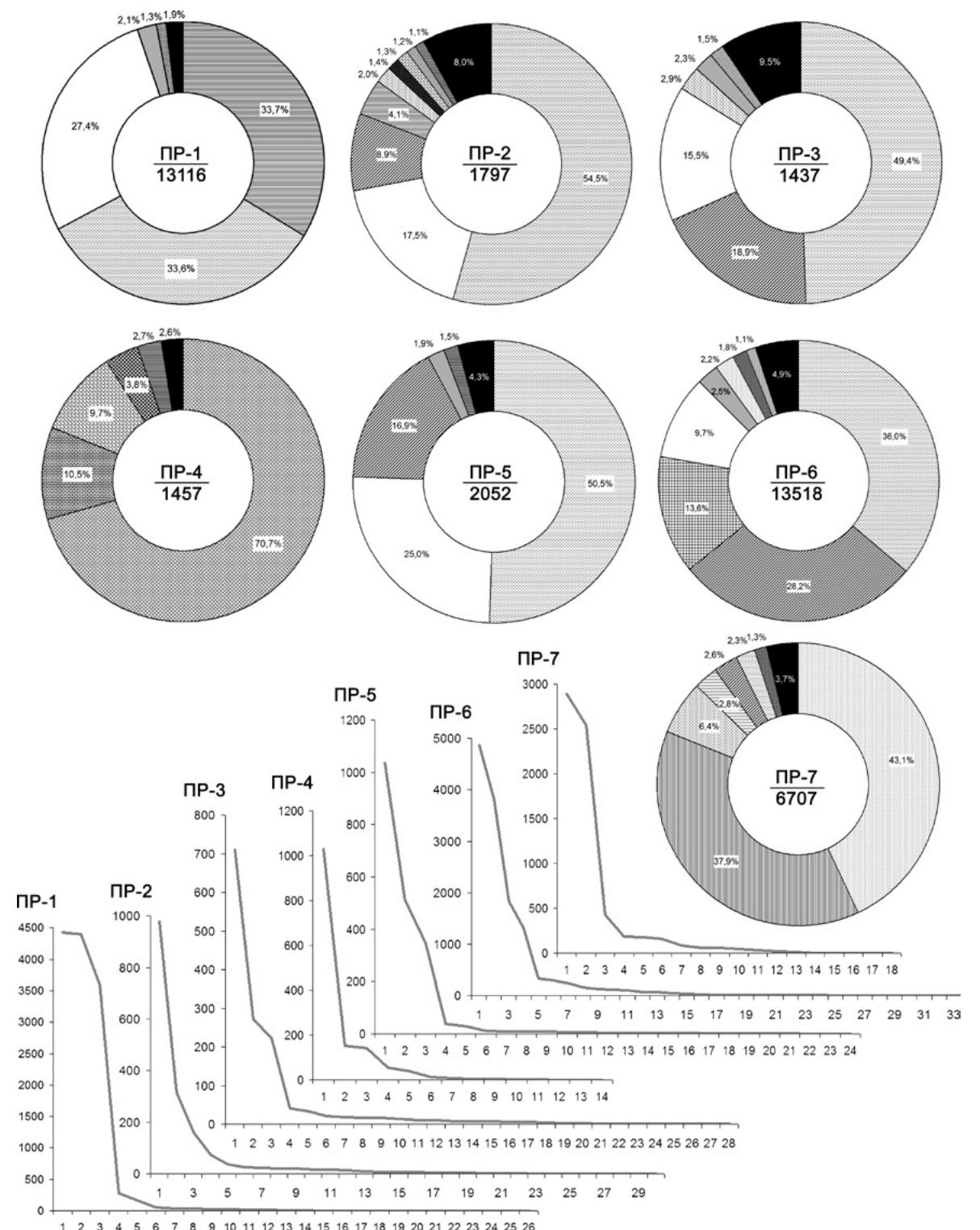
Рис. 2. Сводный разрез нижнего чокрака с подстилающими и перекрывающими отложениями. М. – майкопская серия, Т. – тархан, 1 – глины, 2 – глины с прослойем тарханского мергеля, 3 – пески, 4 – известняки, 5 – уровни отбора проб.

Рис. 3. Кольцевые диаграммы, демонстрирующие структуру комплексов, и графики, показывающие численность видов в пробах (ПР) 1-7.

В центре кольцевых диаграмм в знаменателе показан номер пробы, в числителе – общее число раковин. Каждый из доминирующих видов имеет индивидуальную заливку. Виды в комплексах, от большего к меньшему: проба 1 – *Bittium kamyshlakense* L. Iljina, *Alaba tarchanensis* (Zhizhchenko), *Mohrensternia subprotogena* Zhizhchenko, *Gibbula aff. nefas* (Kolesnikov), *Odostomia nuda* Bajarunas; проба 2 – *A. tarchanensis*, *M. subprotogena*, *Bittium agibelicum* (Zhizhchenko), *B. kamyshlakense*, *Potamides cicur* (Zhizhchenko), *Bittium multiliratum tulskaeense* L. Iljina, *G. aff. nefas*, *Plesiotrochus* sp. nov., *Ringicula costata* (Eichwald); проба 3 – *A. tarchanensis*, *B. agibelicum*, *M. subprotogena*, *P. cicur*, *G. aff. nefas*, *Plesiotrochus* sp. nov.; проба 4 – *Bittium digitatum* (Zhizhchenko), *Nassarius scorbiculatus* (Zhizhchenko), *Skenea* sp. nov. 2, *Odostomia lucida* Bajarunas, *R. costata*; проба 5 – *A. tarchanensis*, *M. subprotogena*, *B. agibelicum*, *G. nefas*, *R. costata*; проба 6 – *A. tarchanensis*, *B. agibelicum*, *Cerithium orientale* Andrusow, *M. subprotogena*, *G. nefas*, *Finella praeroxolanica* (Zhizhchenko), *Acteocina lajonkaireana* (Basterot), *Mohrensternia protogena* Andrusow; проба 7 – *F. praeroxolanica*, *Caspiohydrobia kubanica* (Zhizhchenko), *P. cicur*, *Skenea* sp. nov. 1, *B. agibelicum*, *A. tarchanensis*, *A. lajonkaireana*.

Черным показана доля прочих видов. Для каждого вида использована индивидуальная заливка.

На линейных графиках показана степень численности видов: по вертикали – количество раковин, по горизонтали – виды в порядке убывания численности.



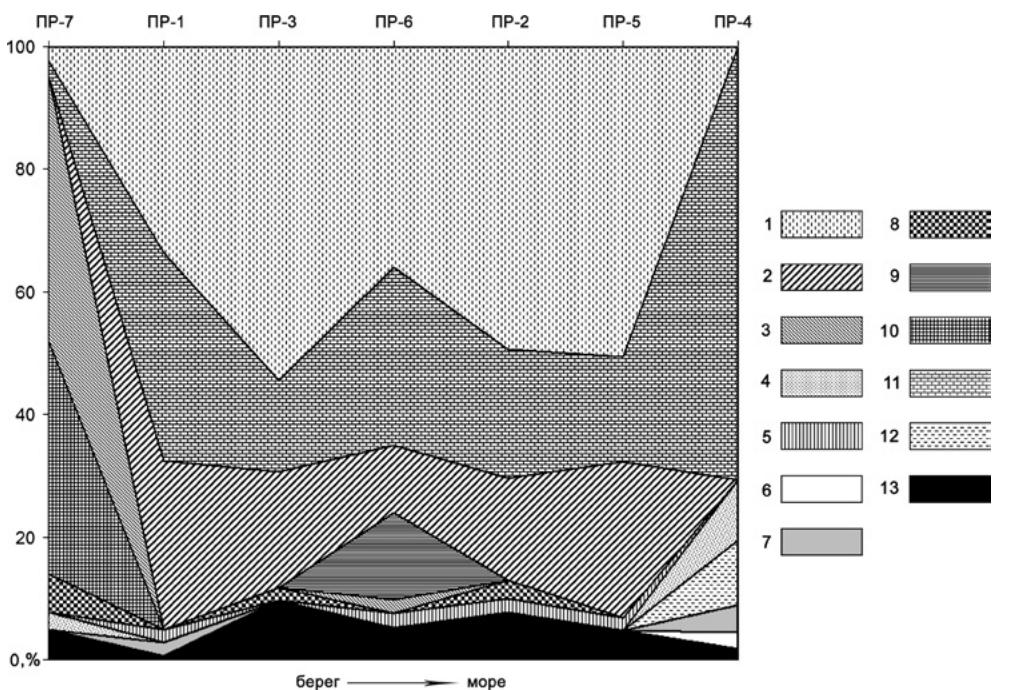


Рис. 4. Изменение долевого участия семейств гастропод в составе комплексов от прибрежных к более мористым:

1 – Litiopidae, 2 – Rissoidae, 3 – Diastomatidae, 4 – Skeneidae, 5 – Trochidae, 6 – Ringiculidae, 7 – Pyramidellidae, 8 – Potamididae, 9 – Cerithiidae, 10 – Hydrobiidae, 11 – Bittiidae, 12 – Nassariidae, 13 – прочие семейства.

kubanica (Zhizhchenko) (37,9%), за ними следует *Potamides cicur* (Zhizhchenko) (6,4%).

На рис. 4 показана динамика изменения роли гастропод на уровне семейств в пробах. Пробы выстроены в порядке удаления от береговой линии слева направо. Предполагается приуроченность проб к следующим стационарам: проба 7 – осадки лагуны, расположенной между прибрежной отмелью и мелководьем с постройками биостромов и биогермов (зона А); пробы 1, 3 и 6 – осадки мелководья с постройками биогермов и биостромов (зона Б); пробы 2 и 5 – осадки склона, расположенного во фронте зоны Б (зона В); проба 4 – осадки более глубокой части шельфа, расположенной на удалении от пояса биогермов (зона Г).

Сравнительный состав семейственного и видового состава комплексов показал их почти полную идентичность, т.е. доли семейств и наиболее массовых видов, их представляющих, почти всегда совпадают. Это обусловлено тем, что семейство обычно представлено одним массовым видом, к которому

иногда добавляются еще один – два очень малочисленных вида, что почти не отражается на изменении общей доли семейства в комплексе. Исключение составляет семейство Pyramidellidae, которое нередко представлено несколькими видами и родами, но его суммарная доля в комплексах обычно составляет менее 2%. Примечательно внезапное появление и существенная роль гидробиид в пробе 7. Современные гидробииды, за редкими исключениями, обитают в пресных или сильно опресненных водах. При сравнении проб из зон Б и В видно стабильное преобладание *Litiopidae* (*Alaba tarchanensis*), в то время как состав других *Cerithioidea* изменяется вверх по разрезу. В пробе из второго известняка I биогерма это *Bittium kamyshlakense*, в слое 3б I биогерма он встречается вместе с *B. agibelicum*, а в IV биогерме – только *B. agibelicum*. В пробе из VII биогерма существенную роль начинает играть *Cerithium orientale*. Полевые сборы показали, что в IX биогерме роль *C. orientale* возрастает еще более. Видовым разнообразием выделя-

ются пробы, происходящие из зон Б и В. Это связано со смешанным составом комплексов, в котором разные генерации гастропод обитали в несколько различающихся обстановках (зона Б), а также с активным переносом об-

ломочного материала вниз по склону (зона В). Аналогичное загрязнение материалом,носимым из зоны Б, наблюдается и в комплексе из лагуны, без которого видовое разнообразие было бы сопоставимо с пробой 4 из зоны Г.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасарян К.Г. Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 231 с.
 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: Издательство Адыгейского государственного университета, 2007. 110 с.
 История неогеновых моллюсков Паратетиса // Труды Палеонтологического института. 1986. Т. 220. 208 с.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СЕРОВОДОРОДНЫХ ВОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ ФЕРГАНСКОГО БАССЕЙНА

М. Р. Жураев¹, Н.Р. Таджибаева²

1-Институт гидрогеологии и инженерной геологии, г.Ташкент, Узбекистан;
 e-mail: juraevm@inbox.ru

2-Национальный университет Узбекистана, г.Ташкент, Узбекистан; e-mail: nadira.ruzievna@mail.ru

GENETIC CLASSIFICATION OF THE HYDROGEN SULFIDE WATERS FROM SOUTHERN FERGANA BASIN

М.Р. Juraev¹, Н.Р. Tadzhibaeva²

1 -Institute of Hydrogeology and Engineering, Tashkent, Uzbekistan;
 e-mail: juraevm@inbox.ru

2-Ulugbek National University of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan; e-mail: nadira.ruzievna@mail.ru

В выработанных нефтяных месторождениях по южной части Ферганской впадины часто встречается в скважинах проявления сероводородной воды (Ибрагимов, 1964). Проявления сероводородных вод были обнаружены в некоторых скважинах, расположенных на нефтеносных месторождениях Северный Сох, Чонгара-Гальча, Чимион, Андижан, Палванташ, Ходжаабад и Южный Аламышик (Жураев, 2014). В системе артезианских вод сероводо-

родные воды приурочены к восстановительной геохимической обстановке, зоне развития анаэробных процессов. К главнейшим факторам и условиям среды формирования сероводородных вод, определяющим общие закономерности их размещения в осадочных породах, относятся следующие: литолого-фацальный состав водовмещающих пород, в первую очередь, имеющих сульфатсодержащие отложения и нефтегазоносные комплек-

сы; геоструктурные условия и стратиграфическая приуроченность; гидрогеохимическая обстановка; гидродинамические условия; геотермическая обстановка (Иванов, 1977).

Гидрогеологическая характеристика нефтеносных месторождений, в которых формируются сероводородные воды.

Чонгара-Гальчинское нефтеносное месторождение является гидрогеологически раскрытым типом антиклинальной структуры. Водонефтеносные горизонты палеогена расположены близко к поверхности земли, и водообменный процесс относительно активный в этой антиклинальной структуре. В последней формируются слабо- и среднеконцентрированные сероводородные, гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды со слабой и малой минерализацией. За счет активного водообменного процесса в антиклинальной структуре формируются сложные ионные и низкоминерализованные, а также слабо- и среднесероводородные воды. Концентрация водорода в воде изменяется в пределах от 7.2 до 8.4.

Чимионское нефтеносное месторождение является гидрогеологически раскрытым типом антиклинальной структуры. В северной части водонефтеносный горизонт залегает близко к поверхности земли, в южной – продуктивный горизонт опускается на глубину за счет взбросо-надвигового нарушения в структуре. Проникновение инфильтрационной воды в водоносный горизонт в северной части структуры значительно больше, чем в южной. Поэтому в северной части Чимионской антиклинальной структуры формируются хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные воды с малой и средней минерализацией. Однако в южной части антиклинальной структуры за счет медленного водообмена формируются хлоридно-натриевые воды с рассольной концентрацией. Содержание сероводорода в подземной воде составляет от 112 до 476 мг/л, т.е. концентрация сероводородной воды является крепкой и очень крепкой. Отношение между натрием и хлором изменяется в пределах от 0.61 до 0.82. Концентрация водорода в воде составляет от 6.0 до 7.8.

Месторождение Северный Сох относится к глубоким зонам артезианских склонов. В V, VII и VIII газовоносных палеогеновых горизонтах антиклинальной структуры формируются хлоридно-сульфатные и хлоридные натриевые крепкосероводородные воды с вы-

сокой минерализацией и рассолы. В воде соотношение натрия и хлора колеблется от 0.39 до 0.85. Концентрация водорода варьирует от 7.0 до 8.4. В антиклинальной структуре осуществляется процесс выщелачивания, т.е. отношение Cl/Br – от 16778 до 812.

Серное и нефтеносное месторождение

Шорсу представляет собой гидрогеологически раскрытым типом антиклинальной структуры. Здесь в IV, V, VII и VIII нефтеносных пластах формируются средне- и крепкосероводородные, хлоридно-сульфатные и хлоридные-натриевые высокоминерализованные и рассольные воды. Отношение натрия и хлора изменяется от 0.35 до 0.87. Осуществляется процесс выщелачивания соленосной породы, т.е. Cl/Br от 1240 до 918. Формирование сероводородных вод в антиклинальных структурах Северный Сох и Шорсу идет за счет растворения сульфатных и галоидных минералов водовмещающих отложений и выщелачивания соленосных пород с участием биохимической сульфатредукции в породах, насыщенных углеводородами, в условиях более или менее значительного водообмена.

Нефтеносные месторождения Андижан, Палванташ, Ходжаабад и Южный Аламышик находятся в самых глубоких частях артезианского бассейна и являются закрытыми положительными структурами. В водонефтеносном комплексе палеогена водообменный процесс осуществляется слабо. Относительно более активно идет процесс выщелачивания в соленосных породах, т.е. Cl/Br варьирует от 7864 до 1429. Здесь формируются крепкосероводородные, хлоридные натриево-кальциевые воды, рассолы которых образуются за счет глубокого положения водонефтеносного комплекса и замедленного водообмена. Отношение натрия и хлора изменяется в пределах от 0.53 до 0.88. Концентрация водорода колеблется в пределах от 7.0 до 8.4. Следовательно, формируются крепкосероводородные воды в закрытых структурах, преимущественно за счет осуществления процесса выщелачивания соленосных пород.

Изучение ионного состава сероводородных вод показывает, что наиболее распространены среди них хлоридные натриевые воды (нефтеносные месторождения Андижан, Палванташ, Южный Аламышик, Ходжаабад). Менее развиты сульфатные кальциевые (или магниево-кальциевые) и хлоридно-сульфатные натриевые типы (нефтеносные месторождения

Северный Сох, Шорсу, Чимион). Еще более ограниченным распространением характеризуются сероводородные воды хлоридно-гидрокарбонатного (гидрокарбонатно-хлоридного) натриевого состава, гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого и более сложного катионного типа (нефтеносное месторождение Чонгара-Гальча).

Генетическая классификация сероводородных вод южной части Ферганского бассейна.

Выше рассмотрена природная обстановка ряда нефтеносных месторождений южной части Ферганской впадины, на которых формируются сероводородные воды. Проанализированы элементы гидродинамической, гидрохимической и гидротермальной зональности; охарактеризована совокупность показателей ионного и газового состава описываемых вод; выявлены типичные ионные отношения, характерные параметры среды (Eh, pH, t). Данные сведены в таблицы о содержании сероводородов, сульфатов и др. в подземных водах палеогена. На основе проанализированных материалов по формированию сероводородных вод южного борта Ферганской впадины определена их генетическая принадлежность (табл. 1). Сероводородные воды южного борта Ферганской впадины относятся к группе инфильтрационных вод и рассолов выщелачивания с современным процессом биохимической сульфатредукции (по классификации Г.Н. Плотникова, 1976 г.) (Иванов, 1977). Класс этих вод определяется как инфильтрационные воды, формирующиеся в антиклинальных полураскрытых нефтеносных структурах, по типу структуры Чимион. Исключением является месторождение Андижан, относящееся к классу рассолов выщелачивания соленосных и гипсонасных отложений, по типу Похвистневского. Водовмещающими породами являются карбонатные и терригенные породы, нефтеносные. Характер водообмена более или менее значительный в различных геоструктурных условиях. На месторождениях сероводородных вод основными процессами являются:

выщелачивание и растворение сульфатных минералов водовмещающих отложений; биохимическая сульфатредукция с использованием рассеянных битумов и скопление углеводородов. Величина окислительно-восстановительного потенциала изменяется в пределах от -105 до -370 мв в водонефтеносном горизонте, в котором формируются сероводородные воды. Температура сероводородных вод на месторождениях Чонгара-Гальча, Северный Сох, Чимион, Палванташ, Ходжаабад, Южный Аламышик и Чимион составляет от 15 до 40оС; Андижан – от 30 до 40оС. Основные компоненты сероводородных вод: в водонефтеносном горизонте формируются растворенный газ сероводорода, карбонат-ангидритовые, нитратовые и сероводородные воды. Основные компоненты ионного состава воды – хлоридные натриевые. Концентрации сероводорода: на месторождении Чонгара-Гальча слабо- и среднесероводородные, концентрация сероводорода варьирует от 23 до 83 мг/л; на месторождениях Чимион, Шорсу, Северный Сох, Андижан, Палванташ, Ходжаабад и Южный Аламышик формируются крепко и очень крепкосероводородные воды. Минерализация сероводородных вод по месторождениям изменяется (г/л): в Чонгара-Гальча – от 1.3 до 4.1; Чимион – от 5.4 до 158; Шорсу, Северный Сох, Палванташ, Ходжаабад и Южный Аламышик – от 10 до 132; Андижан – от 100 до 189. Концентрация водорода варьирует в пределах от 6,0 до 8,4. Концентрация сульфат ионов повышается до 77 экв.% на месторождении Чонгара и уменьшается до 4,5 экв.% на месторождении Андижан. Следовательно, для формирования сероводородных вод достаточно даже незначительного количества сульфат-ионов. Изменение количества ионов кальция и магния варьирует от 11 до 86 экв.%. Процесс выщелачивания осуществляется на месторождениях Шорсу, Северный Сох, Палванташ, Ходжаабад и Южный Аламышик. На месторождении Андижан сероводородные воды формируются в основном за счет выщелачивания.

ЛИТЕРАТУРА

Ибрагимов Д.С. Гидрогеология месторождений сероводородных вод южной части Ферганского артезианского бассейна: Автографат диссертации канд. геол.-минер. наук. М.: 1964. 25 с.

Иванов В.В. Сульфидные воды СССР. М.: Профиздат, 1977. 257 с.

Жураев М.Р. Обоснование перспективных площадей сероводородных вод на выработанных нефтяных месторождениях (на примере структуры Чимион) // Разведка и охрана недр. 2014. №10. С. 52-57.

Таблица 1. Генетическая классификация сероводородных вод южной части Ферганского бассейна.

Генетические подразделения сероводородных вод	Группа	Инфильтрационные воды и рассолы выщелачивания с современным процессом биохимической сульфатредукции	
	Класс	Инфильтрационные воды, формирующиеся в антиклинальных полураскрытых нефтеносных	Рассолы выщелачивания соленосных и гипсонасных отложений
	Тип	Чимионский	Похвистневский
Природная обстановка и процессы формирования вод	Месторождение	Чонгара, Северный Сох, Чимион, Палванташ, Ходжаабад, Южный Аламышик	Андижан
	Водовмещающая порода	Карбонатные и терригенные гипсонасные породы, нефтеносные	Преимущественно карбонатные засоленные и загипсовые отложения, сильно битуминозные
	Характер	Более или менее значительный водообмен в различных геоструктурных условиях	
	Основные процессы	Выщелачивание и растворение сульфатных и галоидных минералов водовмещающих отложений; биохимическая сульфатредукция с использованием рассеянных битумов или скопление углеводородов	
	Т°C	30 – 40	15 – 40
Характеристика особенностей химического состава вод	Основные компоненты состава растворенного газа	H_2S , CO_2 , N_2 , (CH_4)	
	Основные компоненты ионного состава	Cl – Na	
	H_2S+HS , мг/л	150 – 300	
	M , г/л pH	5-100 7-7,5	100-189 6,8-8,2
	$[SO_4]$ SO_4 , г/л	4-70 0,2-9,4	1-4,5 0,1-2,3
	$[Ca+Mg]$	12-86	
	Cl/Br	812-829	
		1429-7864	

О ПРИРОДНОЙ СРЕДЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В ПЕРИОД ОБИТАНИЯ ДЕЙНОТЕРИЕВ (MAMMALIA, PROBOSCIDEA)

Н.П. Калмыков

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия; e-mail: kalm@ssc-ras.ru

ABOUT THE NATURAL ENVIRONMENT OF SOUTH EASTERN EUROPE IN THE PERIOD OF THE HABITAT OF DEINOTHERIUM (MAMMALIA, PROBOSCIDEA)

N.P. Kalmykov

Institute of Arid Zones South Science Center, Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia; e-mail: kalm@ssc-ras.ru

Своеобразная группа хоботных из подотряда *Deinotherioidea* занимает особое место среди Proboscidea. Она представлена одним монотипичным семейством – *Deinotheriidae* (дейнотериевые), его представители населяли Северную Африку, Европу и Азию с раннего миоцена до раннего плейстоцена (Závorka, 1940; Musil, 1956; Remy, 1976; Sahni, Gupta, 1982; Vörös, 1989; Athanassiou, 2004; Kovachev, Nikolov, 2006) и, просуществовав около 25 млн. лет, вымерли.

На юге Русской равнины со среднего миоцена до позднего плиоцена были распространены четыре вида *Deinotherium*: *D. bavaricum* Meyer, 1831, *D. levius* Jourdan, 1861, *D. giganteum* Kaup, 1829 и *D. gigantissimum* Stefanescu, 1892 (Свистун, 1974; Дуброво, Капелист, 1979; Lungu, Obadă, 2001). Многие вопросы их филогении, стратиграфического распространения, экологии до сих пор остаются предметом дискуссии (Lungu, Obadă, 2011). По-разному понимаются «объемы» стратиграфических подразделений миоцена и плиоцена, отсутствует четкая стратиграфическая и геологическая привязка ископаемых остатков, термины морской хронологической шкалы заменяют термины континентальной, диагнозы многих видов, как правило, представляют более или менее удачные «афоризмы», а не критерии, которым можно следовать в таксономии, и т.д. Несомненно, все это накладывает негативный отпечаток на любые палеонтологические, палеогеографические, геологические исследования, в том числе и данное; они, в большей мере, напоминают постройку Вавилонской башни.

Наиболее древние остатки представителя *Deinotherium* на юго-западе Русской платформы – *D. bavaricum* – известны из отложений среднего (MN 9), не исключено раннего (MN 8), сарматы Центрально-Молдавской возвышенности (Lungu, Obadă, 2001). Параллельно с ним в среднем и позднем сармате (MN 9 – MN 10) на юго-западе платформы обитал *D. giganteum*, доживший на юге Восточной Европы до позднего плиоцена. Он, по всей видимости, был распространен и на Центрально-Молдавской возвышенности, несмотря на то, что его остатки встречаются в отложениях не позже конца (MN 13) (Lungu, Obadă, 2011).

На Подольской возвышенности в среднем миоцене (поздний «тортон») обитал другой вид – *Deinotherium levius*, остатки которого обнаружены в песчаном карьере на глубине 11 м на левом берегу р. Збруч в окрестностях г. Гусятин Гусятинского района Тернопольской области (Свистун, 1974; Дуброво, Капелист, 1979). По-видимому, из этого же карьера происходят остатки и *D. giganteum* из окрестностей с. Гусятин Чемеровецкого района Хмельницкой области (левый берег р. Збруч, кварцевые пески на глубине 10 м), обитавшего на Подольской возвышенности в плиоцене (Дуброво, Капелист, 1979). Это один и тот же карьер, но с разной географической привязкой и датировкой возраста песков, из которых были извлечены остатки дейнотерия. На правом берегу р. Збруч находится пгт. Гусятин одноименного района Тернопольской области, на левом – с. Гусятин Чемеровецкого района Хмельницкой области, река является границей между районами и областями. Остается

открытым вопрос о возрасте песчаной толщи (средний миоцен или плиоцен), вмещающей остатки *Deinotherium*, и таксономической принадлежности: *D. levius* или *D. giganteum*?

Снижение уровня Паратетиса в среднем сармате, вызванное неотектоникой и изменением баланса стока и испарения (Невесская и др., 2003), способствовало проникновению *D. giganteum* в горы Крыма. На полуострове он отмечен в составе севастопольского подкомплекса (МН 10) калфинского фаунистического комплекса (Дуброво, Капелист, 1979; Короткевич, 1988), однако не исключено, что он обитал здесь и раньше. Снижение теплообеспеченности экосистем во второй половине среднего сармата привело к почти полному исчезновению вечнозеленых лесов, образованию обедненных лесных ландшафтов (Криштофович, 1914) и, возможно, к исчезновению дейнотериев на полуострове в последующее время.

В позднем сармате *D. giganteum* населял покрытые лесами Центрально-Молдавскую, Подольскую и Приднепровскую возвышенности (Короткевич, 1988; Lungu, Obadă, 2001), где он известен в составе бериславского фаунистического комплекса (МН 11) на северной окраине Причерноморской низменности. В период обитания млекопитающих ранней стадии этого комплекса (МН 11а) лесной покров состоял из пойменных мезофильных форм (Щёкина, 1965); позже они, очевидно, трансформировались в более аридные разреженные галерейные леса на пониженных участках рельефа (Ананова, 1974), где были распространены млекопитающие гребниковского подкомплекса (МН 11б). Аллохтонные формы в основном были переднеазиатского и африкано-средиземноморского происхождения, проникновение которых, как правило, связывают с регрессией морских бассейнов в позднем сармате (Короткевич, 1988). В это время их уровень снизился на 200–300 м (Туголесов и др., 1985; Попов, Заострожнов, 2008; Robinson, 1996), площадь бассейнов резко сократилась (Щерик, 1956) и Восточный Паратетис превратился в полностью замкнутый морской водоем (Невесская и др., 2003). Все это, по-видимому, вызвало обособление Эвксинского и Каспийского бассейнов, появление новых сухопутных мостов, обеспечивших устойчивую связь между северным и южным обрамлением Восточного Паратетиса.

В мэотисе *D. giganteum* продолжал оби-

тать на Центрально-Молдавской, Подольской и Приднепровской возвышенности (Дуброво, Капелист, 1979; Lungu, Obadă, 2001). Об отсутствии непреодолимых водных преград говорит появление новых родов в фауне белкинского комплекса (МН 12), в составе которого отмечаются дейнотерии. Их присутствие вместе с древесными беличьими говорит о наличии широколиственных и смешанных лесов, млекопитающие водно-болотных и влажных залесенных биотопов в это время почти не встречались (Короткевич, 1988). Возможно, что это стало следствием сокращения площади акваторий Восточного Паратетиса, хотя ранне- и позднемэотические бассейны почти не различались по своему уровню и распространению (Попов, Заострожнов, 2008). Несмотря на расширение более открытых и аридных ландшафтов саванного типа (Короткевич, 1988), в растительном покрове продолжала преобладать древесная растительность (Ананова, 1974), что входит, по мнению П.И. Дорофеева (1966), в противоречие с общепринятым мнением о безлесном ландшафте в период существования гиппарионовой фауны.

На юго-восточной окраине Донецкого кряжа в Тузлов-Манычском прогибе в конце мэотиса–начале понта, по одним данным, обитал *D. giganteum* (Байгушева, 2005; Bajgusheva, Titov, 2006), по другим – *D. proavum* Eichwald, 1835 (=*D. gigantissimum*) (Bajgusheva et al., 2014). В свое время эти же авторы (Bajgusheva, Titov, 2006), согласившись с точкой зрения Л.С. Белокрыса (1960), что нет никаких веских доказательств о самостоятельности *D. gigantissimum*, отнесли дейнотерия из Обуховского карьера к *D. giganteum*, решив, что морфологические признаки *D. gigantissimum* не выходят за рамки индивидуальной, половой и возрастной изменчивости первого. Однако в последнее время остатки того же дейнотерия, морфологические признаки которого остались неизменными, послужили основанием для очередного изменения его таксономического статуса без указания причин: теперь он – *Deinotherium proavum*, его синонимом является *D. gigantissimum*. Необходимо еще раз обратить внимание на то, что из Обуховского карьера дейнотерий вначале был определен как *D. giganteum* (Байгушева, 2005; Bajgusheva, Titov, 2006), но не как *D. gigantissimum*. Все это лишний раз говорит о том, что у *Deinotherium* нет четких диагностических признаков, которые служили бы доводом для разделения не

только видов, но и подвидов, и это давно нужно было понять авторам, а не заниматься систематическими экзерсисами ни о чем. Даже если принять приведенную высоту тузловского дейнотерия (Bajgusheva et al., 2014) за истинное значение, она не соответствует высоте сверхгигантских дейнотериев, хотя способ ее измерения и величина восстановленного веса не вызывают ничего, кроме удивления. Еще большее удивление порождает реконструкция функциональных особенностей дейнотерия, как хороших пловцов, которая, несомненно, останется в анналах истории палеонтологии. В период обитания этого дейнотерия, систематическое положение которого так и остается неопределенным, морские бассейны почти не различались по площади, хотя в конце раннего понта их уровень понизился на 10–20 м (Попов, Заострожнов, 2008). Разрастание Ставропольского выступа, выдающегося далеко на север с позднего сармата, по всей видимости, привело к дальнейшему разобщению Эвксинской и Каспийской части бывшего единого морского бассейна – Восточного Паратетиса.

В позднем миоцене (понте) *D. giganteum* и *D. gigantissimum* (=*D. proavum*) населяли Центрально-Молдавскую и Подольскую возвышенности (Дуброво, Капелист, 1979; Lungu, Obadă, 2001), обитая в сократившихся древес-

но-кустарниковых и водно-болотных биотопах (Короткевич, 1988). Последние дейнотерии, очевидно, дожили до конца плиоцена как на юге Русской платформы, так и на Ставропольской возвышенности, представляющей собой невысокое, расчлененное плато с мозаичными ландшафтами.

Существование дейнотериев в течение длительного времени на юге Русской равнины в большей степени свидетельствует о постепенном преобразовании биотопов, в которых они обитали, и в меньшей мере – об их пластиности, на что указывает сходство их морфологических признаков и вымирание других видов млекопитающих. Разнообразие дейнотериев на юге Русской платформы, и не только, говорит о видовой инфляции, вызванной признаком единичным диагностическим признаком статуса родового или видового, без учета их веса в данной группе, игнорированием конгрегационного принципа в систематике. Это, в конечном счете, привело к необоснованному описанию *D. bavaricum*, *D. levius*, *D. gigantissimus*, *D. proavum*, *D. thraceiensis*, которые почти ничем не отличаются от *D. giganteum*, – приведенные отличия не могут служить основанием для выделения даже подвида, что подтверждают исследования *Deinotherium* из Тузлов-Манычского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананова Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 228 с.
- Байгушева В.С. Макротериофауна яновской свиты (Ростовская область) // Палеонтологическая летопись региональных и глобальных событий. Тезисы докладов LI сессии Палеонтологического общества, Санкт-Петербург, 4-8 апреля 2005 г. СПб.: 2005. С. 11-12.
- Белокрыс Л.С. К систематике и филогении динотериев (в связи с новой находкой динотериев в верхнесарматских отложениях Кривого Рога) // Палеонтологический журнал. 1960. №4. С. 95-103.
- Дорофеев П.И. О флоре эпохи гиппариона // Палеонтологический журнал. 1966. №1. С. 124-134.
- Дуброво И.А., Капелист К.В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. М.: Наука, 1979. 160 с.
- Короткевич Е.Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1988. 164 с.
- Криштофович А.Н. Последние находки остатков сарматской и мэотической флоры на юге России // Известия АН СССР. 1914. Сер. 6, т. 8, №9. С. 591-602.
- Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. О стратиграфической шкале неогена Восточно-гиппарионового Паратетиса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, №2. С. 3-26.
- Попов С.В., Заострожнов А.С. Трансгрессивно-ретрессивная цикличность и стратиграфические границы // Бюстратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України. Київ: ІГН НАН, 2008. С. 449-457.
- Свистун В.И. Динотерии Украины. Киев: Наукова думка, 1974. 52 с.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейнер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Щерик Е.А. Некоторые палеогеографические закономерности третичного бассейна на северо-западе Кавказа // Труды Академии нефтяной промышленности. 1956. Вып. 3. С. 53-72.

- Щёкина Н.О. Про знахідку поліад роду *Acacia* у неогенових відкладах України // Український ботанический журнал. 1965. Т. 22, № 3. С. 83-89.
- Athanassiou A. On a *Deinotherium* (Proboscidea) finding in the Neogene of Crete // Carnets de géologie. 2004. Letter 2004/05. P. 1-7.
- Bajgusheva V.S., Titov V.V. About teeth of *Deinotherium giganteum* Kaup from Eastern Paratethys // Hellenic journal of geosciences. 2006. V. 41. P. 177-182.
- Bajgusheva V., Titov V., Timonina G. Postcranial skeleton of *Deinotherium* from Lower Don Area (Rostov Region, Russia) // Abstract book of the 6th International Conference on mammoths and their relatives // Scientific annals of the School of Geology? Aristotle University of Tessaloniki. 2014. Spec. V. 102. P. 30.
- Kovachev D., Nikolov I. *Deinotherium thraceiensis* sp. nov. from the Miocene near Ezerovo, Plovdiv District // Geologica balcanica. 2006. V. 35, №3-4. P. 5-40.
- Lungu A., Obadă T. Contributions to the study of the Neogene representatives of *Ordo Proboscidea* (Mammalia) from Eastern Europe // The world of elephants: proceedings of the 1st international congress. Rome: 2001. P. 119-121.
- Lungu A., Obadă Th. Contribution à l'étude du genre *Deinotherium* Kaup, 1829 du Miocène supérieur sur le territoire de la République de Moldova // Acta palaeontologica romanuiae. 2011. V. 7. P. 235-238.
- Musil R. Ein neuer Fund von *Deinotherium* in Sudmähren (Tschechoslowakei) // Acta Musei Moraviae. 1956. V. 41. P. 65-86.
- Remy J.-A. Présence de *Deinotherium* sp. Kaup (Proboscidea, Mammalia) dans la faune miocène de Beni Mellal (Maroc) // Géologie méditerranéenne. 1976. V. 3. P. 109-114.
- Robinson A.G. Black Sea // Marine and petroleum geology. 1995. V. 12, №8. P. 821-835.
- Sahni A., Gupta V.J. *Deinotherium indicum* from the Middle Siwaliks of the Kangra foothills, Himachal Pradesh, India // Recent researches in geology. 1982. V. 8. P. 351-355.
- Vörös I. Prodeinotherium petenyii sp. n. from the Lower Miocene at Putnok (North Hungary) // Fragmenta mineralogica et palaeontologica. 1989. V. 14. P. 101-119.
- Zárvorka V. *Deinotherium levius* Jourdan and its stratigraphic significance // Acta Musei nationalis Pragae. 1940. V. 2. P. 191-214.

ПАЛЕОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНЫХ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНО-КУБАНСКОЙ ВПАДИНЫ

А.С. Кодаш

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия; e-mail: anna_kodash@mail.ru

PALEONTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF PRODUCTIVE MIDDLE-UPPER JURASSIC SERIES WITHIN THE EAST-KUBAN DEPRESSION

A.S. Kodash

Kuban State University, Krasnodar, Russia; e-mail: anna_kodash@mail.ru

Восточно-Кубанская впадина является одной из основных нефтегазоносных зон юга России, в пределах которой бурением установлено, что продуктивность сарматских, нижнекемеловых и юрских отложений. Объектом исследований являются фораминиферовые

комpleksы карбонатных отложений средней и верхней юры Восточно-Кубанской впадины. В данной статье наиболее детально рассмотрены отложения верхнего келловея, оксфорда и кимериджа, составляющих карбонатный комплекс Восточно-Кубанской впадины (ВКВ).

Наибольший интерес представляет герпегемская свита, которая соответствует верхнему келловею – низам нижнего кимериджа (Объяснительная записка..., 1973; Решение..., 1984; Ростовцев и др., 1992). Разрез свиты слагают известняки серые и темно-серые, плотные био-хемогенные, биогермные, органогенно-обломочные, часто пелитоморфные, реже кристаллическо-зернистые и комковато-сгустковые и мелкопористые. Свита залегает на каменномостской (юбилейной) свите согласно, с постепенным переходом терригенных отложений через известковистые песчаники и мергели в известняки оксфорда. Карбонатные отложения верхнего келловея и оксфорда распространены практически повсеместно, залегают на подстилающих отложениях согласно и связаны с ними постепенными переходами. В краевых частях впадины отмечается трансгрессивное залегание карбонатных отложений на разновозрастных образованиях. Их мощность изменяется от первых метров до 200-350 м. В южной части Лабинской зоны, в основании герпегемской свиты, залегает базальный горизонт известняковых конгломератов и брекчиивидных известняков, который к востоку замещается песчаниками и гравелитами. Выше следует толща мелкодетритусовых известняков с прослоями мергелей, местами встречаются крупные рифовые постройки, слагающие изолированные вершины хребта Герпегем, гор Шиханы и других. Общая мощность свиты до 120 м, на участках рифовых массивов до 250-300 м. Возраст установлен по аммонитам (Объяснительная записка..., 1973). Перекрывают отложения герпегемской свиты породы мезмайской свиты. В разрезах скважин ВКВ мезмайская свита сложена нижней сульфат-галогенной формацией (мощностью от 200 до 500 м) и верхней – терригенной пестроцветной формацией (мощностью от 300 до 500 м). В южной части Лабинской зоны мезмайская свита подразделена на две подсвиты, где нижняя сложена эвапоритами (каменная соль, гипсы, ангидриты с прослоями пестроокрашенных глин и мергелей). В основании подсвиты находится базальный горизонт известняковых и доломитовых конгломератов и брекчий. Мощность нижней подсвиты закономерно уменьшается вдоль Скалистого хребта от 500 м в бассейне р. Малая Лаба до 10-20 м на р. Кубани и до полного выклинивания на западе ВКВ. Верхняя подсвита сложена терригенной пестроцветной формацией (красноцветными и пестроцветными алевритистыми глинами с подчиненными прослоями известняков, мергелей и песчаников). Мощность подсвиты уменьшается с запада на восток от 300 м у р. Белая до 40-50 м у р. Кубань.

Расчленение средне-верхнеюрских отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья основано на палеонтологических материалах, собранных в результате полевых исследований обнажений в бассейнах рек Большой и Малой Лабы, Урупа, Кубани и др. Также палеонтологический материал был собран из керна глубоких скважин, пробуренных на территории Западного Предкавказья, в том числе в Восточно-Кубанской впадине. Первым исследователем макрофлоры Восточно-Кубанской впадины был К.О. Ростовцев, который обосновал расчленение юрских отложений по аммонитам (Решение..., 1984; Ростовцев и др., 1992). Фораминиферы изучали З.А. Антонова, Л.В. Зозуля, Т.Н. Пинчук и другие (Зозуля и др., 1990; Азбель и др., 1991; Пинчук, 1994; Пинчук, Вукс, 1994; Антонова, 2000; Вукс, 2012).

В ходе выполнения работы автором изучены коллекции фораминифер из средне- и верхнеюрских отложений Восточно-Кубанской впадины по площадям: Солдатская скв. 2, Ново-Свободненская скв. 35, Константиновская скв. 1, 2, Кошхабльская скв., 1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 17, 19, Кужорская скв. 3, 4 из фондов НПП «ЮГ-геофизика». В результате были выделены комплексы фораминифер из карбонатных образований келловея и оксфорд-кимериджа, подтвержденные определениями других ископаемых: водорослями, остракодами и двустворчатыми моллюсками. Результаты исследования кернов публикуются впервые. Проведено сопоставление изученных комплексов фораминифер с характерными ассоциациями фораминифер из средней и верхней юры Западного Предкавказья, выделенными предыдущими исследователями (Азбель и др., 1991; Пинчук, Вукс, 1994; Вукс, 2012).

Средний келловей в пределах изучаемых площадей представлен алевролитами и известняками с прослоями глин. Определены фораминиферы: *Hyperammina* sp., *Ammobaculites* sp., *Marssonella doneziana* Dain, *Labalina costata* (Ant.), *Ophthalmidium pseudocarinatum* Dain, *Lenticulina embolica* Mak., *L. aff. pseudocrassa* Mjatl., *L. hoplitae* Wisn., *L. enodata* Mak., *Astacolus erucaeformis*

Общая стратиграфическая шкала							Литологическая характеристика	Палеонтологическая характеристика	Мощность
Группа	Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита				
Мезозойская Юрская	Верхний	Оксфордский	Киммериджский	Титон-ский	Мезмайская	Ангидриты слабо-известковистые, трещиноватые, с пустотами, заполненным кальцитом, прослои глин, соли, гипсов	Микрофауны нет		
Средний	Келловейский	верхний	нижний	верхний	нижний	Известняки светло- и темно-серые, крепкие, песчанистые и органогенно-рифовые, кавернозные, с включением кальцита и пирита, с прослойми мергелей, песчаников и глин	Фораминиферы: <i>Hyperammina</i> sp., <i>Haplophragmium</i> sp., <i>Ammobaculites</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Pseudocyctammina</i> sp., <i>Verneuilinoides</i> aff. <i>favus</i> Bart. et Brand, <i>Spirolectammina</i> <i>jurassica</i> Gumbi., <i>Marssonella</i> <i>doneziana</i> Dain, <i>Quinqueloculina</i> <i>vitrea</i> Ant. Q. sp., <i>Labalina</i> <i>costata</i> (Ant.), <i>Nubeculinella</i> <i>parasitica</i> Dain, <i>Lenticulina</i> <i>embolica</i> Mak., <i>L. enodata</i> Mak., <i>L. hoplitae</i> Wisn., <i>Astacolus</i> <i>hyperbolica</i> Kubl. et Zw., <i>Epistomina</i> <i>mosquensis</i> Uhlig, <i>Discorbis</i> aff. <i>subspeciosus</i> Bogd. et Mak., <i>Trocholina</i> <i>burlini</i> Gorb., <i>T. giganta</i> Gorb. et Mants., <i>Spirillina</i> <i>kuebleri</i> Mjatl. Остракоды: <i>Schuleridea</i> <i>elevata</i> Lub., <i>Cytherella</i> <i>collapse</i> Grekoff, <i>Eocytheroptes</i> <i>purum</i> (Schmidt), <i>Procytheridea</i> <i>reticulata</i> (Lub.), <i>Pontocyprilla</i> <i>aureola</i> Lub., <i>Rectocythere</i> <i>regularis</i> Malz., <i>Parariseus</i> <i>setosus</i> Masumov, <i>P. sp.</i> (Кошехабльская свк. 4, инт. 4837-4842 м; свк. 7, инт. 4983-5005 м, определения Л.В. Бурындиноой)	Фораминиферы: <i>Hyperammina</i> sp., <i>Haplophragmium</i> sp., <i>Ammobaculites</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Pseudocyctammina</i> sp., <i>Verneuilinoides</i> aff. <i>favus</i> Bart. et Brand, <i>Spirolectammina</i> aff. <i>jurassica</i> Gumbi., <i>Marssonella</i> <i>doneziana</i> Dain, <i>Quinqueloculina</i> <i>vitrea</i> Ant. Q. sp., <i>Labalina</i> <i>costata</i> (Ant.), <i>Nubeculinella</i> <i>parasitica</i> Dain, <i>Lenticulina</i> <i>embolica</i> Mak., <i>L. enodata</i> Mak., <i>L. hoplitae</i> Wisn., <i>Astacolus</i> <i>hyperbolica</i> Kubl. et Zw., <i>Epistomina</i> <i>mosquensis</i> Uhlig, <i>Discorbis</i> aff. <i>subspeciosus</i> Bogd. et Mak., <i>Trocholina</i> <i>burlini</i> Gorb., <i>T. giganta</i> Gorb. et Mants., <i>Spirillina</i> <i>kuebleri</i> Mjatl. Остракоды: <i>Schuleridea</i> <i>elevata</i> Lub., <i>Cytherella</i> <i>collapse</i> Grekoff, <i>Eocytheroptes</i> <i>purum</i> (Schmidt), <i>Procytheridea</i> <i>reticulata</i> (Lub.), <i>Pontocyprilla</i> <i>aureola</i> Lub., <i>Rectocythere</i> <i>regularis</i> Malz., <i>Parariseus</i> <i>setosus</i> Masumov, <i>P. sp.</i> (Кошехабльская свк. 4, инт. 4837-4842 м; свк. 7, инт. 4983-5005 м, определения Л.В. Бурындиноой)	

Рис. 1. Сводный разрез средне-верхнеюрских отложений Восточно-Кубанской впадины.

Wisn., *A. harmus* Reuss, *A. mundus* Mak., *Planularia* sp., *Saracenaria* *guembeli* Wisn., *Epistomina* *pentarima* Dain, *E. elschankaensis* Mjatl., *Spirillina* *kuebleri* Mjatl. (Солдатская свк. 2, инт. 2891-2901 м; Кошехабльская свк. 1, инт. 5066-5070 м; свк. 7, инт. 5214-5224 м, 5224-5235 м, 5242-5251 м; свк. 9, инт. 5120-5130 м; свк. 10, инт. 5325-5333 м; свк. 11, инт. 5330-5339 м; свк. 12, инт. 5284-5292 м; свк. 17, инт. 5247-5255 м, 5255-5269; свк. 19, инт. 5453-5460 м, 5463-5470 м).

Остракоды: *Marslatourella* *torulosa* Masumov, *Galliacytheridea* *cibaria* (Lub.), *G. aff. dissimilis* Oertli, *Cytherella* *collapsa* Grekoff. (Кошехабльская свк. 7, инт. 5224-5235 м, 5214-5224 м, определения Л.В. Бурындиноой).

Водоросли: *Gonyaulax* *jurasica* Defl., *Pareodinia* *ceratophora* Defl., *Meiorogonyaulax* aff. *callomonii* Ser. (Солдатская свк. 2, инт. 3075-3084 м, определения Т.В. Шевченко).

Двустворчатые моллюски: *Chlamys* (*Aequipecten*) *fibrosa* (Sow.), *Astarte* cf. *incerta* Pčel., *Liostrea sandalina* (Goldfuss), *Anisocardia* cf. *stricklandi* (Mor. et Lyc.), *Trigonia* sp. indet., *Bositra buchi* (Roemer), *Arca* ex gr. *pratti* Mor. et Lyc. и др. (Кошехабльская свк. 10, инт. 5325-5333 м, 5340-5347 м, Кужорская свк. 4, инт. 4071-4074 м, определения Н.Л. Левицкой).

Также в керне верхнекелловейских отложений были встречены многочисленные обломки раковин гастропод и двустворок.

Оксфорд-киммериджский комплекс представлен отложениями известняков органогенных и органогенно-обломочных с прослойами алевролитов и песчаников.

Фораминиферы: *Hyperammina* sp., *Haplophragmium* sp., *Ammobaculites* sp., *Textularia* sp., *Pseudocyctammina* sp., *Verneuilinoides* aff. *favus* Bart. et Brand, *Spirolectammina* aff. *jurassica* Gumbi., *Marssonella* *doneziana* Dain, *Spirophthalmidium* *carinatum* Kubl. et Zw., *Labalina* *costata* (Ant.), *Quinqueloculina* *vitrea* Ant. Q. sp., *Nubeculinella* *parasitica* Dain, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* *embolica* Mak., *L. enodata* Mak., *L. hoplitae* Wisn., *Astacolus* *hyperbolica* Kubl. et Zw., *Discorbis* aff. *subspeciosus* Bogd. et Mak., *Epistomina* *mosquensis* Uhlig, *Trocholina* *burlini* Gorb., *T. giganta* Gorb. et Mants., *Spirillina* *kuebleri* Mjatl. и др. (Ново-Свободненская свк. 35, инт. 1300-1305 м, 1409-1414 м; Кошехабльская свк. 1, инт. 4775-4778 м; свк. 2, инт. 5047-5049 м; свк. 4, инт. 4837-4842 м; свк. 7, инт. 4902-4908 м, 4917-4926 м, 4983-5005 м, 5005-5024 м, 5024-

5030 м; свк. 8, инт. 4791-4801 м; свк. 9, инт. 4821-4836 м; свк. 10, инт. 4993-4998 м; свк. 11, инт. 5072-5096 м, 5187-5197 м, 5212-5225 м, 5272-5271 м; свк. 12, инт. 5026-5030 м, 5270-5276 м, 5276-5284 м, 5284-5294 м, 5297-5307 м; свк. 15, инт. 5468-5476 м; свк. 17, инт. 5037-5047 м; свк. 19, инт. 5123-5133 м, 5146-5156 м; Кужорская свк. 3, инт. 3671-3675 м).

Остракоды: *Schuleridea* *elevata* Lub., *Eocytheroptes* *purum* (Schmidt), *Procytheridea* *reticulata* (Lub.), *Pontocyprilla* *aureola* Lub., *Rectocythere* *regularis* Malz., *Parariseus* *setosus* Masumov, *P. sp.* (Кошехабльская свк. 4, инт. 4837-4842 м; свк. 7, инт. 4983-5005 м, определения Л.В. Бурындиноой)

Водоросли: *Nannoceratopsis* sp., *Pa-reodinia* *ceratophora* Defl., *Gonyaulax* *ornata* Eisen, *G. jurassica* Defl., *Scriniodinium* *dictyofum* (Cook et Eisen), *Ellipsoidictyum* *cinctum* Klement. (Солдатская свк. 2, инт. 2841-2850 м, определения Т.В. Шевченко)

Также в отложениях оксфорд-киммериджского комплекса были встречены многочисленные спикилы губок, иглы морских ежей и гастроподы.

В мезмайской свите, в аргиллитах темно-серых до черных, крепких, известковистых, слюдистых кернах Константиновской свк. 7 (инт. 4917-4926 м, 4962-4983 м) и свк. 4 Кошехабльская (инт. 4837-4842 м), найдены остракоды: *Cytherella* aff. *collarsa* Grekoff, *Paracypris* *stripta* Lub. и др. (определения Л.В. Бурындиноой). В алевролитах серых и аргиллитах темно-серых в керне скважины Константиновская свк. 2 (инт. 4018-4025 м) найдены фораминиферы плохой сохранности: *Pseudocyctammina* sp., *Nodosaria* sp., (определения Т.Н. Пинчук).

На основе полученных данных был составлен сводный разрез карбонатных отложений Восточно-Кубанской впадины (рис. 1).

Изученная микрофауна (фораминиферы и остракоды) и выделенные комплексы важны при стратиграфическом расчленении разрезов скважин, средне- и верхнеюрских отложений, что является актуальным в настоящее время, так как возобновлен интерес нефте- и газодобывающих компаний к дразведке юрских карбонатных отложений на территории ВКБ. Карбонатные породы, представленные органогенными и органогенно-обломочными известняками, вследствие неплотной первичной структуры и активного воздействия процессов доломитизации и выщелачивания, представляют собой потенциальные коллекто-

ры нефти и газа трещинно-кавернозного, микрокавернозного и микрокарстово-трещинного типов. Пелитоморфным, кристаллическим и тонкообломочным известнякам свойствен преимущественно сутуростилолитовый тре-

щинный тип коллектора. Анализ собранного палеонтологического материала по скважинам ВКВ позволяет более подробно обосновывать стратиграфическое расчленение верхнеюрских разрезов.

ЛИТЕРАТУРА

- Азбель А.Я., Акимец В.С., Алексеева Л.В. и др. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра. 1991. 375 с.
- Антонова З.А. Стратиграфическое расчленение юрских и нижнемеловых нефтегазоносных толщ с использованием надсемейства Ceratobuliminacea (по материалам Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья) // Сборник научных трудов ОАО «СевКавНИПИгаз». 2000. Вып. 32. С. 23-32.
- Вукс В.Я. Фораминиферовые шкалы юрских отложений Кавказа и Предкавказья // Современная микропалеонтология. Труды XV Микропалеонтологического совещания (12-16 сентября 2012., г. Геленджик). Москва: 2012. С. 54-58.
- Зозуля Л.В., Малахова Т.А., Пинчук Т.Н. Уточнение стратиграфических данных Западного Кавказа и Западного Предкавказья по фораминиферам. Материалы VII Межведомственной стратиграфической конференции. Махачкала: 1990. С. 46-48.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. С. 95-108.
- Пинчук Т.Н. Биостратиграфия верхней юры-нижнего мела Южно-Хадыженского газового месторождения по фораминиферам // I Международный симпозиум «Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов». Тезисы докладов. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1994. С. 73.
- Пинчук Т.Н., Вукс В.Я. Биостратиграфия юры и нижнего мела западной части северо-кавказского нефтегазоносного бассейна по фораминиферам // // I Международный симпозиум «Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов». Тезисы докладов. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1994. С. 74.
- Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1984. 47 с.
- Ростовцев К.О., Агаев В.Б., Азарян Н.Р. и др. Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 192 с.

СРЕДНЕ И ВЕРХНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛАГОНАКСКОГО НАГОРЬЯ И НЕФТЕГАЗОВЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ

В.В. Куренков, П.А. Мартыненко

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия;
e-mail: kurenkov0573.94@mail.ru

MIDDLE AND UPPER JURASSIC SEDIMENTS OF THE LAGONAKY HIGHLAND AND OIL AND GAS RESERVOIRS

V.V. Kurenkov, P.A. Martinenko

Kuban State University, Krasnodar, Russia; e-mail: kurenkov0573.94@mail.ru

Краснодарский край один из старейших регионов страны по добыче углеводородного сырья (УВ), но чтобы сохранить свой статус,

необходимо проводить и применять новые методы для выявления зон распространения коллекторов и отложений, перспектив-

ных для поисков нефти и газа. Длительная разработка месторождений Краснодарского края привела к существенному исчерпанию запасов в залежах, поэтому остро стоит проблема воспроизводства минерально-сырьевой базы. Средне- и верхнеюрские отложения Лагонакского нагорья являются наиболее перспективными в качестве исследований для проведения аналогии и обоснования коллекторских свойств пород в погруженной части продолжения рифовых построек и будущих открытий залежей УВ. Учитывая ограниченное количество перспективных отложений и возрастающую конкуренцию на рынке УВ-сырья, очевидна необходимость проведения работ по оценке перспектив нефтегазоносности органогенно-обломочных и доломитизированных известняков в роли пород-коллекторов (Ажгирей, 1976).

Средне- и верхнеюрские отложения в наиболее полном стратиграфическом объеме развиты в пределах Западно-Кубанского прогиба (ЗКП) и Восточно-Кубанской впадины (ВКВ). Бурением установлено отсутствие юрских отложений в пределах Ростовского выступа, Ставропольского свода, Армавиро-Невинномысского вала, в зоне Каневско-Березанских дислокаций и частично в пределах Адыгейского выступа (Егоян, 1965). По данным сейсморазведки и бурения зона выклинивания средне- и верхнеюрских отложений прослеживается в южной части Тимашевской ступени.

Средне- и верхнеюрские отложения не согласно перекрываются разновозрастными нижнемеловыми отложениями от берриаса до апта на южном борту ЗКП (площади Победа, Арешкинская и др.).

На рассматриваемой территории отложения средне- и верхнеюрские отложения вскрыты глубокими скважинами в восточных, северных и южных районах Западно-Кубанского прогиба, на юге Тимашевской ступени и наиболее полно в Восточно-Кубанской впадине.

На северном борту ЗКП они установлены бурением на Чебургольской, Крупской, Мышастовской и Западно-Динской площадях, а на сопредельной южной части Тимашевской ступени – на Казачей, Медведовской, Западно-Медведовской, Платнировской, Суворовской площадях. В юго-восточной части ЗКП по результатам бурения средне- и верхнеюрские отложения представлены пестроцветными образованиями кимеридж-титона и терригенными

отложениями нижнего – среднего келловея, с несогласием залегающими на отложениях средней юры. Бурением установлено полное отсутствие карбонатных пород средней и верхней юры (верхнего келловея – нижнего кимериджа) на севере Тимашевской ступени, Динском валу и частично на Шапсуго-Апшеронском валу и Адыгейском выступе.

Стратиграфически средне- и верхнеюрские отложения подразделены на свиты (Ростовцев, Агаев, Азарян и др., 1992) и на территории ЗКП распространены каменномостская, герпегемская, мезмайская и гумская свиты.

Каменномостская свита (нижний – средний келловей) распространена от р. Курджипс до р. Малая Лаба в Лабинской зоне, а также в ЗКП. Ее мощность достигает 590 м на Западно-Вознесенской площади. Свита подразделена на две пачки. Нижняя пачка – песчаники крупно- и разнозернистые, ожелезненные, с прослоями алевролитов. Верхняя пачка – чередование известковистых алевролитов, аргиллитов, мергелей и органогенно-обломочных известняков. Мощность от первых десятков метров до 75 м.

Герпегемская свита (верхний келловей – оксфорд – нижний кимеридж) представлена глинистыми пелитоморфными, нередко брекчевидными известняками и мергелями, перекрытыми массивными известняками и доломитами, окремненными, рифогенными, переслаивающими со слоистыми известняками. В верхней части – известняки и доломиты, черные битуминозные, кавернозные, трещиноватые, с прослоями мергелей. В разрезе свиты встречены слои оолитовых известняков, органогенно-обломочных известняков и пелитоморфных мергелей. Некоторые прослои известняков и мергелей содержат ископаемые организмы рифовых и биогермных фаций.

Полосы распространения оксфордских рифогенно-биогермных построек протягиваются на границе шельфовых и депрессионных участков, образуя барьеры, отделяющие более глубоководную часть бассейна от мелководной. Такими морфологически выраженным рифовыми и биогермными массивами были в ВКВ: Кошехабльско-Кужорско-Ярославский, Ново-Алексеевско-Чапаевско-Солдатский, на юге рифогенные постройки Герпегемского хребта и других, протягивающихся на выходах северного склона Западного Кавказа. Биогермные барьеры отделяли прибрежную часть моря от

открытого бассейна, и сыграли главную роль в изоляции лагуны ВКБ от открытого бассейна, что привело к образованию здесь мощной толщи эвапоритов в кимериджско-титонское время (Бигун, 1989). Вероятно, биогермы и рифы оксфорда были распространены прерывистыми цепочками. Мощность герпегемской свиты на северном борту ЗКП более 200 м. Возраст определен в скважине 3 Западно-Медведовской и скважине 2 Чебургольской площадей (определения Зозуля Л.В., Пинчук Т.Н.). На юге ЗКП мощность свиты составляет более 600 м.

В районе Лагонакского нагорья верхне-келловейско-титонская лагонакская рифовая серия (Ростовцев и др., 1992) представлена массивом, который имел субмеридиональное простиранение (шириной от р. Белой до площади Победы). В районе Лагонакского плато известняки оксфорда выходят на поверхность в районе хребта Каменного моря и протягиваются вдоль р. Белой до пос. Каменномостский, погружаясь в сторону северного борта ЗКП. Западнее площади Победа рифогенные образования лагонакской серии официально замещаются флишоидными породами верхнего келловея – титона, а южнее происходит замещение карбонатных построек флишевыми отложениями монаштинской и грачевской свит.

В пределах северного борта ЗКП и юга Тимошевской ступени карбонатные образования представлены чередованием известняков, мергелей и карбонатных алевролитов, в некоторых разрезах встречаются органогенно-обломочные, оолитовые и рифогенные известняки. Найденная микрофауна подтверждает изменение литофаций в разрезе от мелководно-прибрежных к биогермным на некоторых участках и до глубоководных. По данным керна скважин на Казачей, Чебургольской, Западно-Медведовской и Медведовской площадях разрез представлен чередованием прослоев известняков, доломитов и мергелей. Наличие в разрезе оолитовых известняков, присутствие в мергелях ископаемых раковин представителей теплого моря, обитающих вблизи рифогенных построек, указывает на возможность существования биогермных построек вдоль северного борта ЗКП. Биогермные постройки могут быть сходны с разрезом карбонатной юры в ВКБ (на Кошхабльской, Кужорской и других площадях) и южного борта ЗКП (Хадыженской, Победа, Безводненской и др.). В

тоже время в керне Западно-Динской скважины подняты пелитоморфные известняки, доломиты и мергели, являющиеся аналогами герпегемской свиты, но более глубоководными.

Большинство карбонатных пород, поднятых в скважинах северного борта ЗКП, представлены средне- и тонкозернистыми разностями, пористыми кристаллическими доломитами, содержащие плохо определимые ископаемые. Имеются отдельные исключения из этого правила, когда ископаемые сохраняют первичные признаки (строматолиты, мшанки). Латеральные линзы карбонатов разделены между собой другими породами. Осадконакопление карбонатных пород в бассейне проходило в различных условиях – от мелководных до глубоководных. Обстановка осадконакопления в пределах современного положения северного борта ЗКП, вероятно, была приурочена к тектонически нарушенному шельфу. Полоса биогермных построек, установленных в пределах Лагонакского плато и южного борта прогиба, вероятно, протягивается вдоль северного борта ЗКП. Полоса карбонатных построек прерывистая, отмечено отсутствие карбонатов верхней юры на Апшеронском валу и появление известняков герпегемской свиты северо-западнее, на Мышастовской, Медведовской, Чебургольской и других площадях.

Гуамская свита (верхний титон) – аминовская (берриас) свиты представлены органогенно-обломочными и биогермными известняками. Глубокие скважины на востоке и южном борту ЗКП (на Арешкинской, Абхазской, Восточно-Кубанской, Ширванской, Безводно-Дагестанской площадях) вскрыли массивные, оолитовые, пизолитовые, органогенно-обломочные и рифогенные известняки. Мощность свиты составляет 300-400 м. В пределах северного борта ЗКП возрастные аналоги гуамской и аминовской свит представлены терригенными отложениями. Пересякаются отложения верхней юры и берриаса на северном борту ЗКП несогласно разновозрастными образованиями нижнего мела от валанжина и нижнего готерива (аналоги безымянной свиты) до апта (самурской свиты).

Биогенные разности пород, выявленные в скважинах ЗКП, представлены комковатыми, сгустковыми, сгустково-комковатыми, неясно сгустковыми водорослевыми и псевдооолитовыми известняками. Отмеченные образования имеют водорослевое происхождение. Водо-

росли типа онколитовых и строматолитовых, редко встречаются единичные кораллы и колонии мшанок. Как правило, это крепкие массивные породы с неясной слоистостью, серые и темно-серые с едва заметным коричневатым оттенком. Нередко в них отмечена органогенно-обломочная примесь, представленная скелетами мшанок, пелепицопод, остракод, фораминифер и т.д. (Пинчук, 1994; Пинчук, Вукс, 1994). В известняках отмечены стилолитовые швы, вдоль которых развита частичная доломитизация известняков. Характер доломитизации весьма неравномерен и изменяется и по площади и по разрезу. Коллекторские свойства этих известняков низкие, за исключением трещиноватых и доломитизированных разностей. Биокластические и кластические разности представлены различного рода органогенно-обломочными деститутами и шламовыми известняками, отличающимися между собой как по составу, так и по размерам обломков, составу и содержанию цементирующего материала и интенсивности вторичных процессов. Чаще всего отмечаются деститутовые известняки с размером обломков 0.1-1, иногда до 3 мм и более. Обломки представлены остатками колониальных организмов – губок, кораллов, которые широко развиты на Лагонакском нагорье в разрезах каменномостской, герпегемской и гуамской свит.

Средне- и верхнеюрские отложения ВКБ представлены карбонатным комплексом верхнекелловейского и оксфорд-кимеридж-титонского возраста. В ВКБ в нижней части разреза средне- и верхнеюрские отложения представлены мергелями и глинистыми известняками с прослоями деститутовых известняков и доломитов, а выше – пелитоморфными и оолитовыми известняками, относящимися к каменномостской и герпегемской свитам. На восточном и южном обрамлении Адыгейского выступа комплекс сложен преимущественно рифогенными известняками титона – гуамской свиты. Коллекторские свойства комплекса изучены недостаточно. Пелитоморфные известняки являются трещинными коллекторами, оолитовые – порово-трещинными, биогермными и деститутовые – кавернозно-трещинными. В зонах регионального развития дизъюнктивных дислокаций ранними авторами выделяются зоны дробления, характеризующиеся резким увеличением трещиноватости, и, как следствие этого, улучшением фильтрационных

свойств карбонатов. Указанные зоны имеют спорадическое распространение. В карбонатном комплексе герпегемской свиты (верхний келловей – кимеридж) выделяются рифогенные образования, развитые в прибрежных частях ВКБ и на юге Адыгейского выступа. В настоящее время залежи УВ в биогермах известны в пределах Дагестанской, Ширванской и Самурской площадей.

В результате анализа и обобщения имеющегося геологического материала по карбонатным отложениям средней и верхней юры сделаны выводы о существовании в пределах ВКБ интенсивного рифообразования (Бигун, 1989). Выделенные П.В. Бигуном зоны могут рассматриваться как возможные объекты поисков скоплений УВ в неантклинальных ловушках рифогенного типа. Притоки УВ из карбонатных обнажений средней и верхней юры отмечались на ряде площадей ВКБ, однако, их промышленную значимость оценить сложно (Бигун, 1989). Промышленные залежи в комплексе установлены на Самурской (газоконденсат) и Ширванской (нефть) площадях. На ряде структур Адыгейского выступа отмечались нефтегазопроявления различной интенсивности. В ВКБ карбонатный комплекс перекрывается терригенно-эвапоритовыми образованиями мезмайской свиты кимериджа – среднего титона, мощность которого изменяется в широком диапазоне. Выделяемый в составе отложений сульфатно-галогенный комплекс мезмайской свиты, развитый преимущественно в осевой части ВКБ, мощностью до 1000 м, сложен гипсами, ангидритами и каменными солями. Он является региональным флюидоупором (Шарданов, 1973).

В верхнеюрском карбонатном комплексе выявлено только две залежи УВ с промышленными запасами: газоконденсатная на Кошхабльском месторождении и нефтяная на Кузнецовском месторождении. Эти залежи содержат около 30% промышленных запасов ВКБ. Залежи связаны с трещинно-поровыми коллекторами, представленными трещиноватыми органогенно-обломочными известняками оксфордского яруса. Общая мощность известняков на Кошхабльской площади составляет 150 м, на Кузнецовской – 88 м, эффективная – 29 м и 39 м соответственно (Каталог..., 1985). Открытая пористость коллекторов не более 10%, проницаемость до 0.009 мкм². Высота

продуктивной части коллектора Кошхабльской залежи 1260 м, Кузнецовой существенно меньше (первые десятки метров). Залежи экранируются ангидрито-гипсовыми породами мезмайской свиты (позднекимериджско-раннетитонского возраста) мощностью 100-350 м. Массивная залежь Кошхабльского месторождения приурочена к выступу, который сформировался над крупной складкой в среднеюрских отложениях.

В бортовых частях ЗКП и ВКВ перспективы поисков залежей УВ связываются со структурными ловушками и с зонами регионального литологического выклинивания и стратиграфического экранирования юрских отложений. Региональными геофизическими исследованиями и разведочным бурением установлено, что к бортам впадины происходит последовательное выклинивание всего комплекса юрских отложений. Это, наряду с другими геологическими факторами, создает благоприятные условия для образования стратиграфических и литологических ловушек в отложениях верхней юры.

Приведенная выше информация по лито-литологическому распространению карбо-

натных коллекторов и геологические построения показывают, что карбонатные породы характеризуются трещинно-кавернозными коллекторами, которые на многих месторождениях дают хорошие притоки нефти и газа. Это говорит о возможности обоснования разведки УВ на погружении рифогенных построек в пределах ЗКП и ВКВ. Авторы не имеют возможности привести экономику в цифрах, но представляется, что разведка рифогенных комплексов верхней юры перспективна при поисках УВ.

Комплексный анализ представленных данных, материалов геофизических исследований скважин и исследования керна на участках структур ЗКП и ВКВ, а также характер их коллекторов позволяет предварительно оценить перспективность карбонатных пород, слагающих лагонакскую рифовую серию. По всем собранным данным и оценкам, приведенным здесь, рифогенные комплексы являются характерными коллекторами. Это позволяет говорить о возможных залежах УВ и о перспективе дальнейших работ по разведке и изучению карбонатного комплекса средней и верхней юры рассматриваемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажирей Г.Д. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 256 с.
- Бигун П.В. Литология и условия газоносности рифовых массивов восточной Кубани // Геология и газоносность газодобывающих областей. М.: ВНИИГАЗ, 1989. С. 180-186.
- Егоян В.Л. Условия залегания и тектоническая зональность комплекса меловых отложений Западного Предкавказья // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. 1965. №4. С. 86-100.
- Каталог стратиграфических разрывов скважин Краснодарского края Краснодар: Изд-во КраснодарВНИПИтермнефть, 1985. 189 с.
- Пинчук Т.Н. Биостратиграфия верхней юры – нижнего мела Южно-Хадыженского газового месторождения по фораминиферам // Тезисы докладов I международного симпозиума «Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов», 3-10 декабря 1994, г. Санкт-Петербург. СПб.: ВНИГРИ, 1994. С. 73.
- Пинчук Т.Н., Вукс В.Я. Биостратиграфия юры и нижнего мела западной части северо-кавказского нефтегазоносного бассейна по фораминиферам // Тезисы докладов I международного симпозиума «Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов», 3-10 декабря 1994, г. Санкт-Петербург. СПб.: ВНИГРИ, 1994. С. 74.
- Ростовцев К.О., Агаев В.Б., Азарян Н.Р. и др. Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. 192 с.
- Шарданов А.Н. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.

ПЕСЧАНИКОВЫЕ ОБОСОБЛЕНИЯ С БАКТЕРИАЛЬНЫМ КАРБОНАТНЫМ ЦЕМЕНТОМ (П. ВОЛНА, КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ)

Л.В. Леонова¹, Л.Ю. Кузьмина², А.С. Рябова², С.Э. Борич³,
Ю. С. Симакова⁴, С.П. Главатских¹, О.Я. Червяцова⁵

1-Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия;
e-mail: lvleonova@yandex.ru

2-Уфимский Институт биологии, Уфа, Россия; e-mail: ljkuz@anrb.ru
3-ОАО «Уралгидроэкспедиция», Екатеринбург, Россия;
svetlana. e-mail: borich@gmail.com

4-Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; e-mail: yulia5-07@mail.ru
5-Государственный заповедник «Шульган-Таш», Иргизлы, Россия;
e-mail: kittary@yandex.ru

SANDSTONE FORMATIONS WITH BACTERIAL CARBONATE CEMENT (SETTLEMENT VOLNA, KRASNODAR KRAI)

Л.В. Леонова¹, Л.Ю. Кузьмина², А.С. Рябова², С.Э. Борич³,
Ю.С. Симакова⁴, С.П. Главатских¹, О.Я. Червяцова⁵

1-Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Yekaterinburg, Russia;
e-mail: lvleonova@yandex.ru

2-Institute of Biology, Ufa Scientific Center of RAS, Ufa, Russia; e-mail: ljkuz@anrb.ru
3-OAS «Uralhydroexpeditia», Yekaterinburg, Russia; e-mail: svetlana.borich@gmail.com

4-Institute of Geology, Komi Science Center, Urals Branch of RAS, Syktyvkar, Russia;
e-mail: yulia5-07@mail.ru

5-Shulgan-Tash State Nature Reserve, Irgizly, Russia; e-mail: kittary@yandex.ru

Карбонатные обособления (конкремции) известны в осадочных отложениях от докембрийского до кайнозойского возраста. Нередко они имеют идентичный минеральный состав с вмещающими породами, отличаясь от них специфичной морфологией микрокристаллов и агрегатов, а также собственными структурами, благодаря чему и обособляются от вмещающей породы. Как правило, они проявляют ряд признаков сингенетичности с вмещающими толщами. Это огибание обособлений подстилающими и перекрывающими слойками. Наличие выступов внешнего неровного края обособления, «карнизов нарастания», соот-

ветствующих поверхностям напластования и иногда прослеживаемых через субстрат обособления. По ним конкреции могут распадаться на дискретные пластины, или их рост прерывается на уровне одной из поверхностей, что указывает на развитие этих образований по мере формирования осадка. Кроме того, может наблюдаться еще и концентрическая зональность в массиве конкреции.

По вопросу их генезиса в настоящее время нет однозначной трактовки: ряд исследователей придерживается модели хемогенного стяжения вещества (Страхов, 1962; Македонов и др., 1977) при формировании конкреций на

разных стадиях диагенеза и катагенеза и не считаются информативными для решения палеоэкологических и стратиграфических задач. В эту модель не вписывается образование конкреций идентичного с вмещающими породами минерального состава.

Однако другие исследователи считают их продуктом жизнедеятельности сообществ прокариот, способных отлагать карбонаты (Rasulov, 1991; De Craen et al., 1999; Tazaki, 2000; Raiswell, 1976). Благодаря этой точке зрения стало возможным не только обоснование их раннедиагенетического происхождения, но и получение информации о специфике и условиях развития палеобактериальных сообществ. В этом случае в качестве объектов исследований наиболее интересны обособления из молодых, а ещё лучше – современных отложений, не подвергавшихся существенным изменениям, связанным с тектоническими или гидротермально-метасоматическими наложенными процессами. Определённую информацию для понимания специфики отложения веществ дают результаты экспериментального микробиального осаждения карбонатов.

Конкремационные образования, не претерпевшие постседиментационных изменений, нами были встречены в окрестностях п. Волна

на (Темрюкский р-н, Таманский п-ов) (рис. 1). На рис. 1 цифрой 1 обозначено место находок обособлений, представляющих собой песчаники с карбонатным цементом. Они приурочены к линзе песка, вскрытой вдоль береговой линии (в ≈ 10 м от Рыбачьего спуска по направлению к мысу Железный Рог) и залегающей выше отложений палеогена. В трёх метрах от исследуемых песчаников наблюдается горизонтальная зона разгрузки слабоминерализованных вод. Вода сочится из-под уплощенной линзы серо-голубой глины, образовавшейся предположительно в результате деятельности грязевого вулкана в позднепалеогеновое время.

Конкремции (2-10 см по длине) имеют светлую окраску и каплевидный облик (рис. 2а), реже встречаются шарообразные или неправильно-эллипсоидальные формы. В некоторых из них наблюдаются микропростой и закономерно расположенные вкрапления оксидно-железных минералов. Обособления могут быть индивидуализированы или сливаться в слоистые или массивные пластовые песчаники. Иногда на выветрелой боковой поверхности таких пластов наблюдаются теневые контуры шаровидных обособлений (рис. 2б) и строматолитоподобные структуры (рис.

2в), поверхность слойков которых маркируется железо-оксидными минералами. Образцы этих обособлений изучались методами сканирующей электронной микроскопии СЭМ (JSM-6390LV JEOL, углеродное напыление) и энерго-дисперсионной спектрометрии (ЭДС - Inca Energy 450).

По микрофотографиям СЭМ видно, что окатанные зерна кварца крустифицированы корочками железо-оксидных минералов (рис. 3а), представляющих собой псевдоморфозы по нитчатым железобактериям (рис. 3б), непосредственно участвовавших в отложении цемента на ранних этапах формирования конкреций. Агрегаты преобладающей кальцитовой компоненты цемента плотно упакованы, но на поверхностях сколов наблюдаются бактериальные пленки и карбонатные биоморфные специфичные образования и обрастания остатков микрофлоры (радиолярии?) (рис. 3в), указывающие на наличие в экосистеме сообществ прокариот, способных отлагать карбонаты. Вполне возможно, что кальцит цемента обособлений сформировался преимущественно биохемогенным путём, при котором благодаря бактериальной жизнедеятельности меняется pH среды и кальцит осаждается из раствора.

Итак, присутствие бактериальных пленок, следы биокоррозии и крустификация железо-

бактериями поверхностей зерен кварца, минерализация бактериальных остатков оксидами железа, наличие бактериоморфных карбонатных образований и обрастаний, указывают на высокую активность прокариот, развивавшихся вблизи источника высасывания минерализованных вод. Сейчас минерализация воды недостаточная для осаждения кальцита, хотя цианобактериальные поселения распространены в зоне сочавшейся воды.

В этом же районе (рис. 1) цифрой 2 обозначено место находок обособлений одновременно современных, поскольку они сформировались менее чем за 50 лет на обрезке железной арматуры (~ 1.7 м). Артель местных рыбаков использует эти пруты как опору для закрепления сетей в волноприбойной зоне. Во время штормов некоторые из них могут быть выдернутыми из песчано-глинистого грунта и перемещены в зону пляжа. Лишь на одной из шести опор наблюдалось интенсивное обрастание железомарганцевой корочкой, повторяющей скелетную арматуру, раковинами двустворчатых моллюсков, а также здесь обнаружено несколько обособлений (рис. 4а, в). Их расположение на разной высоте с разных сторон опоры и структурные характеристики свидетельствуют о том, что обособления ($\approx 3 \times 5$ см), сформировались в придонном слое воды, когда арматура находилась в вертикальном



Рис. 1. Точки 1 и 2 – места находки конкреционных образований, не претерпевших постседиментационных изменений. Краснодарский край, Таманский п-ов, Темрюкский р-н, пос. Волна.

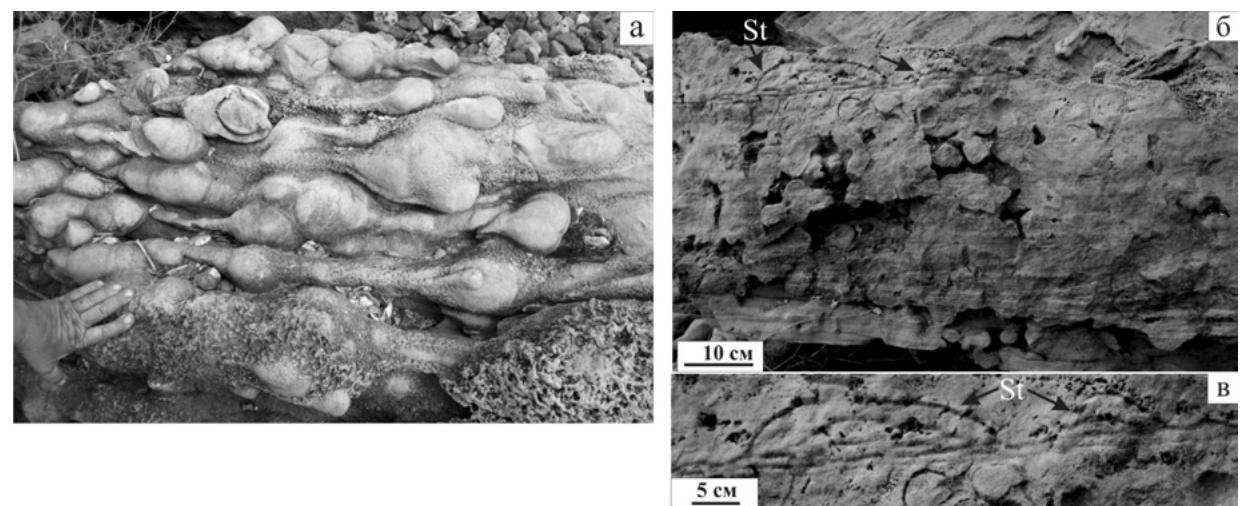


Рис. 2. Конкремции песчаникового типа с карбонатным цементом: а – каплевидной формы; б – выветрелая боковая поверхность пласта песчаника с теневыми контурами шаровидных обособлений; в – строматолитоподобные структуры в верхней части пластового песчаника.

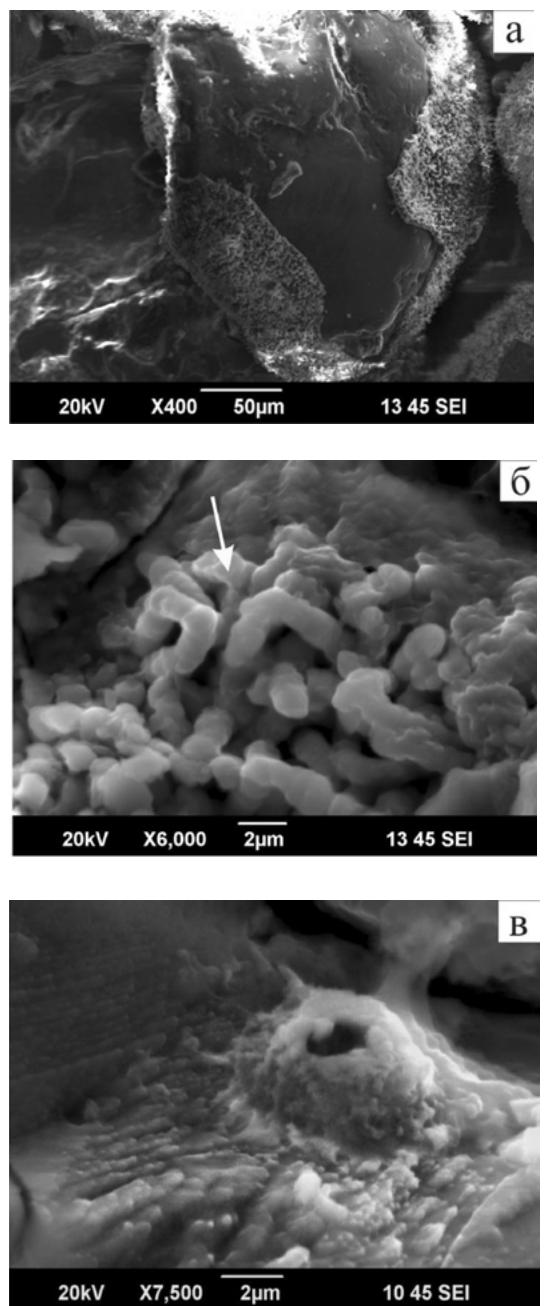
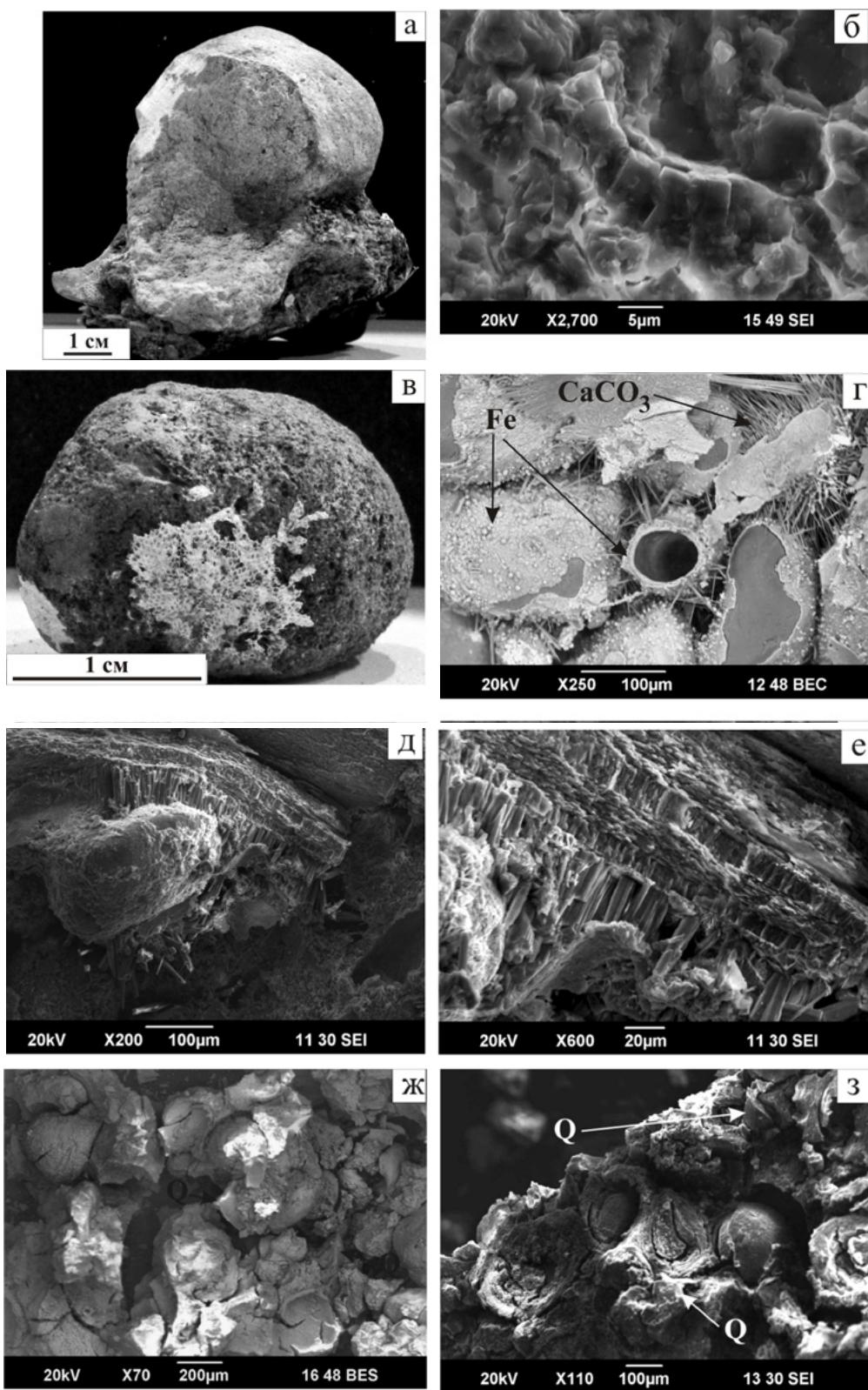


Рис. 3. Микрофотографии песчаниковых обособлений с карбонатным цементом: а – окатанные зерна кварца крустифицированы корочками железо-оксидных минералов; б – псевдоморфозы по остаткам нитчатых железобактерий; в – карбонатные биоморфные образования и обрастаания остатков микрофлоры на сколе кальцитового цемента.

танными зернами кварца без гравитационной сортировки. Минералы цемента существенно преобладают и по данным рентген-дифрактометрии представлены кальцитом с примесями иллита и полевого шпата. Агрегаты и микрокристаллы цемента имеют таблитчатый, розетковидный или призматический облик (рис. 4б). Хотя микрофоссилии в современной карбонатной конкреции не обнаружены, сложно представить хемогенное осаждение кальцита на куске арматуры в толще воды с регулярным перемешиванием в условиях волноприбойной зоны. Обособление 2 из средней части опоры имеет эллипсоидальную форму и бурую окраску, поверхность колонизирована мшанками (рис. 4в). В составе этой песчаниковой конкреции отмечается преобладание обломочной компоненты над минералами цемента. Тип цемента смешанный: кроме плёночной цементации зерен минералами железа, наблюдаются игольчатые агрегаты CaCO_3 и минерализованные чехлы водорослей (?), выступающие в роли цемента (рис. 4г). Также встречается карбонатный цемент с ритмично-слоистым строением (рис. 4д, е). Подобные структуры «строматактис» характерны для рифогенных фаций и считаются плёночно-бактериальными биохемогенными образованиями. Для железооксидных плёнок, обволакивающих зерна кварца, характерны бактериоморфные структуры. Результаты рентген-дифрактометрического анализа показывают, что кроме кварца и альбита обломочной компоненты присутствует кальцит, цементирующий песчинки, и примесные иллит и доломит (?). Минералы железа либо рентгеноаморфны, либо их количество ниже порога чувствительности прибора. Обособление 3 эллипсовидной формы бурого цвета, со специфичным по структуре скорлуповатым цементом (Рис. 4ж). Обломочная компонента сцепментирована «попутно» в процессе нарастания новых слоев формирующихся оолитов и срастании их между собой (Рис. 4з). Рыхлая бесструктурная составляю-



положении. Обособление 1, расположенное в верхней части опоры, имеет округлую форму (рис. 4а), светлую окраску, но первоначально его поверхность была покрыта тонкодисперсным веществом черного цвета, легко удалившимся при механическом трении в процессе высыхания и транспортировки. Это песчаник базального типа, обломочная компонента представлена преимущественно слабоока-

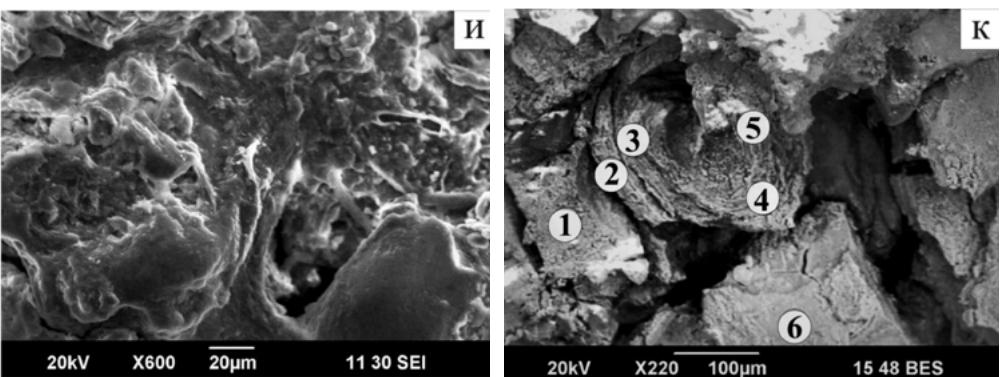


Рис. 2. Современные морские песчаниковые обособления п. Волна: а – обособление 1 из верхней части опоры, песчаник с кальцитовым цементом; б – агрегаты кальцитового цемента призматического облика; в – обособление 2, песчаник с кальцит-железистым цементом; г – чехлы водорослей (?), минерализованные окислами Fe, также выступающие в роли цемента; д, е – фрагмент карбонатного цемента с ритмично-слоистым строением; ж – обособление 3 со специфичным по структуре скреплуповатым цементом; з – обломочная компонента, скементированная в процессе нарастания новых слойков и срастании оолитов между собой; и – остатки минерализованных бактериальных пленок в оболочках оолитов обособления 3; к – микрофотография точечного элементного опробования ЭДС анализа оболочки оолита обособления 3.

щая цемента, встречающаяся незакономерно как в ядре оолитов, так и в межоолитовом пространстве, имеет одинаковый минеральный состав с микрослоистыми более плотными чешуйками. По данным рентген-дифрактометрического анализа определены магнетит, гётит, иллит, лепидокрокит (?). Проведённый ЭДС анализ показал, что в элементном составе слойков некоторых оолитов отмечается локально повышенное содержание марганца (рис. 4и) (табл. 1). Таким образом, эту конкрецию следует считать железистой, с нестабильным содержанием марганца, что допустимо для микробиальных образований. Минералы, слагающие нашу конкрецию и имеющие тонко- и ультрадисперсную размерность, известны как биогенные (бактериальные) (Верховцева, 1992; Дубинина, 1977), а в чешуях оолитов

встречаются остатки минерализованных бактериальных пленок (рис. 4к), что подтверждает непосредственное участие прокариот в формировании этого обособления.

Примечательно, что в относительно небольшой по мощности толще воды на железной опоре образовались минералы, осаждение которых требует условий, противоположных по pH. Обильное обрастание железо-оксидной коркой и наличие конкреций только на одной из шести опор свидетельствует о том, что рыбаки установили её в зоне разгрузки восходящих газо-флюидных потоков с высокой минерализацией, сильно снизить которую не удается постоянно движущейся воде волноприбойной зоны. Благодаря непрерывной поставке микроэлементов и элементных соединений, а также обилию органического углерода (ме-

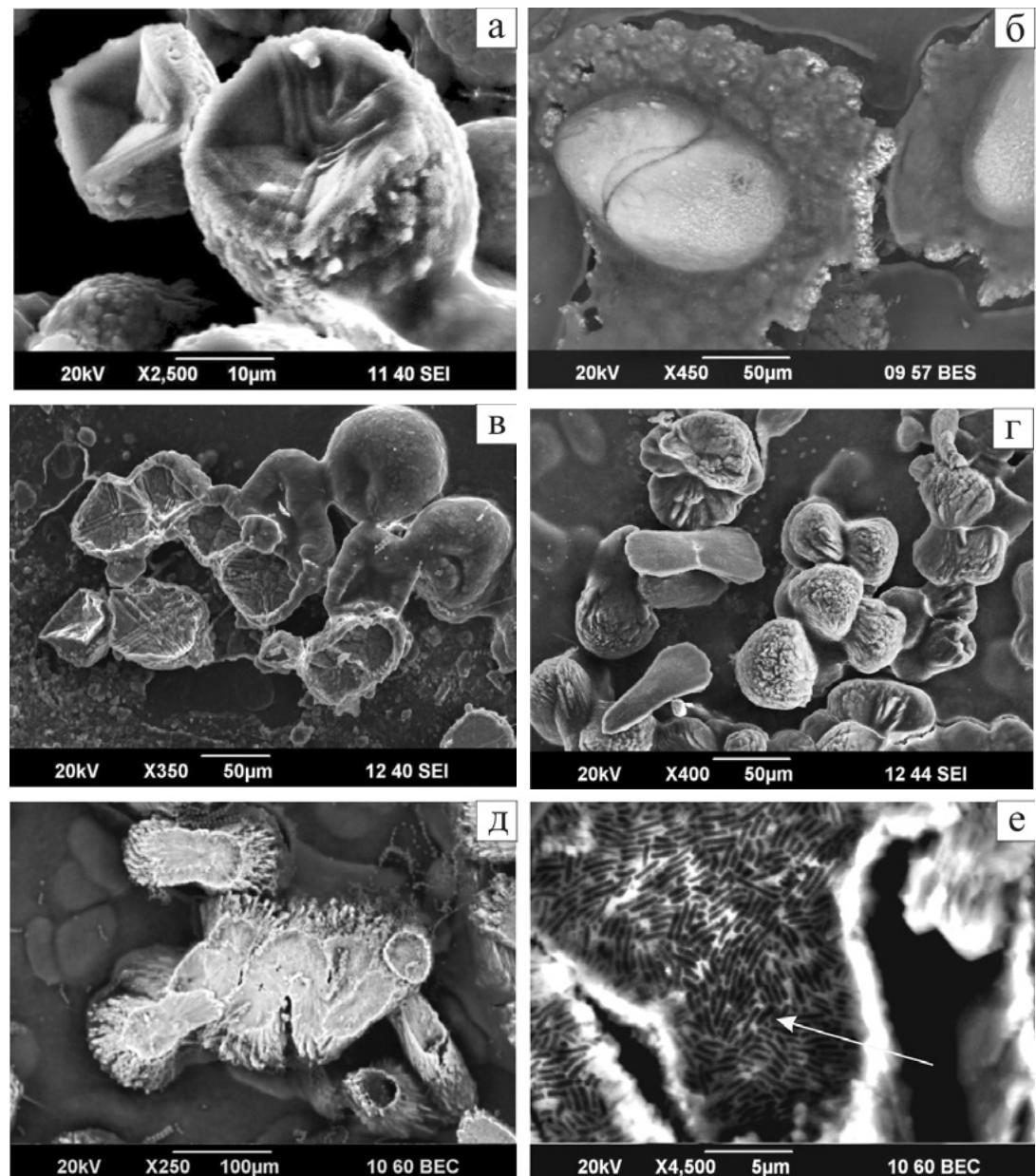


Рис. 2. Биокальциты, полученные в лаборатории (эксперимент 1 и 2): а – кристаллы карбонатов кальция специфичного облика, эксперимент 1; б – микроконкремции, эксперимент 1; в – последовательность бактериального обрастания кристаллов и формирование шаровидных обособлений, эксперимент 1; г – расщеплённые кристаллы кальцита, эксперимент 2; д – бактериальные кальциты эксперимента 2; е – следы захороненных остатков бактерий, эксперимент 2.

Таблица 1. Результаты ЭДС анализа элементного состава оолита из обособления 3.

спектры	Элементы, весовой %													итог %	
	O	Mg	Al	Si	K	Ti	Mn	Fe	P	S	Cl	Ca	Na	C	
спектр 1	45.85	0.83	3.25	13.50	0.83	1.59		26.05		0.68		1.32	6.11		100
спектр 2	15.49			6.54			38.79	39.20							100
спектр 3	35.44		1.78	8.93			15.16	27.45				11.25			100
спектр 4	24.39			4.99			12.41	58.21							100
спектр 5	29.24		1.83	6.67			1.40	51.82				9.05			100
спектр 6	52.46	1.59	3.79	9.42	0.76		10.01	17.48	0.48	0.48	0.80	0.84	1.89		100

тан), способствующего появлению и активизации деятельности различных бактериальных сообществ, сравнительно за короткое время сформировались обособления с различным минеральным составом цемента, в том числе

и карбонатным.

Однако непосредственное наблюдение за процессом отложения вещества в природе невозможно, поэтому нами проводится серия экспериментов, направленных на получение и

изучение в лабораторных условиях карбонатов, осаждённых с помощью сообществ бактерий *in vitro*. Пещеры, где отложение карбонатов происходит непрерывно и доступно для исследований, в данном случае рассматриваются как источник постоянного пополнения культур микробиальных карбонатотлагающих бактерий, многие из которых не культивируются в лабораториях или быстро погибают вне природной обстановки. В качестве биоинокулянтов (\approx затравка) нами используются природные микробные сообщества, взятые из пещеры Шульган-Таш (Башкортостан, д. Иргизлы, Государственный заповедник «Шульган-Таш»). Одним из биоинокулянтов являются бактериальные сообщества из кальцитового мондмильха. Это быстро возобновляемые водонасыщенные микрокристаллические агрегаты нитевидных кристаллов кальцита, которые встречаются также в пустотах различных типов почв на карбонатных почвообразующих породах, в трещинах известняков (Cailleau et al., 2009; Verrecchia, Verrecchia, 1994). Другой затравкой служит бактериальное сообщество из кальцитовых образований из озера Дальнее верхнее. Это агрегаты удлиненных призматических и асимметрично-скаленоэдрических кристаллов, внешне напоминающих лохматую бороду (Pool fingers). Еще одним инокулянтом является бактериальное сообщество из грунта зала «Радужный».

Наиболее благоприятной для развития бактериальных сообществ отложения карбонатов оказалась среда «вариант 3», г/л: KNO₃ – 0.5; Na₂HPO₄·12H₂O – 0.25; янтарная кислота – 3.54; CaCl₂·2H₂O – 3.3; агар – 15.0; pH=7.1 (по Danielli, Edington, 1983, с изменениями). Активное размножение прокариот без отложения минеральных фаз наблюдалось в течение первых двух недель, а через 30 суток культивирования отмечается лавинное осаждение кристаллических фаз. В контрольных средах без инокулянтов или со стерильным образцом отложение вещества не происходило. Результаты изучения методами СЭМ и ЭДС показали, что полученные новообразования идентичны независимо от агрегатной морфологии инокулянта, что указывает на единое сообщество бактерий, отлагающих карбонат. Полученные кристаллы карбонатов кальция подобны ископаемым или имеют специфичный облик (рис. 5а), также наблюдаются микроконкремции (рис. 5б). На одной из микрофотографий СЭМ про-

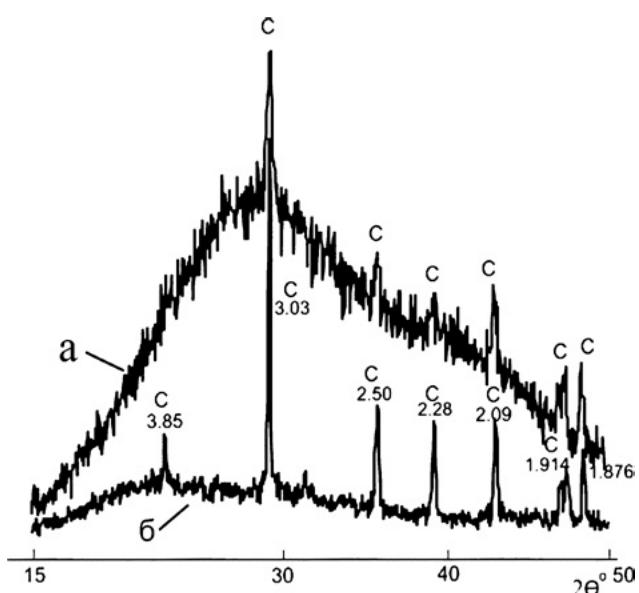


Рис. 2. Рентгеновские дифрактограммы образцов биокарбонатов эксперимента 2: а – в гелеобразном состоянии, б – воздушно-сухого. С – кальцит. Межплоскостные расстояния приведены в ангстремах.

слеживается последовательность бактериального обрастаия кристаллов и формирование шаровидных микрообособлений (рис. 5в).

В следующем эксперименте решались вопросы: отлагается ли карбонат кальция бактериями, изолированными из сообщества; зависит ли морфология новообразований от состава питательной среды и видовой принадлежности штаммов; какие минералы карбоната кальция образуются, имеются ли промежуточные фазы. Из широкого микробного разнообразия было отобрано 11 изолятов бактерий, представленных грамположительными и грамотрицательными аэробными и факультативно анаэробными палочками и кокками. Кроме среды «вариант 3», использовалась среда «Gran's» (по Mason-Williams, 1966, с изменениями), г/л: янтарная кислота – 4.02; CaCl₂ · 2H₂O – 3.3; KNO₃ – 0.5; Na₂HPO₄·12H₂O – 0.25; агар – 15.0; pH=7.2. Пробы, выращенные на питательной среде «пептонная вода» (по Античук, 1979, с изменениями, г/л: пептон – 5.0; K₂HPO₄ – 1.0; KH₂PO₄ – 1.0; MgSO₄·7H₂O – 0.5; CaCl₂ – 3; NaCl следы), изучались только методом рентгеновской дифрактометрии. Результаты СЭМ показали, что доминирующей формой ново-

образований, независимо от состава среды и изолята, являются расщеплённые кристаллы (рис. 5г) и агрегаты карбоната кальция, хотя для некоторых изолятов их облик специфичен. Найдены бактериальные микрофоссилии в этих однозначно бактериальных кальцитах редки: при увеличениях более $\times 4300$ в кристаллической массе лишь некоторых образований (рис. 5д) можно увидеть следы захороненных бактерий (рис. 5е). Для изучения методом рентген-дифрактометрического анализа (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, CuK_α) бактерии выращивали в жидких питательных средах в течение 30 суток, затем микробную биомассу с новообразованными кристаллами центрифугировали при 5000 тыс./об. мин. и замораживали при -30°C в для транспортировки на анализ. Предполагается, что процесс перехода возможных гидрокарбонатов в карбонаты таким способом будет протекать замедленно и позволит выявить все новообразованные кристаллические фазы при их наличии. Для общей оценки фаз сначала проводилась ускоренная съемка в интервале углов 2-350 $^{\circ}$ (скорость 10/мин), затем более медленная в интервале углов 15-550 $^{\circ}$ (скорость 20/мин). По результатам анализа установлено, что новообразования всех 11 изолятов представлены кальцитом (рис. 6), а в среде, включающей MgSO₄ (0.5 г/л), сформировались агрегаты низкомагнезиального кальцита. Рассчитанные

для него параметры элементарной ячейки: $a = 4.9808\text{E}$, $c = 17.0295\text{E}$, $V = 365.8806\text{ E}^3$ хорошо согласуются с литературными данными, полученными для биогенных магнезиальных кальцитов с невысоким содержанием Mg (Bischoff et al., 1983; Paquette, Reeder, 1990).

Для понимания процесса формирования обособлений в осадочном слое интересно отметить характер распределения новообразований кальцита в пределах биоплёнки экспериментальных бактериальных поселений. Выделяются три типа: 1) осаждение кальцита в виде плотно соприкасающихся крупных кристаллов в центральной части колонии; 2) центральное и периферийное выпадение мелких зёрен кальцита; 3) равномерное распределение новообразований по всей колонии. Этой спецификой отложения вещества может объясняться концентрическая зональность конкреций, формирующихся из слоя в слой вместе с осадком.

Итак, подводя итог, можно отметить, что эксперименты по лабораторному осаждению карбонатов подтверждают гипотезу бактериального происхождения природных обособлений. Однако следует учитывать, что, осаждение биокарбонатов, несмотря на широкое распространение в природе карбонат-отлагающих бактерий, происходит в специфичных обстановках: в зонах разгрузки восходящих газо-флюидных высасываний и минеральных вод.

ЛИТЕРАТУРА

- Античук А.Ф. Микробиологический контроль в прудах. М.: Пищевая промышленность, 1979. 145 с.
 Верховцева Н.В. Образование бактериями магнетита и магнитотаксис // Успехи микробиологии. М.: Наука. 1992. Т.25. С. 51-79.
 Дубинина Г.А. Биология железобактерий и их роль в образовании железомарганцевых руд. Автoreферат на соискание ученой степени доктора биол. наук. М.: 1977. 64 с.
 Македонов А.В., Зарицкий П.В. Конкремцеобразование и стадийность литогенеза // Конкремции и конкремционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 5-17.
 Расулов А.Т. Карбонатные конкреции терригенных толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 95 с.
 Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. Москва: Изд-во АН СССР. 1962. 538 с.
 Bischoff W.D., Bishop F.C., Mackenzie F.T. Biogenically produced magnesian calcite: inhomogeneities in chemical and physical properties comparison with synthetic phases // American mineralogist. 1983. V. 68, №11-12. P. 1183-1188.
 Cailleau G., Verrecchia E.P., Braissant O., Emmanuel L. The biogenic origin of needle fibre calcite // Sedimentology. 2009. V. 56, №6. P. 1858-1875.
 Danielli H.M.C., Edington M.A. Bacterial calcification in limestone caves // Geomicrobiology journal. 1983. V. 3, №1. P. 1-16.
 De Craen M., Swennen R., Keppens E.M., Macaulay C.I., Kiriakoulakis K. Bacterially mediated formation of carbonate concretions in the Oligocene Boom Clay of northern Belgium. Journal of sedimentary research.

1999. V. 69, №5. P. 1098-1106.
 Mason-Williams M.A. Microorganisms in relation to food and energy sources in caves. // Proceedings of the British Speleological Association. 1966. V. 4. P. 69-74.
 Paquette J., Reeder R.J. Single-crystal X-ray structure refinements of two biogenic magnesian calcite crystals // American mineralogist. 1990. V. 75, №9-10. P. 1151-1158.
 Raiswell R. The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of NE England // Chemical geology. 1976. V. 18, №3. P. 227-244.
 Tazaki K. Formation of banded iron-manganese structures by natural microbial communities clays and clay minerals // Clays and clay minerals. 2000. V. 48, №5. P. 511-520.
 Verrecchia, E.P., Verrecchia K.E. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification // Journal of sedimentary research. 1994. V. 64, №3a. P. 650-664.

SSS-РУДНО-МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОЕ СООТВЕТСТВИЕ ДРЕВНЕЙ МЕТАЛЛУРГИИ ЖЕЛЕЗА СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

В.В. Литвин^{1,2,3}, С.Н. Петров⁴, В.Б. Бичаев⁴, М.М. Коншин^{2,3}, А.В. Литвин^{1,5}

1-Краснодарское региональное отделение Русского географического общества, Краснодар, Россия;

2-Международная Академия наук экологии и безопасности

3-Краснодарский краевой центр ЮНЕСКО, Краснодар, Россия;

e-mail: kuban-unesco1@rambler.ru

4-ЦНИИ конструкционных материалов «Прометей», Санкт-Петербург, Россия

5-Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

SSS-ORE-METALLURGY CONFORMITY OF ANCIENT METALLURGY OF IRON IN THE NORTHERN BLACK SEA AREA

V.V. Litvin^{1,2,3}, S.N. Petrov⁴, V.B. Bichayev⁴, M.M. Konshin^{2,3}, A.V. Litvin^{1,5}

1-Krasnodar Regional Branch, Russian Geographical Society, Krasnodar, Russia;

2-International Ecology and Safety Academy of Sciences

3-Krasnodar Regional Centre of UNESCO, Krasnodar, Russia;

e-mail: kuban-unesco1@rambler.ru

4-CSRI Constructional Materials «Prometey», St. Petersburg, Russia

5-Kuban State University, Krasnodar, Russia

Настоящая статья затрагивает вопросы идентификации железных предметов раннего железного века SSS-методом, в котором сопоставление спектров твердо-растворных атомных ансамблей руд и предметов позволяет выделить отличающиеся совокупности

в вариационном представлении (Литвин и др., 2014а,б,в; Литвин (в печати); Литвин и др. (в печати)).

Происхождение железосодержащих руд в Причерноморье, где зародилась первая железоделательная металлургия, связывается с

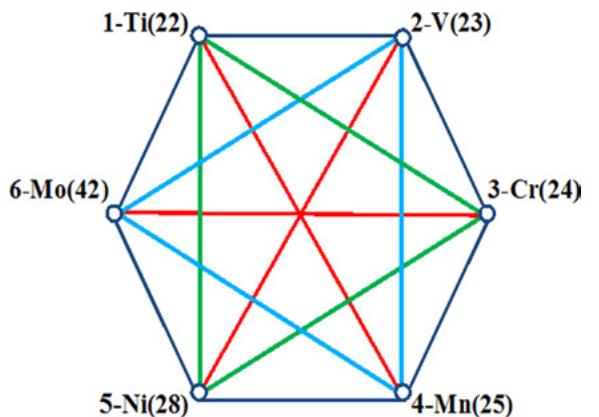


Рис. 1. Схема SSS-метода (system solid solvation). Номера, присвоенные элементам в соответствующих транспозициях: 1 – Ti(22), 2 – V(23), 3 – Cr(24), 4 – Mn(25), 5 – Ni(28), 6 – Mo(42).

процессом образования осадочного материала в прибрежной зоне палеоводоемов, где формировались болота, лиманы и мелководные эвтрофные озера. Восстановительная среда обусловила процесс концентрации соединений железа в воде и образование осадков, накопление которых стало основой возникновения в мелководных водоемах киммерийской трансгрессии значительных среднеплиоценовых скоплений железа. В Керченско-Таманском железорудном бассейне сосредоточено значительное количество групп осадочных киммерийских морских оолитовых гетит-хлорит-сидеритовых месторождений. Источником соединений железа для киммерийского бассейна явился Украинский кристаллический массив с протерозойскими железорудными кварцитами и габбро-анортозитовыми интрузиями. Образование титано-железистых



Рис. 2. Один из железных предметов изученной совокупности: агнак, встреченный в памятнике V-VI века до н.э., Западный Кавказ, Апшеронский район Краснодарского края.

россыпей и верхних элювиальных горизонтов обязано процессу формирования юрско-меловых кор выветривания. Диссоциация железа с образованием коллоидных коагулянтов происходила при взаимодействии вод мелководных водоемов разной минерализации с возникновением геохимических барьеров, что приводило к формированию железистых оолитов.

В силу того, что элементы IV – VIII побочных подгрупп 4 ряда IV периода, а также Mo имеют ограниченную растворимость в железе, образуя твердые растворы замещения, можно предположить, что в кричном процессе эти растворы сохраняются. Как нами установлено, в рудах Северного Причерноморья, а это палеоконкремции донных мелководных бассейнов, практически повсеместно присутствуют все указанные элементы в крайне низких концентрациях, колеблющихся в пределах 0.001-0.0001 массовых долей. Это обстоятельство послужило основой разработанного нами SSS-метода идентификации предметов раннего железного века. Группы предметов, произведенные из руд одной или близкой локализации при вариационном анализе транспозиций твердорастворных составляющих элементов, группируются в единую совокупность имеющую распределение, близкое к нормальному закону. Небольшие смещения транспозиций, характеризуют локальные особенности ансамблей твердорастворных составляющих элементов. Предметы, происходящие из памятников далеко отстоящих территорий, общей совокупности не образуют, что как представляется, исходит из-за дифференцировки рудных источников по соотношениям содержания твердорастворных элементов.

Металлургические ансамбли элементов, входящих в состав нативного металла предметов раннего железного века из археологических объектов, идентифицируемые по локализации рудных источников (Литвин и др., 2014а,б,в; Литвин (в печати); Литвин и др. (в печати)), показывают при вариационном исследовании транспозиций генеральные совокупности, выделяющие отдельные группы предметов.

Железные артефакты (69 шт.), происходившие из археологических памятников VI – III веков до н.э. Северного Причерноморья, предгорий Западного Кавказа, левобережья Кубани (зона 1), Таманского полуострова, Анапы (зона 2) и Крыма (зона 3), подверглись исследова-

нию SSS-методом, который показал, что распределения в 12 транспозициях имеют хорошую чувствительность в идентификационном отношении, а в связанных совокупностях трех элементов, ванадия, марганца и никеля, эта чувствительность отсутствует.

Предметы зоны 1 были объединены по географической близости их происхождения из археологических памятников, однако, как видно из представленной вариационной картины на рис. 3 и 3б, они представляют собой две

различимые группы, имеющие максимумы вероятностей 0.354 и 0.258.

Сличение диапазонов транспозиций элементов артефактов и линий рудных источников, находящихся в данной местности, дает основание для элементной идентификации по месту добычи сырья и металлургического производства. Мощности добычи рудного сырья в рассматриваемый период в Северном Причерноморье намного превосходили мощности существовавшего кричного производства,

а железорудных обнажений в виде конкреций в зонах 1-3 большое количество, на что указывают и другие авторы (например, Яковлева, 1955).

На территории Краснодарского края известно всего 454 проявлений железных руд, из

них 21 на Таманском полуострове и в Крымском районе, связанные с рудными слоями киммерийского яруса (неоген, верхний миоцен). В 1950-е годы основная часть ресурсов железных руд оценена в 104 млн. тонн и была отнесена по степени изученности к категории

Таблица 1. Дифференциация совокупностей в зонах по местным рудам.

линия	12	23	34	45	56	16	13	35	15	24	46	26	14	25	36	ΣН
зона	Ti-V	V-Cr	Cr-Mn	Mn-Ni	Ni-Mo	Ti-Mo	Ti-Cr	Cr-Ni	Ti-Ni	V-Mn	Mn-Mo	V-Mo	Ti-Mn	V-Ni	Cr-Mo	
1	C	C	C	C	C	H	C	C	C	C	C	M	C	M	H	2H
2	C	C	H	H	H	H	M	C	M	H	C	H	H	M	H	8H
3	C	C	M	H	M	H	C	C	H	C	H	C	C	C	C	4H
	3C	3C		2H		3H	2C	3C		2C	2C		2C	2M	2H	

Обозначения в таблице: Н – несовпадения линии местной руды с диапазоном линий транспозиций элементов по SSS-методу, М – совпадения в максимуме, С – совпадения линии местной руды с диапазоном распределения транспозиций. Номера линий соответствуют схеме на рис. 1.

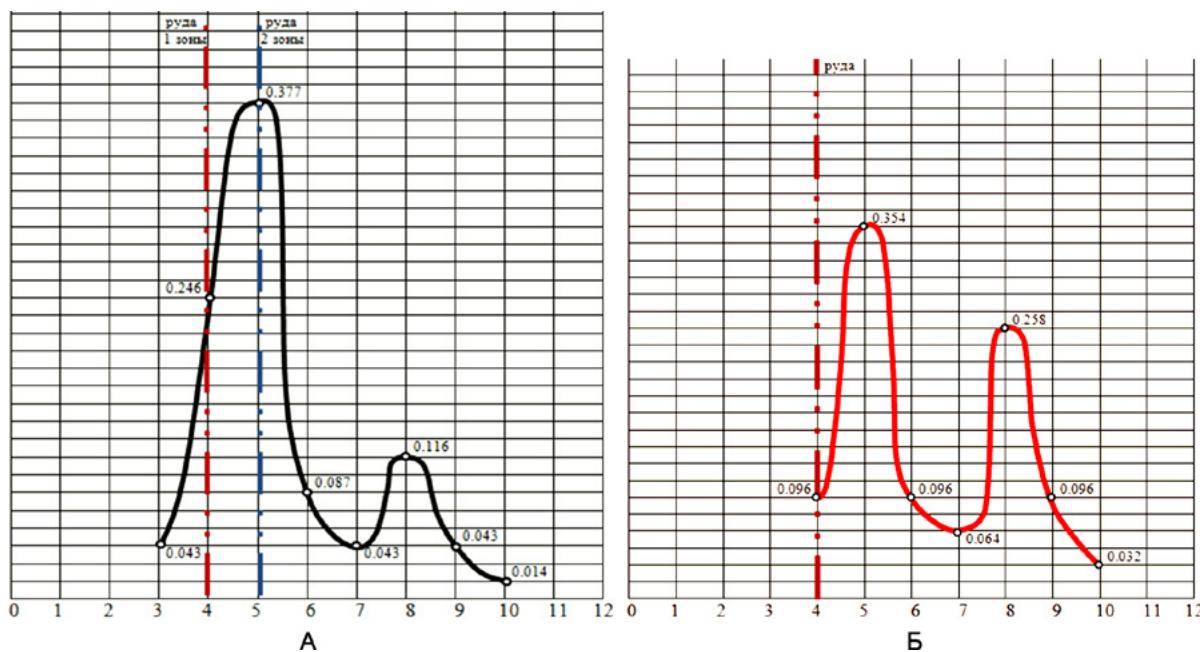


Рис. 3. Пример общей вариационной картины (А) и по первой зоне (Б), линия 23 ванадий-хром, см. табл. 1.

Таблица 2. Сопоставление составов металла и руды.

вещество	Ti/Σ	V/Σ	Cr/Σ	Mn/Σ	Ni/Σ	Mo/Σ
предметы	0.2094	0.0612	0.1481	0.1934	0.3048	0.0734
руды	0.2482	0.0345	0.0869	0.5842	0.0235	0.0095

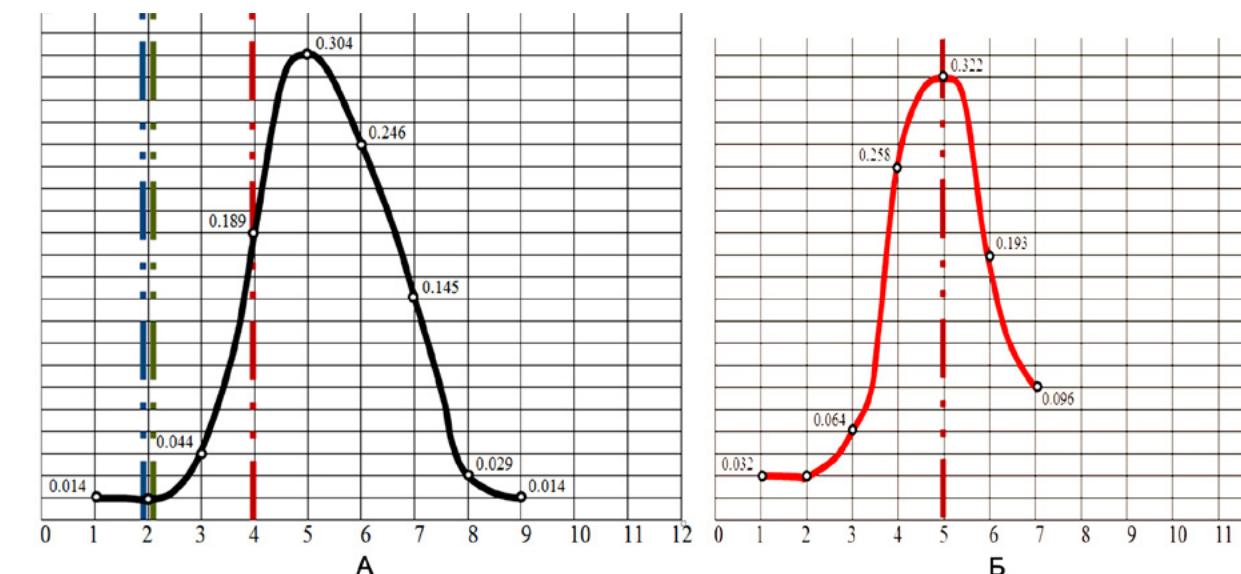


Рис. 4. Типичный пример общей недифференцированной вариационной картины (А) и по первой зоне (Б), линия 45 – никель-марганец.

С2. В современных условиях промышленной разработки эти месторождения не получили. Месторождения железных руд представлены ожелезненными песчаниками, глинами и ракушниками. Общая прогнозная оценка ресурсов железных руд по Краснодарскому краю составляет 116.8 млн. тонн, из них 87.2 млн. тонн

по Таманскому полуострову (зона 2).

В силу указанных обстоятельств есть основания привязывать установку кричной печи к местам железорудных выходов, так лесистая местность предоставляет практически во всех зонах (1-3) достаточное количество древесины для выжигания древесного угля.

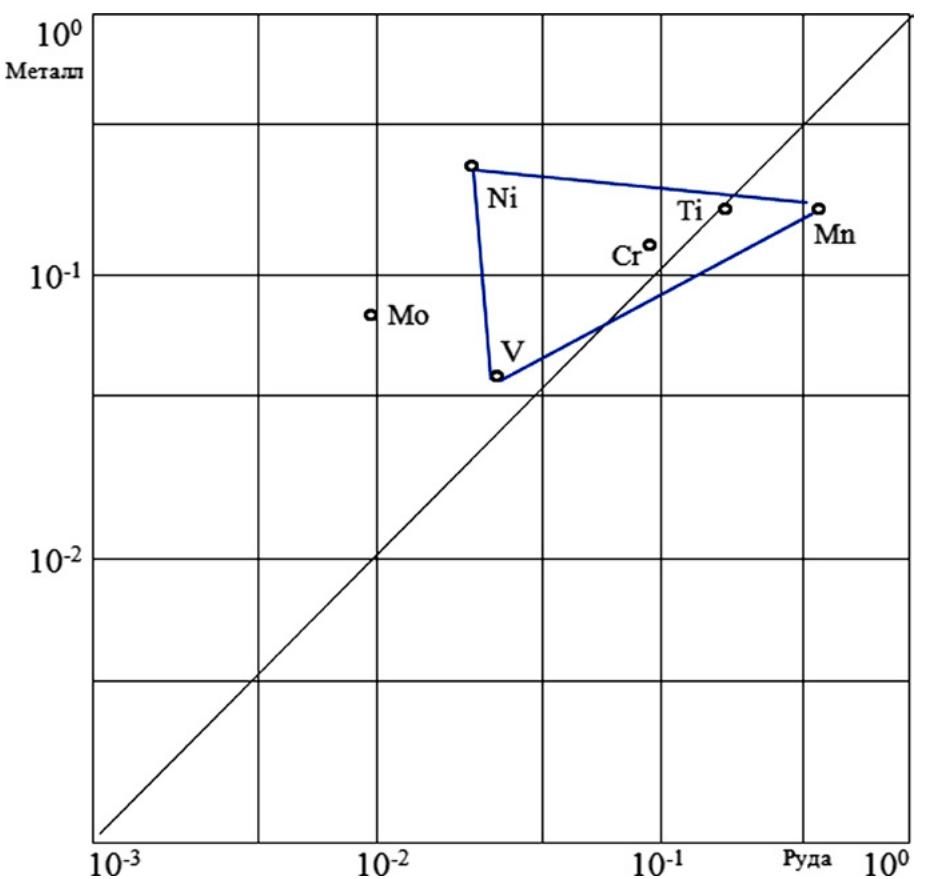


Рис. 5. Сопоставление массовых долей твердорасторвенных элементов в металле и руде Северного Причерноморья.

Три распределения имеют вид полулогарифмического нормального распределения, (V-Mn, V-Ni, Mn-Ni), что и характерно для рудных месторождений (Альбов, 1975), хотя это относится к предметам древнего металлургического производства, а не к рудным материалам. Это в свою очередь в значительной степени подтверждает обоснованность разработанного SSS-метода, так как геохимическое состояние руд, как показывает исследование, имеет прямую проекцию на изделия из них изготавленных в сырорудных печах кричным методом.

Отдельным образом можно указать, что никель (5: нумерацию см. рис. 1), образующий, как и другие элементы металлургического ан-

самбля (1-4, 6) твердый раствор замещения в железе и не создающий карбидов, проявляет в данном исследовании тенденцию к накоплению в металле. В то же время ванадий (2), обнаруживший еще в 2013 году особые свойства распределения (Литвин и др., 2013), попал в вышеуказанную группу элементов (2, 4, 5 – треугольник V-Mn-Ni, рис. 5) с распределениями транспозиций, близкими к нормальным. На рис. 5 представлена картина сопоставления составов вещества предметов и руд Северного Причерноморья, на котором видно, что вещество предметов обогащено никелем и молибденом по сравнению с рудами, что требует специального исследования технологии кричного процесса.

- ЛИТЕРАТУРА**
- Альбов М.Н. Опробование месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1975, 232 с.
- Литвин В.В. Физические основы SSS-метода идентификации предметов раннего железного века // Научно-технический сборник «Экология и атомная энергетика». №2(36) (в печати).
- Литвин В.В. Коншин М.М., Литвин А.В. Вариационный анализ в SSS-методе идентификации предметов раннего железного века // Материалы Международной школы-семинара молодых ученых, аспирантов и студентов «Исследование и креативные проекты для устойчивого развития прибрежно-шельфовых зон», Геленджик, 12-14 мая 2015 г. (в печати).
- Литвин В.В., Петров С.Н., Бичаев В.Б., Першин Н.В., Тимофеев Б.Т., Сазонов А.А., Коншин М.М., Литвин А.В. География освоения раннего железа в Северном Причерноморье. Ванадиевый вопрос // Вестник Краснодарского регионального отделения Русского географического общества. 2013. Вып. 7. С. 224- 235.
- Литвин В.В., Петров С.Н., Бичаев В.Б., Тимофеев Б.Т., Сазонов А.А., Коншин М.М., Литвин А.В., К вопросу об идентификации металлургических провинций эпохи раннего железа // Материалы XV конференции «Экология и развитие общества». СПб.: МАНЭБ, 2014. С. 128-132.
- Литвин В.В., Петров С.Н., Бичаев В.Б., Тимофеев Б.Т., Сазонов А.А., Коншин М.М., Литвин А.В. Элементный анализ в атрибуции предметов раннего железа Северного Причерноморья // Вестник Краснодарского регионального отделения Русского географического общества. 2014. Вып. 8.
- Литвин В.В., Рогалев В.А., Петров С.Н., Бичаев В.Б., Першин Н.В., Тимофеев Б.Т., Сазонов А.А., Коншин М.М., Литвин А.В. SSS-метод идентификации железных артефактов периода раннего железа // Вести МАНЭБ в Омской области. 2014. вып. 2(5). С. 32-46.
- Яковлева Л.Н. Отчет по теме «Оценка железорудных месторождений и рудопроявлений Северо-го Кавказа». Краснодар: 1955. (фонды Кубаньгеолкома)

ИСТОЧНИК ИСХОДНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Т.Б. Микерина

Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия; e-mail: bitumoid@bk.ru

THE SOURCE OF ORGANIC MATTER IN THE CENOZOIC DEPOSITS OF THE WESTERN CISCAUCASIA

T.B. Mikerina

Kuban State University, Krasnodar, Russia; e-mail: bitumoid@bk.ru

Расчет распределения продуктивности нефтематеринских толщ рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя по основным нефтегазоносным бассейнам, сделанный по величине остаточного потенциала показал, что по объему генерированных углеводородов на первом месте юр-

ские отложения (25%), затем девонские (20%), и на последнем ордовикские и триасовые – по 1% (рис. 1). На долю кайнозойских отложений приходится 11% объема углеводородов, генерированных нефтегазоматеринскими толщами в кайнозое (Баженова, Фадеева, 2004).

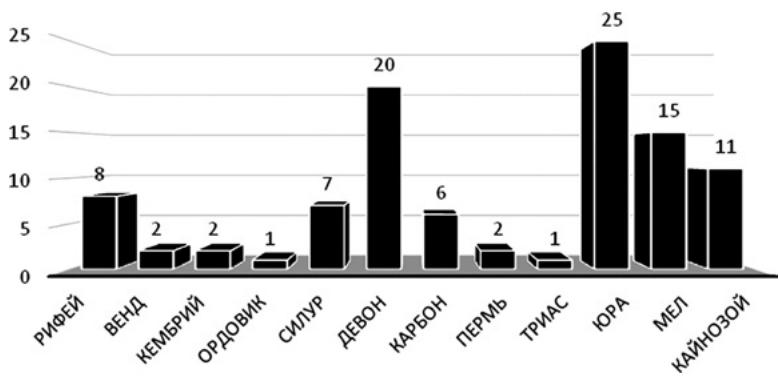


Рис. 1. Распределение объема УВ %, генерированных нефтегазоматеринскими толщами, по стратиграфическому разрезу (по Баженова, Фадеева, 2004).

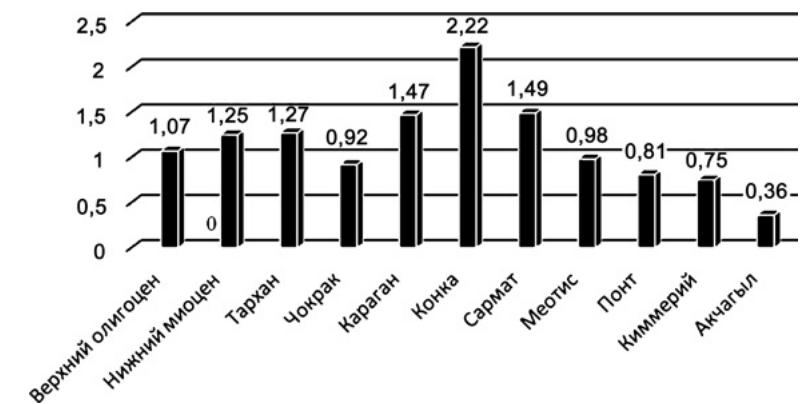


Рис. 2. Распределение отношения регулярных стеранов C28/C29 в биопродуцентах фанерозоя (по Ваплесу и Мачихаре).

Нефтегазоматеринский потенциал нефтегазоматеринских свит определяется, как правило, прежде всего содержанием рассеянного органического вещества (РОВ) в породах. Одним из основных факторов, влияющим на повышенное содержание рассеянного органического вещества и величину нефтегазоматеринского потенциала в палеоген-неогеновых отложениях Западного Предкавказья является высокая биопродуктивность осадочного бассейна, поэтому при оценке нефтегазоматеринского потенциала осадочных отложений большое значение придается определению состава исходных биопродуцентов. Качественный и количественный состав дисперсного и детритного органического вещества определяется, как правило, соотношением разных групп организ-

мов-продуцентов, физико-химической и фациальной обстановками осадконакопления. Продуценты представлены живыми организмами (бактерии, фитопланктон, зоопланктон, споры, пыльца, плоды, семена и листья высших растений), производящими живое вещество из не-живого.

От докембрия и до настоящего времени основным источником органического вещества в осадочных породах является фитопланктон, бактерии и зоопланктон (веслоногие раки копеподы), но основная роль принадлежит фитопланктону. Существует связь между эволюцией фитопланктона (основных биопродуцентов) и характером распределения биомаркеров в нефтях и органическом веществе (рис. 2).

В палеозое основными биопродуцентами

РОВ являлись сине-зеленые, зеленые и желто-зеленые водоросли, в мезозойское время количество биопродуцентов увеличилось: появились красные, золотистые водоросли, и в кайнозое широкое развитие получили диатомовые. Предполагается, что в сумме на долю морского фитопланктона и бактерий в морях и океанах приходится от 50 до 70% продукции органического вещества. Определенная часть РОВ может быть представлена зоопланктоном (copepodами). Так, по данным А.И. Горской планктон Черного моря, представленный в основном копеподами, содержит до 13.1% битуминозных компонентов, а планктон Каспийского моря, преимущественно диатомовый, - 22.9% битуминозных компонентов (из них 42.5% составляют масла).

Нефтегазоматеринский потенциал пород, как правило, определяется долей липидных (жиры и природные масла) и липоидных компонентов в исходном органическом веществе. Как показало палинологическое изучение микрофитофоссилий, фитопланктон палеогенового и неогенового морских бассейнов был представлен динофлагеллатами (красные водоросли), силикофлагеллатами и кокколитофоридами (золотистые водоросли), зелеными, желто-зелеными и диатомовыми водорослями, а также сине-зелеными (Семененко, Люльева, 1978, 1982; Музылев, 1980; Музылев, Головина, 1987; Семененко, 1987; Krhovsky, 1995; Головина, 1998; Запорожец, 1998, 2001; Вага, 2004; Андреева-Григорович, Вага, 2011 и др.).

В палеоцене состав биопродуцентов (диатомовые, золотистые, красные) определялся по-видимому, климатической зональностью, существовавшей в то время климат был прохладнее, чему способствовало наличие в раннем палеогене сквозных морских рукавов, свя-

зывающих Тетис с Арктическим бассейном.

На границе палеоцен-эоцена началось резкое потепление. В эоценовом бассейне в разрезах р. Белой были определены комплекс наннoplanktona (*Coccolithus pelagicus*, *C. formosus*, *Braarudosphaera bigelovi*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Ch. altus* и др.). Кроме того, встречены единичные диатомовые, включающие виды тропической зоны – *Paralia sulcate*, *Triceratium flos*, *T. priceps* и др. Из представителей силикофлагеллат определены *Corbisema apiculata*, *C. inermis*, *Naviculopsis eobiapiculata*. Диофлагеллаты представлены очень широко – 85-90 % от всех палиноморф.

В олигоцене и нижнем миоцене на р. Белой комплекс наннoplanktona представлен *Coccolithus pelagicus*, *Pontosphaera enormis*, *Reticulofenestra ornata*, *R. locker*, *Transversopontis fibula*, *T. rugmaeus*, *Helicosphaera euphratus* и др.; из диатомовых водорослей определены следующие виды – *Consinodiscus decrescenoides*, *Craspediscus consinodiscus*; силикофлагеллаты представлены – *Corbisema inermis*, *Naviculopsis eobiapiculata*. Из диноцист наиболее обильны *Wetzelia gochtii*, *W. symmetrica* и др., *Labyrinthodinium truncatum* и др.

В среднем и верхнем миоцене фитопланктон представлен диноцистами (*Selenopetrichis*, *Spniferites*, *Lejeuneacysta* и др.), встречены единичные представители кокколитофид (*Braarudosphaera bigelovi*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* и др.). В сарматских отложениях Тамани и Керченского полуострова встречены диатомовые, динофлагеллаты (*Spiniferites*, *Operculodinium* и др.), а также представители зеленых водорослей *Pediastrum*.

Основной особенностью диатомовых, ди-

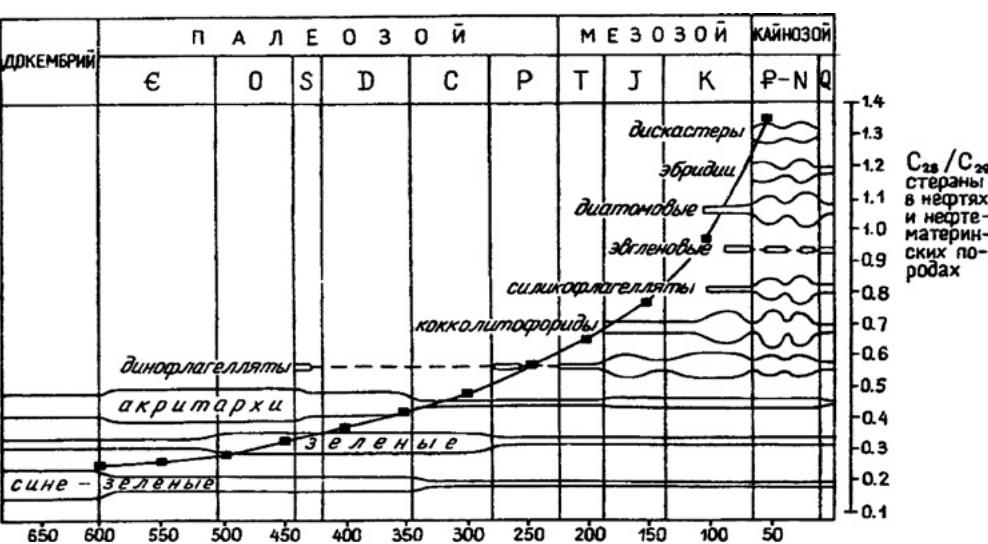


Рис. 2. Распределение отношения регулярных стеранов C28/C29 в биопродуцентах фанерозоя (по Ваплесу и Мачихаре).

нофлагеллат, силикофлагеллат, кокколитофид, зеленых и желто-зеленых водорослей является умение накапливать запасные липиды при возникновении стрессовых условий в их существовании, таких как повышение интенсивности облучения, увеличение или понижение температуры, нарушение солевого обмена, воздействие химических стимуляторов. В экспериментальных условиях содержание липидов и липоидов в диатомовых и желто-зеленых водорослях повышалось до 82% от сухого веса, а зеленая водоросль хлорелла при снижении в воде кислорода, резком снижении температуры накапливает огромное количество липидов, которые могут достигать до 86% от её сухой массы. Поэтому на величину нефтематеринского потенциала осадочных пород в большой степени влияют условия отмирания фитопланктона – танатоценозы (Баженова, 1996).

Характер распределения РОВ в кайнозойских отложениях указывает на наличие связи между его содержанием в породах и видовым разнообразием найденных микрофитофоссилей. В свою очередь, видовое разнообразие

микрофоссилий фитопланктона зависит от наличия связи с океаном, от температуры и солености бассейна. В миоцене наиболее близкие к морским благоприятные условия для развития фитопланктона в Западном Предкавказье существовали в Караджалгинское, Тарханско и Конское время (Головина, 1998, Запорожец, 1998). В центральной части Западно-Кубанского прогиба к одновозрастным отложениям приурочены наиболее высокие средние содержания РОВ (рис. 3).

Изучение закономерностей накопления и преобразования РОВ в морских отложениях показало, что наиболее оптимальные условия для его накопления создаются при региональных трансгрессиях морского бассейна, особенно в период их максимального проявления. По геохимическим данным начало нового трансгрессивно-ретрессивного подцикла, связанное с расширением и углублением морского бассейна, отражается на увеличении концентрации рассеянного органического вещества в породах, что положительно влияет на перспективы нефтегазоносности региона (Микерина, Фадеева, 2013).

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева-Григорович А.С., Вага Д.Д.О. Известковый нанопланктон из отложений палеогена Северного Предкавказья и юго-восточной части Большого Донбасса // Альгология. 2011. Т. 21, №4. С. 460-473.
- Баженова О.К. Условия формирования нефтематеринского потенциала осадочных образований. М.: Изд-во Московского государ. ун-та, 1996. 59 с.
- Баженова О.К., Фадеева Н.П. Некоторые глобальные закономерности нефтегазообразования в истории Земли // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Актуальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. Материалы седьмой Международной конференции. М.: ГЕОС, 2004. С. 45-49.
- Вага Д.Д.О. Биостратиграфия палеогеновых отложений Донбасса и Большого Кавказа // Проблемы стратиграфии фанерозоя Украины. Киев: ИГН НАН України, 2004. С. 122-127.
- Головина Л.А. Нанопланктон Восточного Паратетиса: состояние изученности и роль в стратиграфии неогена // Тезисы докладов Международного симпозиума «Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров)». Волгоград-Тамань: 1998. С. 18-25.
- Запорожец Н.И. Органикостенный фитопланктон нижнего и среднего миоцена Восточного Паратетиса // Тезисы докладов Международного симпозиума «Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров)». Волгоград-Тамань: 1998. С. 31-37.
- Микерина Т.Б., Фадеева Н.П. Цикличность накопления органического вещества в кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2013. Т. 68, №4. С. 234-241.
- Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по нанопланктону (Северный Кавказ и Крым) // Труды Геологического института. 1980. Вып. 348. 96 с.
- Музылев Н.Г., Головина Л.А. Связь Восточного Паратетиса и Мирового океана в раннем—среднем миоцене // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. 1987. №12. С. 62-73.

Семененко В.Н., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Вып. 2. М.: Наука, 1978. С. 95-105.

Семененко В.Н., Люльева С.А. Проблемы прямой корреляции верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. 1982. №9. С. 61-70.

Семененко В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка, 1987. 230 с.

Krhovský J. Early Oligocene palaeoenvironmental changes in the West Carpathian flysch belt of Southern Moravia // Proceedings of XV Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association // Geological Society of Greece, special publications. 1995. V.4, №1. P. 209-213.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОРЕНДИФА ПРИМОРСКОГО ОРОГЕНА (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. МЗЫМТА)

С.А. Несмейнов, О.А. Войкова, А.А. Мурый

Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия; e-mail: voa49@mail.ru

NUMERICAL RECONSTRUCTIONS OF THE SEASIDE OROGEN PALEORELIEF ILLUSTRATED ON MZYMTA RIVER VALLEY

S.A. Nesmeyanov, O.A. Voeikova, A.A. Mury

Institute of Geoeontology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: voa49@mail.ru

Методика количественных реконструкций палеорельефа рассмотрена на примере детально изученного участка на Западном Кавказе, прилегающего к Черному морю, которое связано с Мировым океаном. Для него можно считать практически постоянным (в пределах первого десятка метров) уровень трансгрессивных максимумов, по крайней мере, для четвертичного периода (Несмейнов, Измайлова, 1995). При подобном допущении возможно использование реконструкций, опирающихся на расчет палеоуклонов днищ речных долин, начиная непосредственно от морского побережья. Для таких построений выбрана детально

изученная горная часть долины р. Мзымты с олимпийскими объектами.

Палеореконструкции опираются на результаты возрастного расчленения рельефа, методика которого (Костенко, 1961; Несмейнов, 1971) была использована и для бассейна р. Мзымты (Несмейнов, 1999). Проведенное ранее возрастное расчленение рельефа (Несмейнов, 1992) подтвердило для данной территории палеогеновый возраст начала формирования водоразделов Главного и Аибинского хребтов, однако до середины миоцена орографически выраженного бассейна р. Мзымты еще не существовало. Среднемас-

штабные реконструкции палеорельефа осуществлялись для миоцен-раннеплиоценового, позднеплиоцен-палеоплейстоценового, эоплейстоценового и ранненеоплейстоценового этапов с шагом палеоизогипс в 100 м. Для более молодых этапов, среднего и позднего неоплейстоцена и голоцена построения не проводились, поскольку для данного масштабного уровня ширина палеодолины практически не менялась.

Палеореконструкции составлялись на конец этапов (на эпоху завершения эрозионно-аккумулятивных циклов), отвечающих максимумам трансгрессий и заполнения долин аллювием (т.е. на момент выработки равновесия продольного профиля основной реки). Реконструкции осуществлялись соответственно для раннеплиоценового, палеоплейстоценового, эоплейстоценового и ранненеоплейстоценового возрастных срезов. Они строились с учетом следующих вполне очевидных допущений. 1. Уровень моря в максимумы трансгрессий был близок к современному. 2. Абсолютная высота днищ палеодолин рассчитывалась исходя из типовых вариантов уклонов речных долин (точнее – уклонов вдоль их медианных линий). 3. Перегибы в поперечном геоморфологическом профиле между склонами и днищем эрозионного вреза отвечает уровню заполнения долин аллювием. 4. При различии современной высоты таких перегибов на противоположных бортах долины, ее перекос считается более поздним (за счет разрывных или пликативных смещений). А исходная высота этих перегибов принимается равной расчетной высоте медианной линии в данном сечении долины. 5. При выборе направления главной реки на широкой выровненной прибрежной поверхности принимается, что река течет в направлении максимальных уклонов этой поверхности, т.е. по кратчайшему направлению в сторону моря.

Для построения количественных палеореконструкций последовательно проводились следующие операции:

1. Трассировка береговых линий неоплейстоценовых палеоморей опирается на обнаружения морских террас (Несмеянов, Измайлов, 1995). Для четырех более древних уровней положение древних береговых линий устанавливается с помощью картирования останцов соответствующих денудационных поверхностей. При этом принималось, что береговая линия

располагалась у ближайшего к морю тылового шва соответствующего геоморфологического уровня.

2. Оконтурирование днища палеоврезов проводилось по перегибам в палеоврезе между его крутой «бортовой» или «склоновой» частью и пологой, относящейся к «днищу». Вся слабо изогнутая часть такого эрозионного «днища» на момент палеореконструкции (конец эрозионно-аккумулятивного цикла) оказывается перекрытой аллювием, кровля которого служит морфологическим «днищем» долины на конец этапа.

3. Расчет палеоуклонов днища долины палео-Мзымы и ее притоков включал несколько операций. Сначала выделяются два основных района с различным подходом к определению палеоуклонов днищ долин: равнинный, отвечающий Адлерской впадине, и горный, входящий в орогенический мегасвод Большого Кавказа. В пределах Адлерской впадины средний современный уклон по долине составляет 0.006, а в горной области – 0.027.

В Адлерской впадине современный и древний, вплоть до понтического, аллювий представлен преимущественно галечным материалом. Поэтому для всех разновозрастных палеореконструкций в равнинной области допустимо сохранить единый генерализованный (без учета меандрирования и локальных изгибов русла) уклон – 0.006. Для определения палеовысоты днища реки у фронта горной части долины (юго-западный склон гор Ахцу) достаточно умножить этот уклон на расстояние от данной точки до береговой линии соответствующего этапа. Поученная отметка рельефа приписывается соответствующему геоморфологическому уровню в массиве Ахцу, вздымающемуся над Адлерской впадиной по системе Воронцовских взбросо-надвигов.

На развитие горной части долины влияют четыре фактора: орогенических поднятий, палеографический, отражающий изменения орографического плана (изменение размера долин и проявления поперечных поднятий), гидрологический и структурный – проявление подпруживающего разрывного смещения. Их влияние на изменение уклона долины Мзымы было комплексным. В результате детального анализа составлена схема расположения мест смены уклонов днища магистральной долины и предгорных равнин для каждого временного этапа (табл. 1).

Таблица 1. Распределение уклонов разновозрастных палеорусел пра-Мзымы.

Участки по долине реки Мзымы	хр.Ахцу	р. Пслух	Меридиан сближения пр.Мзымы и Пспущонка	р. Бзыч	р. Тихая	оз. Кардышев
Возрастные срезы						
N_2^1	0. 006			0. 011		
Q_p	0, 006			0. 011		
Q_e	0. 006		0. 011		0. 026	
Q_1	0. 006	0. 016			0. 036	
современность	0. 006	0. 016			0. 036	

Для расчета палеоуклонов боковых притоков Мзымы учитывались: уклон главной долины в месте устья притока и наличие притоков более высоких порядков.

4. Относительная высота возвышенностей над бортом палеодолины определяется непосредственно по карте возрастного расчленения рельефа или на геоморфологическом профиле как превышение вершины возвышенности над перегибом соответствующего палеовреза. Учитывая большой шаг палеоизогипс можно реконструировать морфологию рельефа палеовозвышенности без учета явлений «отступания» склонов и плоскостной денудации на вершине. Абсолютная отметка вершины определяется путем сложения: оцененной по уклонам палеовысоты днища долины и относительной высоты палеовозвышенности над этим днищем.

При обработке материалов использовались ГИС технологии, позволяющие механизировать такие трудоемкие операции как создание сетей водораздельных геоморфологических профилей, графическое построение профилей, бассейновый анализ водотоков, расчет уклонов рек и построение их продольных профилей, вычисление необходимых морфометрических характеристик рельефа (GRASS Development..., 2014: Программное..., 2014;

Мурый, 2012). При этом в качестве рабочего дополнительного элемента составлялись карты фактического материала, на которых для каждого этапа рельефообразования показана сеть расчетных точек, отражающих каркас палеорельефа. На их основе построены цифровые модели палеорельефа, и получены палеоизогипсы с шагом 100 м.

Предложенная методика позволяет строить достаточно детальные среднемасштабные палеогипсометрические и палеогеоморфологические реконструкции орогенического рельефа. Сопоставление разновозрастных палеогипсометрических карт наглядно отражает этапность появления в рельефе поднятий и позволяет количественно оценивать их рост как по площади, так и по высоте. При сопоставлении палеогеоморфологических карт отчетливо выявляются стадии преобразования речных длин (их последовательного удлинения, сужения и углубления), а также преобразования положительных форм рельефа от нарождающихся локальных возвышенностей к низко-, средне- и высокогорным хребтам.

Построение комплекса подобных карт полезно для решения ряда палеогеоэкологических задач – развитие опасных геологических процессов и преобразование ландшафтов мест обитания древнего человека.

ЛИТЕРАТУРА

- Костенко Н.П. О принципах составления специальной геоморфологической карты // Бюллентень комиссии по изучению четвертичного периода. 1961. №26. С. 74-75.
- Мурый А.А. ГИС технологии и анализ цифровых моделей рельефа при инженерно-геотектонических исследованиях на территории Большого Сочи // Сергеевские чтения. М.: ГЕОС, 2012. Вып. 14. С. 60-64.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.
- Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
- Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир, 1999. 392 с.
- Несмеянов С.А., Измайлова Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИС, 1995. 239 с.
- Программное обеспечение, разработанное в группе инженерной геотектоники и палеоэкологии ИГЭ РАН. [Электронный ресурс]. 2014. URL: https://github.com/amuriy/paleo_research/tree/master, <https://github.com/amuriy/GRASS-scripts> (дата обращения 16.12.2014).
- GRASS Development Team, 2014. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software. Open Source Geospatial Foundation Project. URL: <http://grass.osgeo.org> (дата обращения 16.12.2014).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ОСТРАКОД ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА С УЧЕТОМ ФАКТОРА ПАЛЕОСОЛЕНОСТИ

И.А. Николаева

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: Irina_Nikolaeva@vsegei.ru

BIOSTRATIGRAPHICAL CORRELATION OF THE LATE PALEOGENE OSTRACOD ASSOCIATIONS FROM THE EASTERN PARATETHYS CONSIDERING PALEOSALINITY

I.A. Nikolaeva

Karpinsky All-Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia;
e-mail: Irina_Nikolaeva@vsegei.ru

В настоящем сообщении используются данные по распространению остракод из олигоценовых и пограничных с миоценом отложений Крыма, Причерноморской впадины,

Северного Предкавказья и Арало-Тургайской области. Автор учитывал результаты исследований по остракодам майкопских отложений и палеогеографии области Восточный Пара-

тетис, проводившихся ранее (Мандельштам, Шнейдер, 1963, Никитина, Шнейдер, 1966, Попов и др., 2009). По предыдущим исследованиям остракод из верхнеэоценовых, олигоценовых и миоценовых отложений юга бывшего СССР автором и другими палеонтологами были выделены следующие зоны: в верхнем эоцене белоглинского бассейна Крымско-Кавказской области – *Acanthocythereis spinosa-Hazelina nedlitzensis*, и чеганского бассейна Арало-Тургайской области – *Schizocythere appendiculata-Echinocythereis spinosa*. В олигоцене характерны единые зоны для всего Восточного Паратетиса. В нижнем олигоцене: *Cuneocythere marginata*, *Disopontocypris oligocaenica*, *Paracyprideis punctata*, в верхнем олигоцене одна зона – *Paracyprideis rarefistulosa*. В нижнем миоцене фиксируется зона *Paracyprideis triebeli*. (Веселов, Шеремета, 1966; Jiříček, 1975; Попов, Ильина, Николаева, 1985; Николаева 1991, 2002). Ревизия коллекционного и литературного материала позволила уточнить видовой состав корреляционных остракодовых зон олигоцена Восточного Паратетиса, а также высказать предположение о положении границы палеоген/неоген на основании сопоставления последовательностей смены комплексов.

С распадом морского бассейна Тетис и возникновением бассейна Паратетис, занимавшего большую часть юга Евразии, в структуре остракодовой биоты происходят значительные изменения. На циклограммах отражен процентный состав родов остракод – обитателей нормально-морских бассейнов различных глубин и бассейнов с соленостью ниже 32 %. Для подсчета процентов использовались венецианская шкала с учетом родов остракод, обитающих в определенных условиях солености; градации солености приведены по работе Д. Нила (The venice..., 1964; Neale, 1988; Практическое..., 1989). Кроме того, в данной работе для эогалинных остракод введены градации по глубинам.

Для того чтобы составить представление о развитии остракодовой фауны в позднем палеогене, необходимо проследить смену ассоциаций в течение всего этого периода времени. Ассоциации морских остракод бассейнов позднего эоцена: белоглинского Крымско-Кавказской области и чеганского Арало-Тургайской области, дифференцированные по глубинам сменяются в начале рюпельского времени

в бассейне Восточный Паратетис относительно однородной полигалинной (15-30%) фауной остракод, где представители морской и мезо-олигалинной фауны (0,5-15 %) составляли не более 25%. Эти остракоды нижней части рюпельского яруса (зона *Cuneocythere marginata*), характеризующие отложения пшешской свиты Северного Кавказа, борисфенской свиты Причерноморской впадины, ащеайрыской свиты Арало-Тургайской области, узунбасской и куюлусской свит Мангышлака, имели существенные отличия от рюпельской фауны остракод Западного Паратетиса. В составе этих ассоциаций отсутствуют более тридцати эвригалинных родов, продолжавших свое существование в области Западный Паратетис с эоценом до начала рюпеля и позднее (*Bairdia*, *Argilloecia*, *Eopaijenborchella* и др.). В олигоцене Восточного Паратетиса никогда не появлялись род океанического происхождения *Henryhowella* и средиземноморские – *Callistocythere* и *Triebelina*, которые достаточно обычны для Западного Паратетиса. Комплекс остракод зоны *Cuneocythere marginata* составлял 20-25 видов, принадлежащих преимущественно полигалинным родам, среди которых преобладали цитерейди и трахилибериды подсемейства *Echinocythereideinae*. Представителями эогалинной группы типично морских остракод являются только несколько видов рода *Cytherella*. Отложения нижнего рюпеля хорошо коррелируются не только по систематическому составу остракод, но и процентному соотношению родов и значительно отличаются от верхнеэоценовых ассоциаций.

Во второй половине рюпельского времени сформировался определенный тип сообщества остракод, связанный с кратковременным эпизодом опреснения бассейна. Зона *Disopontocypris oligocaenica*, или так называемый «остракодовый пласт», в стратиграфии олигоценовых отложений занимает особое положение как маркирующий горизонт. Остракоды зоны *Disopontocypris oligocaenica* – полбинский комплекс Северного Предкавказья и молочанский комплекс Причерноморской впадины, соответствуют нижнесоленовскому комплексу Устюрта. Достаточно близок к зональному комплексу *Disopontocypris oligocaenica* по составу и соотношению солёностных групп комплекс остракод зоны *Paracyprideis punctata* (позднесоленовский комплекс Северного Предкавказья, серогозский ком-

плекс Причерноморья, позднесоленовский комплекс Устютара. Остракоды ассоциаций *Disopontocypris oligoscaenica* и *Paracyprideis punctata* представляют собой определенный тип сообществ, в котором сочетались элементы унаследованной морской эогалинной и миксо-полигалинной фауны с миксо-мезо-олигогалинной фауной, возникшей в условиях мелководного бассейна с неустойчивым солевым режимом пониженной солености. В незначительном количестве присутствуют представители пресноводных родов остракод. К числу остракод морского происхождения относились представители родов *Cytheridea*, *Cuneocythere*, *Syamocytheridea*, *Eucytheridea*, *Haplocytheridea*, *Schuleridea*, *Pterygocythereis*, *Echinocythereis*, *Bosquetina*, *Cytheropteron*. Остракодами пресноводного происхождения являются виды родов *Dolerocypris* и *Moenoscypris*. Род *Disopontocypris* (и, возможно, *Cytherissa*), по-видимому, сформировалась в специфических условиях данного водоема. В общей сложности ассоциация зоны *Disopontocypris oligoscaenica* представлена 28 видами, одиннадцать из которых преимущественно молодых транзитных видов перешли из ассоциации *Cuneocythere marginata*; 14 видов впервые отмечены в данной зоне, но известны из олигоцена и миоцена Западной Европы.

При значительном количестве общих видов и общности родового состава двух этих зон, таксономическое разнообразие родового состава ассоциации зоны *Paracyprideis punctata*, увеличивается. Индекс-вид (*Paracyprideis punctata*), характерный для рупельской морской фации глинистых мергелей Баварии, появляется в пределах бассейна Восточный Паратетис впервые. Вновь после раннерупельского времени распространяются представители морских родов *Cytheretta*, *Pokornyella*, *Pontocythere* и морской род *Konarocythere*, а также представители рода *Hemicyprideis*, чрезвычайно широко распространенного в западноевропейском олигоцене и миоцене.

Верхнеолигоценовая зона *Paracyprideis rarefistulosa* подразделяется на две подзоны. Нижняя - *Paracyprideis rarefistulosa* s. str., отвечает верхам подсвиты Морозкиной балки и баталпашинской свите Северного Предкавказья, асканийской свите Причерноморской впадины и нижнебайгубекской подсвите

Устютара. В ассоциацию, отнесенную к нижней подзоне, входят около 20 видов остракод. Большинство из них унаследованы из морского бассейна начала олигоценового времени и являются транзитными видами широкого географического распространения. В составе ассоциации преобладают морские эогалинны и миксо-полигалинны группы. Присутствие миксо-мезо-олигогалинных групп видов, переносящих значительное понижение солености очень незначительно. Около 50% составляют виды неизвестные в Западной Европе позднее хаттского времени, в том числе и вид-индекс *Paracyprideis rarefistulosa*. Из появившихся в зоне *Paracyprideis rarefistulosa* всего один вид, *Krithe pernoides*, продолжает свое существование в миоцене. В верхней подзоне (*Leguminocythereis scrobiculata*) появляются представители рода Costa средиземноморского происхождения и рода *Leguminocythereis* атлантического происхождения. В общем составе остракод бассейна Восточный Паратетис преобладают виды широкого географического распространения. Эндемиками являются несколько видов. К ним относятся *Cytheretta michailovi* (Nikolaeva), *Megahemicythere variatuberosa* (Scheremeta), *Haplocytheridea solenica* (Nikolaeva), *Cyprinotus medianus* (Nikolaeva), *Disopontocypris zraudonensis* Mandelstam, *Konarocythere glomerata* (Mandelstam).

Зона *Paracyprideis triebeli* установлена в раннем миоцене Восточного Паратетиса (Jiricek, 1975). *Paracyprideis triebeli*, выбранный в качестве вида-индекса, распространен в позднем хатте бассейна Северного моря и в раннем миоцене Восточного Паратетиса. Комплекс остракод зоны *Paracyprideis triebeli* характеризуется достаточно пестрым по отношению к солености составом родов. На основании присутствия этих родов и видов широкого географического распространения можно предположить, что бассейн Восточного Паратетиса не утратил связей с Западным и Центральным Паратетисом, несмотря на то, что соленость в бассейне понизилась и он несколько обмелел. Наличие в составе ассоциации таких групп как *Falunia* и *Myocyprideis*, *Pseudocandona*, основное развитие которых начинается в миоцене и продолжается в более позднее время, а также тенденция к регрессии позволяют предполагать начало нового этапа развития бассейна и раннемиоценовый воз-

раст зоны *Paracyprideis triebeli*. Этому этапу в Причерноморской впадине, возможно, соответствует время образования горностаевской свиты, а в Северном Предкавказье – ольгинской свиты.

Для большей части этапов развития бас-

сейна обращает на себя внимание, что корреляция отложений возможна не только по сопоставлению систематического состава комплексов остракод, но и по процентному соотношению представителей групп характерных для определенных градаций солености.

ЛИТЕРАТУРА

- Веселов А.А., Шеремета В.Г. О фауне остракод олигоцена и стратиграфическом положении остракодовых слоев в Причерноморской впадине и Крымско-Кавказской области // Палеонтологический сборник. 1966. №3, вып. 1. С. 120-128.
- Мандельштам М.И., Шнейдер Г.Ф. Ископаемые остракоды СССР. Семейство Cyprididae // Труды ВНИГРИ. 1963. Вып. 203. 331 с.
- Никитина Ю.П., Шнейдер Г.Ф. Материалы к изучению фауны остракод майкопских отложений Северо-восточной части Скифской платформы // Ископаемые остракоды. Материалы 1 Всесоюзного коллоквиума по остракодам, Львов, 1963. Киев: Наукова думка, 1966. С. 109-126.
- Николаева И.А. Палеогеновая система. Остракоды // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 137-139.
- Николаева И.А. Позднепалеогеновые остракоды юга России и сопредельных областей // Труды НИИ геологии Саратовского государственного ун-та. 2002. Нов. сер., т. 9. С. 83-92.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен – ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 200 с.
- Попов С.В., Ильина Л.Б., Николаева И.А. Моллюски и остракоды соленовского горизонта олигоцена Восточного Паратетиса // Палеонтологический журнал. 1985. №1. С. 28-40.
- Практическое руководство по микрофауне СССР. Остракоды кайнозоя. Л.: Недра, 1989. 235 с.
- Jiříček R. Les ostracodes de la couche-limite entre le Miocène et l'Oligocène // Geologický sborník. 1975. V. 26, №1. P. 153-160.
- Neale J.W. Ostracods and palaeosalinity reconstruction // Ostracoda in the Earth sciences. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: Elsevier, 1988. P. 125-155.

The venice system for the classification of marine waters according to salinity // Ostracods as ecological and palaeoecological indicators // Pubblicazioni della Stazione zoologica di Napoli. 1964. V. 33, supplement. P. 611-612.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВАЗЬЯ В ОЛИГОЦЕНЕ

Т.Н. Пинчук¹, Е.В. Белуженко²

1-Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия;

e-mail: pinchukt@mail.ru

2-ЗАО Горно-рудная компания «Западная», пос. Усть-Нера, Россия;

e-mail: beluzhenkoev@yandex.ru

PALEOGEOGRAPHY AND GAS AND OIL-BEARING OF THE WESTERN CISCAUCASIA IN OLIGOCENE

T.N. Pinchuk¹, E.V. Beluzhenko²

1-Kuban State University, Krasnodar, Russia; e-mail: pinchukt@mail.ru

2-Zapadnaya Gold Mining Limited, Ust'-Nera, Russia; e-mail: beluzhenkoev@yandex.ru

Палеогеографические построения занимают важное место в общем комплексе исследований, определяющих пути и методы прогнозирования при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ. Важность и актуальность палеогеографических критериев в нефтегазовой геологии обусловлены тем, что их использование позволяет более обоснованно проводить поиски и разведку скоплений углеводородов. Проведено уточнение палеогеографических условий осадконакопления по материалам бурения, данных керна, геодинамики, распределения литофаций, анализа распространения палеонтологических групп на северном шельфе Восточно-го Паратетиса и Западно-Кубанском прогибе (Богданович, Буряк, 1986). При сопоставлении разрезов северного склона Западного Кавказа и скважин Западного Предкавказья использовались комплексы фораминифер, выделенные А.К. Богдановичем (1965) и Т.Н. Пинчук (2006). По смене комплексов фораминифер секреционных и агглютинированных видов, которые зависят от фациальных условий обитания (солености, температуры, грунта) и литологии, восстанавливались климатические, гидрологические и батиальные условия. Отработана методика детальных реконструкции

условий осадконакопления и развития биоты и геологической истории Западного Предкавказья в течение олигоцена.

Эоцен-олигоценовая граница. В конце позднего эоцена произошла резкая регрессия и изменение тектонического плана развития всего Альпийско-Кавказского пояса. На территории Западного Предкавказья прослеживается резкое снижение уровня моря, которое проявилось в перерыве осадконакопления между эоценом и олигоценом, что доказано материалами бурения и особенностями строения майкопских отложений на северном склоне Западного Кавказа (рис. 1). Олигоцен залегает несогласно на Северо-Петровской площади - на отложениях черкесской свиты (Никифоров, 1996). В разрезах скважин Молдовано-Псифской площади майкоп залегает на кутаисской свите. Размыт эоцена в подошве майкопа фиксируется материалам керна, с комплексами микрофауны с переотложенными эоценовыми фораминиферами. По данным геофизических исследований скважин граница эоцена и олигоцена выражена резким снижением кажущегося и потенциального сопротивлений в подошве майкопских отложений. В подошве майкопа наблюдается появление песчано-алевритовых пачек по разрезу скважин вос-

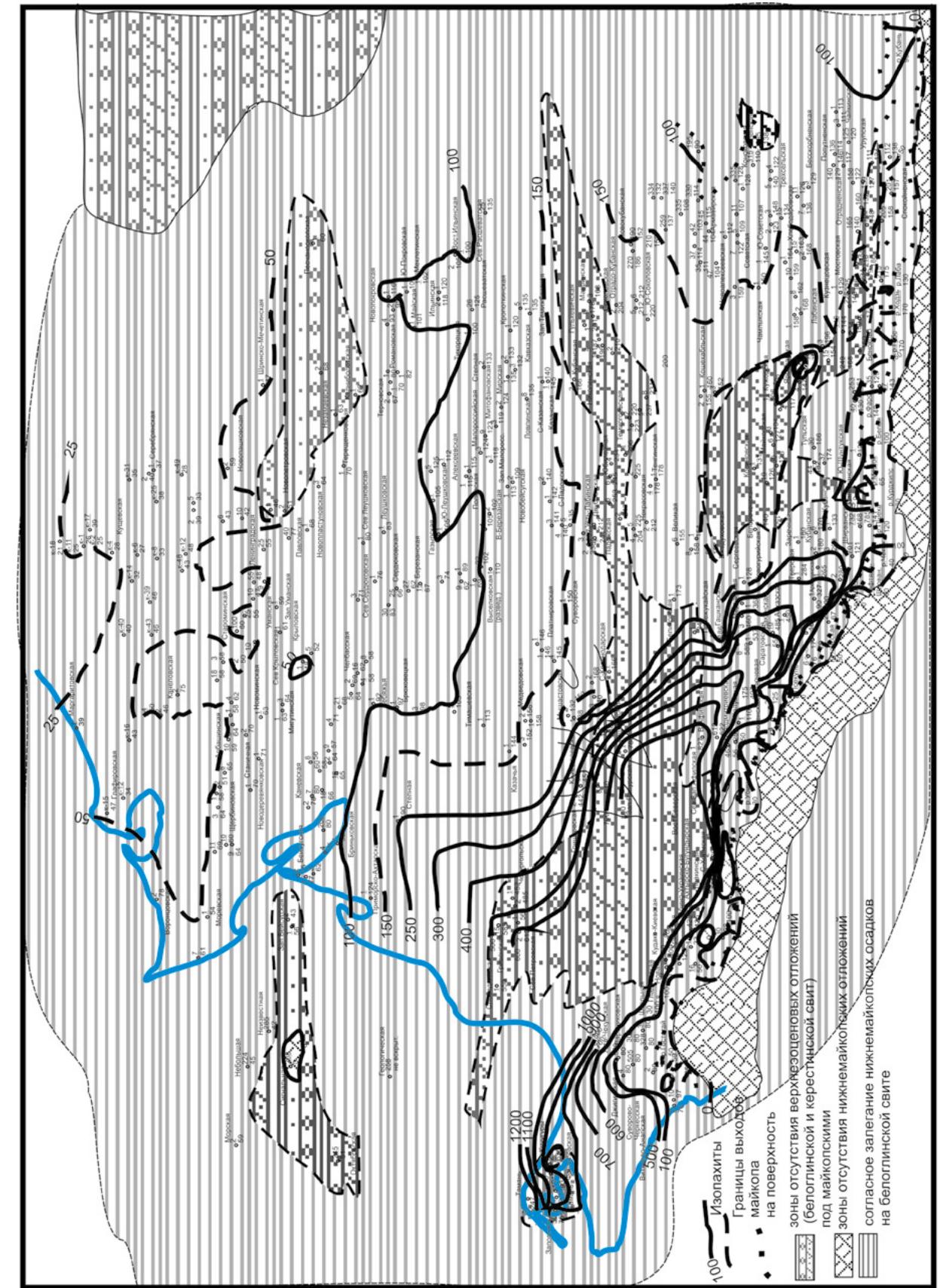


Рис.1. Палеофациальная схема Западного Предкавказья на начало олигоцена.

точной части территории, также связанных с несогласием между олигоценом и эоценом. В разрезах северного борта и центральной части Западно-Карпатского прогиба несогласия между нижней частью майкопа и черкесской свитой протягиваются субширотно до Адыгейского поднятия. Распространение несогласий прослежены в разрезах и на южном борту ЗКП (на Ширванской, Безводненской, Дагестанской площадях). По материалам бурения выделено несколько зон отсутствия белоглинской и керестинской свит под майкопскими образованиями.

К востоку от Анапско-Гладковской подзоны майкопские отложения залегают на белоглинской свите без признаков несогласия (реки Шибик и Абин, площади Абино-Ахтырская и др.). В большинстве районов Западного Предкавказья граница между эоценом и олигоценом согласная и характеризуется постепенным переходом от белоглинской свиты к майкопу, что подтверждается чередованием слоев мергелей с белоглинской микрофауной и известковистых темно-серых глин с майкопской планктонной фауной, мощностью 3-5 м, описанным А.К. Богдановичем (1965), как слои с *Bolivina antigressa*.

На Тимашевской ступени нижний майкоп залегает согласно на верхнем эоцене, однако западнее, на ее продолжении в акваторию Азовского моря выделены участки несогласного залегания майкопа на нижний-средний эоцен (Сигнальная, Октябрьская и др. площади) (Егоян, Никифоров, 1977). Восточнее Тимашевской ступени по северному борту Восточно-Кубанской впадины (ВКВ) и далее к востоку в Ставрополье олигоцен залегает на разных горизонтах эоцена. Глинисто-алевритовые пачки хадума, протягивающиеся от Ставрополья по центральной части Западного Предкавказья выклиниваются на западе.

Распространение в разрезах майкопа как случаев согласного залегания, так и участков залегания с перерывом показывает, что регионального предмайкопского несогласия, как это нередко принимается исследователями, не отмечается. Из приведенных фактов предполагается развитие предмайкопского несогласия в зоне, расположенной параллельно полосе выходов (рис. 1) (большая часть зоны несогласия в настоящее время размыта). При этом наблюдаемые участки несогласного залегания майкопа являются следствием активного

сноса обломочного материала в погруженные части бассейна. Возможно, в раннеолигоценовое время Западно-Кубанский прогиб был соединен с Туапсинским прогибом, а поднятие Западного Кавказа возникло здесь значительно позднее, начиная с позднеолигоценового времени. Об этом говорит положение склона прогиба, восстановленное по клиноформенным фациям на сейсмопрофилях, примыкающих непосредственно к современному Кавказу. Вероятно, существовало лишь невысокое островное поднятие в зоне Центрального Кавказа на продолжении меридианального Ставропольского свода (Попов, 1993). С этого поднятия шло поступление алевритового и песчаного материала в зоны погружения. Северный борт Западно-Кубанского прогиба был крутым, а глубина его по данным сейсмопрофилей была не менее 700-1000 м.

Ранний олигоцен. Отложения раннего олигоцена формировались в различных геотектонических и батиметрических условиях, что обусловило сложность их расчленения, несмотря на кажущуюся литологическую однородность. Отличия зафиксированы комплексами микрофауны, характерными для каждого этапа осадконакопления. Ранний олигоцен представлен повсеместно морскими глинами, отличающимися по карбонатности и составу включений (рыбных остатков, пиритовых и сидеритовых прослоев, мелкообломочного материала и комплексом микрофауны).

Песчанистость нижнего майкопа в северной части Западного Предкавказья низкая, изменяется от 0 до 33%, снижение песчанистости прослежено с востока от Ставропольской возвышенности на запад. В разрезах скважин в восточной части Западного Предкавказья развита глинисто-алевритовая пачка (мощностью до 200 м) хадумского горизонта, которая прослежена и в Центральном Предкавказье, с газовыми месторождениями. В разрезах несогласного залегания олигоцена на эоцене в подошве майкопа залегают слои конгломератов (до 1.5 м), сложенные обломками глин, аргиллитов, алевролитов и известняков (Северо-Краснодарская, Гришковская площади).

Образования нижнего хадума на южном борту Западно-Карпатского прогиба сложены породами пшехского горизонта (подсвиты), охарактеризованные комплексом фораминифер слоев с *Globigerina officinalis*. Средний хадум представлен полбинским (остракодо-

вым) горизонтом, сложенным известковистыми глинами с прослоями мергеля, содержащими незначительное количество полигалинных фораминифер, а преимущественно остракоды с характерным видом *Disopontocypris oligoecaenica*. Верхний хадум характеризуется отложениями горизонта Морозкиной Балки (подсвиты), с комплексом фораминифер слоев со *Spiroplectammina terekensis* – *Cyclammina turosa* для мелководных фаций и *Globigerina officinalis* - *Virgulinella ex gr. pertusa* для глубоководных фаций, приуроченных к кровле горизонта.

Граница нижнего и среднего майкопа. К востоку от Анапско-Гладковской подзоны, в обнажениях на Западно-Абинской площади среднемайкопские отложения залегают часто без признаков несогласия. Но на некоторых участках идет срезание нижнего майкопа и среднемайкопские образования залегают с размывом на разновозрастных подстилающих отложениях. Так, по скважинам северного участка южного борта Западно-Карпатского прогиба они залегают несогласно на эоцене: на Абино-Крымской площади на кумской свите, по Тарановской площади – частично на ильской свите, частично на эльбурганская и на свите Горячего Ключа. Выпадение из разреза нижней части майкопа прослежено на выходах и в разрезах некоторых скважин на западных площадях (Неберджаевская, Мондаванская, Крымская, Нижнебаканская и др.). В междууречье рек Убин и Ахтырь (включительно), а также на смежных к северу площадях отмечается несогласное залегание среднемайкопских осадков на разные горизонты среднего – верхнего эоцена и палеоцена (в разрезах площадей от Абино-Украинской, до Зыбза-Глубокий Яр). От Кутаисской площади до р. Убин включительно наблюдается смена участков согласного залегания майкопа на белоглинской свите и несогласного залегания майкопских отложений. Так, на площадях от Горячеключевской на запад, до Восточно-Северской идет выпадение нижней части майкопа и отложения среднего майкопа залегают на разных свитах эоцена (Никифоров, 1996).

В районе Хадыженска по р. Пшиш средний майкоп с глыбовым конгломератом «В» залегает на кумской свите. По разрезам скважин он прослежен также в северном направлении на погружении Западно-Кубанского прогиба до

площади Западно-Понурская. Следы конгломерата в основании среднего майкопа можно встретить в разрезах обнажений от р. Пшеха до р. Убин. Литологически состав отложений средней части майкопа различен и, в связи с этим, выделяются раздельно группы разрезов разведочных и промысловых площадей, а также разрезы полосы выходов. Полоса конгломератов в подошве и кровле позднеолигоценовых отложений указывает на активизацию кавказских поднятий вдоль северного склона Западного Кавказа. Глыбовый конгломерат (горизонт «В»), залегающий в основании средней части майкопа, состоит из беспорядочного скопления неокатанных и слабо окатанных глыб и галек нижнемайкопских, эоценовых и меловых пород, сцементированных неизвестковистой темно-серой глиной. Стратиграфически его относят к верхам олигоцена. Наибольшие мощности горизонта прослежены по р. Пшиш, на площадях Северо-Асфальтовая, Восточно-Северская, Северо-Новодмитриевская, Восточно-Афипская – до 80-100 м. В разрезах площадей Северо-Кутаисской, Северный Узун-до 20 м, Северо-Лесогорской, Южно-Ключевой-до 30 м, Бакинской, Новодмитриевской и Северско-Западно-Абинской – до 50 м. В конце олигоцена почти вся территория была покрыта водами Восточного Паратетиса, с полосой выходов будущих кавказских поднятий на юге. Выше залегают продуктивные песчано-алевритовые пачки среднего майкопа, относящиеся уже к раннему миоцену (рис. 2).

Прослеженные локальные несогласия в подошве нижнего майкопа по территории Западного Предкавказья, с наличием песчано-алевритовых пачек, по сопоставлению с хадумским горизонтом, прогнозируются как коллекторы углеводородов. Горизонты конгломератов, песчаников и алевролитов в олигоценовых отложениях также являются потенциальными коллекторами для углеводородов. Прослежено распространение песчано-алевритовых прослоев хадумского горизонта и отмечено отсутствие их в юго-западной части территории Западного Предкавказья. Отсутствие песчаников в разрезах верхнего олигоцена указывает на начало трансгрессивного этапа в жизни бассейна, который продолжился в неогене.

Работа выполнена при поддержке проекта РГФИ 13-05-00508.

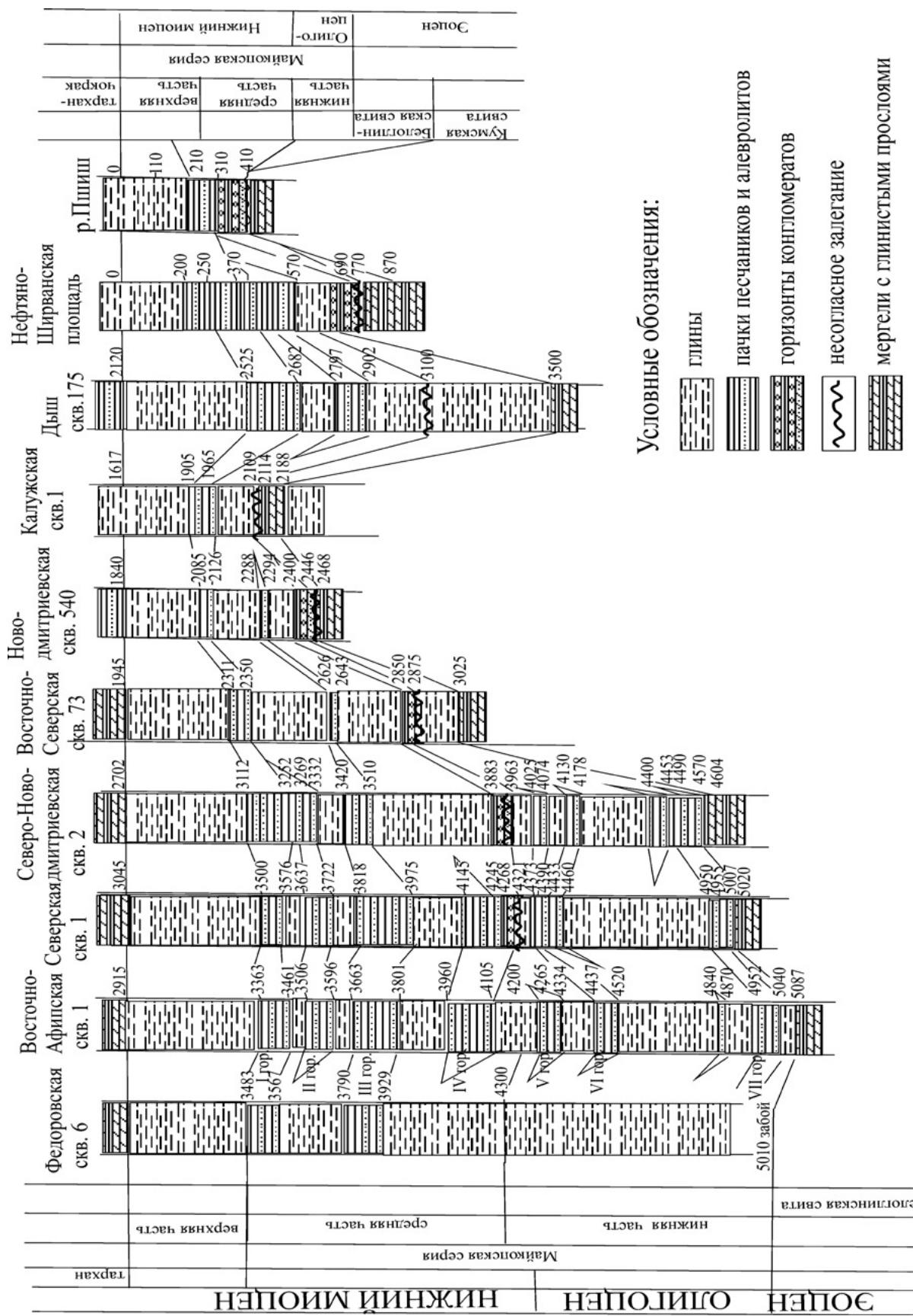


Рис. 2. Схема сопоставления майкопских отложений Западно-Кубанского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

Богданович А.К. Стратиграфическое и фаунильное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Труды Краснодарского филиала ВНИИнефть. 1965. Вып.16. С. 300-350.

Богданович А.К., Буряк В.Н. Передовой прогиб Западного Предкавказья // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Том 1. М.: Недра, 1986. С. 151-172.

Егоян В.А., Никифоров Б.М. и др. Стратиграфия разрезов и стратотектоническое районирование Предкавказья и Западного Кавказа Отчет ВНИПИтермнефть. Краснодар, 1977. 320 с. [РосгеоЛфонд, №23368]

Никифоров Б.М. Отчет о научно-исследовательской работе: Стратиграфическая корреляция мелкайозойских отложений Западного Предкавказья с целью определения критериев нефтегазоносности перспективных комплексов. Отчет НТЦ РОСНЕФТЬ. Краснодар, 1996. 560 с.

Пинчук Т.Н. Западный Кавказ и Предкавказье (олигоцен и неоген). Биостратиграфия кайнозойских отложений России и смежных территорий по фораминиферам // Практическое руководство по микрофауне СССР. Том 8. Фораминиферы кайнозоя. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. С. 91-98.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ В РАННЕМ МИОЦЕНЕ

Т.Н. Пинчук¹, Т.Б. Микерина¹, С.В. Попов², П.А. Земцов³

1-Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия;
e-mail: pinchukt@mail.ru

2- Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: serg.pop@mail.ru

3-НТЦ «Роснефть», Краснодар, Россия; e-mail: zemzov@mail.ru

EARLY MIocene PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS FOR THE WESTERN CISCAUCASIA

Т.Н. Pinchuk¹, Т.Б. Mikerina¹, С.В. Popov², П.А. Zemtsov³

1-Kuban State University, Krasnodar, Russia; e-mail: pinchukt@mail.ru

2-Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: serg.pop@mail.ru

3-NTC Rosneft, Krasnodar, Russia; e-mail: zemzov@mail.ru

Вопросами реконструкции палеогеографических условий формирования Паратетической области и, в частности, Западно-Кубанского прогиба и сопредельных территорий в конце раннего – среднем миоцене, занимались многие исследователи (Андрусов, Жижченко, Крашенинников, Хайн, Польстер и Кравченко, Жегалло и др.). Эта часть северного шельфа Восточного Паратетиса, в мелкомасштабном виде, была изображена в палеогеографических атласах. В ходе этих исследований были обобщены результаты ранних работ, проведен анализ фактического материала (палеонтологического, седиментологического, структурного).

При выполнении проекта по крупномасштабным палеогеографическим реконструкциям нами проведена детальная реконструкция условий осадконакопления по материалам бурения, данным керна, геофизике, геодинамике, распределению литофаций, анализу распространения разных палеонтологических групп на северном шельфе Восточного Паратетиса и в Западно-Кубанском прогибе. Отработаны методы детальных реконструкций условий осадконакопления, развития биоты и геологической истории Предкавказья в течение неогена.

При построении палеогеографических карт, помимо литофациального состава пород, толщин и направлений сноса обломочного материала, использовались данные палеонтологических исследований, а также учитывалась информация о характере текстур пород и типе органического вещества изучаемых отложений. Текстура породы наследует и отражает черты обстановки литогенеза, поэтому заслуживает внимания при восстановлении условий осадконакопления. Органическое вещество непосредственно связано с физико-географическими условиями осадконакопления. Установлено, что осадки, в наибольшей степени насыщенные сапропелевыми разностями органического вещества, накапливаются в условиях максимальной изоляции от влияния суши, в то время как гумусовые разности образуются при значительном ее воздействии (Mikerina, Pinchuk, 1997).

Кавказский бассейн. При составлении палеогеографических реконструкций для этого времени учитывались отложения среднего майкопа до ольгинской свиты. В предгорьях Западного Кавказа это восковогорская свита, в северной части прогиба – «глинисто-сидеритовая свита», на востоке – зеленчукская и караджалинская свиты.

Наиболее спорной остается стратиграфия низов миоцена южного склона Восточно-Кубанского прогиба и Центрально-Предкавказья. Находки наннопланктона (*Coccolithus pelagicus*, *Pontosphaera enormis*, *Cyclicargolithus gloridanus*, *Triquetrorhabdulus carinatus?*, *Cyclicargolithus abisectus*) зоны NP25 - NN1 (данные Я. Крховского в Akhmetiev et al., 1995) и комплекса диноцист зоны D16 (Запорожец, 1999) в слабокарбонатных глинах с конкрециями в разрезе майкопа на р. Белой, позволяют именно здесь, у устья р. Фионты,

проводить границу олигоцена и миоцена. Этот уровень многими исследователями сопоставляется с алкунским уровнем (Дмитриева и др., 1959; Белуженко, Коваленко, 2005; Филиппова и др., 2010). Однако толща с септариевыми конкрециями залегает на р. Белой стратиграфически ниже и принадлежит олигоцену. Таким образом, остается неясным, правильным ли является сопоставление этих пограничных слоев с алкунским горизонтом Восточного Предкавказья, и/или правильно ли помещать алкун ниже септариевой свиты, как принято считать для кубанского опорного разреза, ныне плохо обнаженного.

Бассейн начала миоцена был резко трансгрессивным. Северный шельф Восточного Паратетиса был очень широким, осложненным системой глубоких и широких прогибов, имевших собственную псевдоокеаническую структуру: мелководный шельф и достаточно резко выраженные склоны. Наиболее глубоким прогибом являлся Индоло-Кубанский, отделенным от Терско-Мангышлакского прогиба Ставропольским поднятием. Наиболее глубоководной его частью оставался Западно-Кубанский прогиб, где продолжалось накопление глинистых осадков большой мощности (до 1000 м). Исследуемые комплексы микрофауны восковогорской свиты указывают на полносоленое море в кавказское время и широкие связи с морями Центрального и Западного Паратетиса (Пинчук, 2000). На фоне многочисленных видов, унаследованных от предыдущего бассейна, появилось много новых тепловодных видов, часто общих с эгерской фауной Центральной Европы: *Elphidium onerosum*, *Bolivina floridana*, *B. plicatella*, *Uvigerinella californica*, *Virgulinella neobuliminiformis*, *Virgulina schreibersiana*.

По-видимому, к этому времени связь с бассейнами Северного моря была утрачена и, основное сообщение со Средиземноморьем проходило через Предальпийский прогиб и Словению (данные М. Ковача в Попов и др., 2009).

В глубоководной зоне моря в это время накапливались илы, богатые органикой, со следами сероводородного заражения и многочисленными рыбными остатками. В слабо восстановительной обстановке в придонных водах формировались сидеритовые конкреции. Мелководные песчаные фации были развиты далеко на севере (Харьковская область, Волго-Хоперское междуречье – Брылев, Дедова,

устное сообщение).

Сакараульский бассейн. Считается, что сакараульскому времени в Предкавказье отвечает время накопления ольгинской свиты, хотя их нижние границы могут и не совпадать. Ольгинское время отвечало началу регрессии. Особенно значительно отступило море на северной и восточной окраинах. Береговая линия верхнемайкопского бассейна опустилась от Донецкого кряжа и Волгоградского Поволжья до широты г. Ейска и Манычских озер. Песчаные прибрежные фации ольгинской свиты отмечены на платформенной части Западного Предкавказья, где они протягиваются узкой полосой от Бейсуга до Кущевки, шириной от Ейска до Приморско-Ахтарска. Южнее этой полосы песчаники верхнего майкопа замещаются глинистыми осадками, а в зоне прогибания – осадками той же «глинисто-сидеритовой свиты». Почти повсеместно к середине раннего миоцена (ольгинское время) чувствуется погружение осадков, их более мелководный характер, появление бентосной фауны там, где ранее накапливались аноксические осадки. В глубоководье начали накапливаться более алевритистые отложения.

Однако, несмотря на общую регрессию, связи сакараульского бассейна с Мировым океаном не только не ослабели, но и расширились. Оставалась связь с Центральным Паратетисом и далее с бурдигальским бассейном Средиземноморья через Лигурский и Предальпийский проливы (Попов и др., 2009). Такие связи подтверждены фауной моллюсков, остракод и фораминифер. В осадках ольгинской свиты и сакараула Грузии появляются виды, общие с эггенбургом Центрального Паратетиса (около 30%). Среди моллюсков и ихтиофауны известны роды и виды, общие с Индо-Пацифией. Сакараульский бассейн был открыт и на юге, в Закавказье, где в раннем миоцене на территории Восточной Турции и Ирана существовал обширный морской бассейн.

Сакараульский бассейн был самым теплым из майкопских бассейнов. В нем, наряду с субтропическими видами, впервые появились виды родов, современные представители которых обитают лишь в тропических водах (*Fragum*). Имеются и палинологические доказательства резкого потепления климата и обогащения растительности. В разрезе Кубанской СГ-12000 на уровне аналогов ольгинской

свиты найдены споро-пыльцевые комплексы с участием тропических и субтропических таксонов. Вторая половина сакараульского времени отличалась стабильностью климата, с постепенным незначительным похолоданием.

Коцахурский бассейн. В Предкавказье этому времени отвечают отложения рицевской свиты и ее аналогов, диагностируемых по резкому обеднению фауны, появлению эндемичных таксонов. В коцахурское время бассейн замкнулся и опреснился, в его водах обитала эндемичная солоноватоводная фауна (*Rzezhakia*, *Eoprosodacna* в составе моллюсков – Невская и др., 1986; комплекс с *Saccamina zuramakensis* бентосных фораминифер). По своим размерам коцахурский бассейн был лишь немного меньше сакараульского. Несмотря на резкое изменение гидрологического режима, характер осадконакопления в основной акватории не изменился, и литологически отложения этого возраста мало отличаются от подстилающих. Продолжало существовать сероводородное заражение бассейна. Присутствие в коцахурском бассейне специфичных соловатоводных родов, может свидетельствовать не только об опресненности бассейна, но и об аномальном составе солей. Вымирание морской фауны в начале коцахурского времени, даже таких эвригалинных родов моллюсков, как *Mytilus* и *Parvicardium*, позволяет предполагать условия, близкие к современным условиям Азовского и Каспийского морей, с соленостью не выше 10-13‰. Однако данные по диноцистам свидетельствуют, что полного замыкания бассейна не было. Наряду с крайне эвригалинным фитопланктоном – видами *Spiniferites* и группы *Selenopemphix* – *Lejeuneacysta*, регулярно присутствуют и виды морских родов (данные Н.И. Запорожец, Н.Ю. Филипповой). Присутствие празинофитов и акритарх отличает комплекс этого интервала разреза от комплексов подстилающих – ольгинских, и перекрывающих отложений тархана и чокрака. По данным палинологии коцахурское время характеризовалось похолоданием и большой сухостью климата. Результаты исследований скважины Кубанской СГ-12000 показали специфичную обстановку, вероятно, восстановительную в придонных слоях бассейна, и преснение вод, особенно в интервале глубин 3270-3148 м.

К концу майкопского времени Восточный Паратетис существенно сократил свою пло-

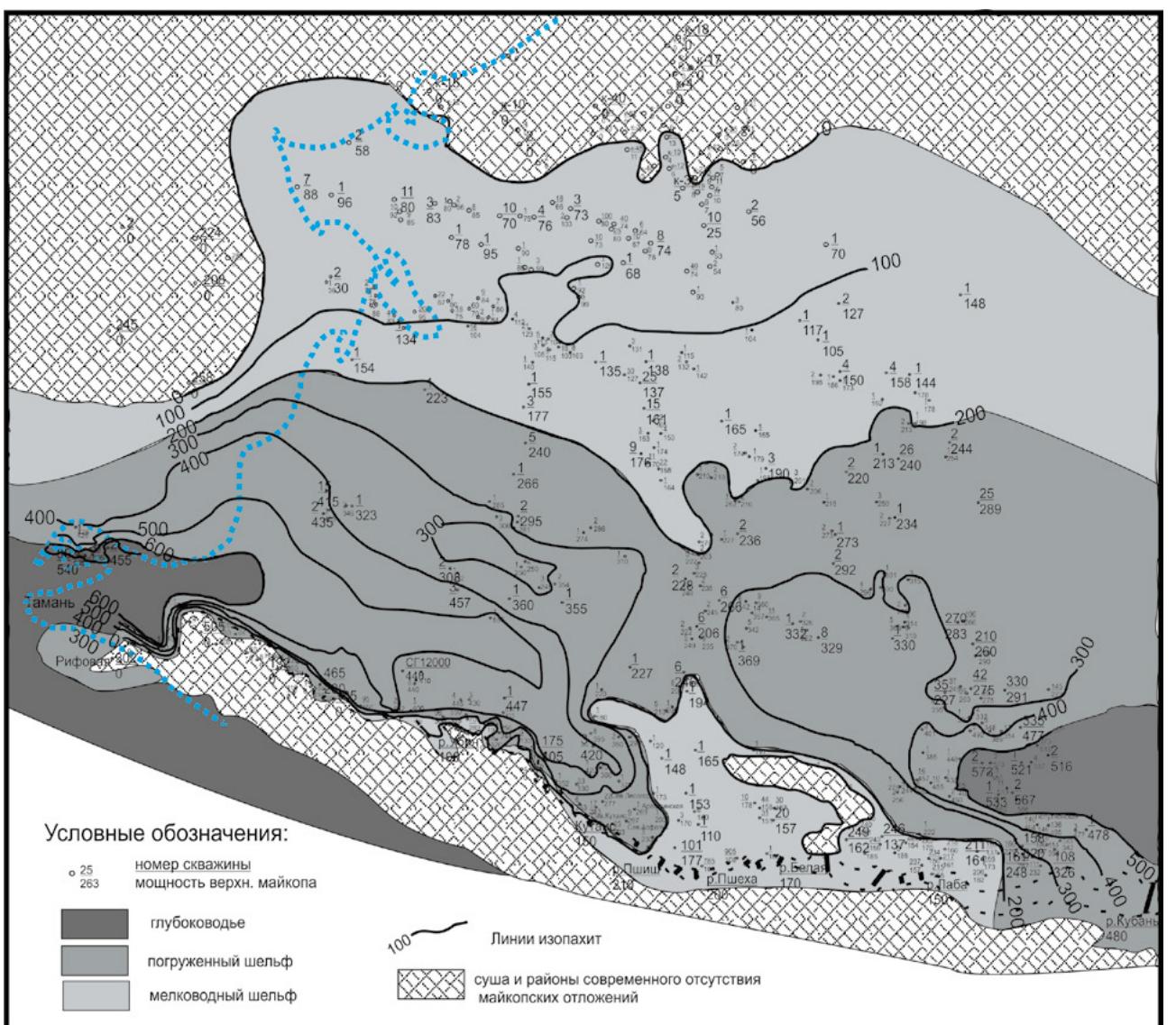


Рис. 1. Палеогеографическая схема Западного Предкавказья на конец майкопского времени.

щадь и глубину. Вероятно, часть его в пределах Северного Кавказа подверглась частичному осушению и размыву, о чем свидетельствует предтарханский перерыв в осадконакоплении на Восточном Кавказе и размыв осадков в центральной части Западно-Кубанского прогиба, в зоне Анастасиевско-Краснодарских поднятий (рис. 1). Падение уровня моря в терминальном майкопе можно оценить по данным о врезе Палео-Дона, долина которого переуглублена относительно домиоценовой поверхности на

150–200 м, при абсолютных высотах до -160 м в устьевой части (данные А.С. Застрожнова в Попов и др., 2010). Хотя осадки загистинской свиты, заполнившие врез, датируются А.С. Застрожновым чокраком, сам врез, вероятно, отвечает более масштабному несогласию конца майкопа. Вероятно, при относительно низком стоянии вод в тархане, он продолжал функционировать как эрозионная структура.

Тарханский бассейн. Данные о высоте подъема вод на северном шельфе во время

тарханской трансгрессии практически отсутствуют. Судя по крайней редкости выходов этих отложений в области северного шельфа, абсолютные высоты этой трансгрессии вряд ли были положительными. Восстановление морского режима способствовало исчезновению сероводородного заражения в начале тарханского времени. Позже газовый режим вновь стал неблагоприятным (в аргунских слоях, Гончарова, 1989).

В Западном Предкавказье для тарханского (особенно раннетарханского) бассейна было характерно широкое распространение глинистых фаций глубокого шельфа или нижней сублиторали (до 150 м) и псевдоабиссали (150 – 300 м). Первая зона охватывала северные склоны Западно-Кубанского прогиба, вторая – дно прогиба и южные территории Западно-Кубанского прогиба (Щерик, 1957), где бентос на протяжении всего тарханского времени был крайне беден или вообще отсутствовал, возможно, из-за не полностью восстановившегося газообмена и периодического дефицита

кислорода в придонном слое.

В это время в водах Восточного Паратетиса отмечалось присутствие большого количества мигрантов, подтверждающих его несомненную связь с Центральным Паратетисом и с океаническими водами Индо-Пацифической области Тетиса через Среднеараксинский и Загросский проливы (Гончарова и др., 2001). Кроме того, в Восточный Паратетис могли проникать воды Восточного Средиземноморья, также обогащенные индопацифическими мигрантами (наннопланктоном, моллюсками, рыбами), проникавшими туда через Загросский, Суэцкий и Евфратский проливы.

К концу позднего тархана отмечено общее обмеление бассейна – фауна псевдоабиссали постепенно сменяется фауной, характеризующей условия нижней сублиторали; сокращение связи тарханского бассейна с Мировым океаном; увеличение поступления в бассейн обломочного материала.

Работа выполнена при поддержке проекта
РФФИ 13-05-00508.

ЛИТЕРАТУРА

- Белуженко Е.В., Коваленко Е.И. Верхнеолигоценовые и нижнемиоценовые отложения междуречья Белой, Лабы и Урупа (Северный Кавказ) // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 2005. Т. 80, вып. 2. С. 60-67.

Гончарова И.А. Двусторчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов // Труды Палеонтологического института. 1989. Т. 234. 200 с.

Гончарова И.А., Хондкариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть первая – тархан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, №5. С. 94-108.

Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Известия Академии наук СССР, серия геологическая. 1959. №8. С. 326-335.

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднезооценовых – нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, №2. С. 41-78.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Попов С.В. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса // Труды Палеонтологического института. 1986. Т. 220. 208 с.

Пинчук Т.Н. Литолого-палеогеографические условия нефтегазоносности неогеновых отложений Западного Предкавказья в связи с цикличностью осадконакопления // Диссертация на соискание ученого звания канд. геол.-мин. наук. Краснодар: Кубаньгазпром, 2000. 185 с.

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. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, №2. С. 3-26.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1. Поздний эоцен – ранний миоцен // Труды Палеонтологического института. 2009. Т. 292. 178 с.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. Биостратиграфия алкунской свиты (?олигоцен – нижний миоцен) Северной Осетии по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, №3. С. 83-106.

Щерик Е.А. Стратиграфия и фации третичных отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1957. 178 с.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene – Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. Moscow-Krasnodar: Russian Committee for IGCP, 1995. 16 p.

Mikerina T., Pinchuk T. Distribution of dispersed organic matter in the Neogene sediments in the section of superdeep well of the West-Kuban foredeep // Proceedings of the field meetings held in Yugoslavia in 1995 and 1996 // Special publication of Geoinstitute, Belgrade. 1997. №21. Р. 7-14.

ПАРАТЕТИС: ИСТОРИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И БИОТА

С.В. Попов, И.А. Гончарова, И.Г. Щерба

Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: serg.pop@mail.ru

PARATETHYS: HISTORY, PALEOGEOGRAPHY, STRATIGRAPHY, AND BIOTA

S.V. Popov, I.A. Goncharova, I.G. Scherba

Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: serg.pop@mail.ru

С точки зрения тектоники плит, Паратетис возник и развивался на заключительном этапе сближения активной южной окраины континента Евразии, где поглощалась океаническая кора, с пассивной окраиной Африкано-Аравийского материка. Активная окраина состояла из вулканических дуг и расположенных позади них задутовых бассейнов (Щерба, Копп в: Попов и др., 2009). В раннем палеогене территория будущего Паратетиса представляла собой крупное окраинное море, расположенное в тылу палеоцен-эоценовой островной дуги. Протяженность осевой части этого бассейна составляла 3000 км, ширина до 900 км. Бассейн наследовал структуры Карпатского и Большекавказского окраинноморских бассейнов мезозойского Тетиса, а также новообразованные в позднем мелу Западно- и Восто-

точночernоморские глубоководные впадины Черного моря.

Осевая глубоководная часть Восточного Паратетиса в палеогене располагалась в пределах современной Крымско-Кавказско-Копетдагской складчатой системы. На юге бассейн перекрывал северные склоны Понтийско-Малокавказских мезозойско-палеогеновых островных дуг. На севере бассейн покрывал своим шельфом огромные пространства юга Восточно-Европейской платформы, Мизийской, Скифской и Туранской плит, доходя до областей новейшего орогенеза Средней Азии.

Олигоцен-неогеновая история Паратетиса в значительной степени контролировалась движениями в зоне альпийской складчатости, отделявшей его от Средиземноморья и проходившей по Родопам, Западным и Восточным

Понтидам, Малому Кавказу, Талышу и Эльбурсу. Стратиграфия понтово-каспийской части Паратетиса построена на трансгрессивно-ретрессивной цикличности, в большей степени контролировавшейся тектоникой, а не эвстатикой, и изменениях гидрологии бассейна.

Стратиграфия Паратетиса

Становление олигоцен-неогеновой шкалы Понто-Каспия связано с именами Н.П. Барбота де Марни, Н.И. Андрусова, Л.Ш. Давиташвили. Горизонты этой шкалы получили ранг регионарных (6 Congress RCMNS, 1975 г.; Постановление МСК, 1983 г.), наряду с центрально-европейской шкалой Центрального Паратетиса. Стратотипы всех регионарных, кроме нижнего, ныне находятся за пределами России. Это вынуждает выделить для каждого регионаряса один – два опорных разреза (Невесская и др., 2005). В качестве международной для неогена принятая шкала ярусов Средиземноморья, ныне очень точно датированная, благодаря успехам зональной планктонной стратиграфии, палеомагнитным датировкам и развитию методов астростратиграфии и определения абсолютного возраста. Корреляция регионарных юга России со Средиземноморьем затруднена, вследствие климатических, палеогеографических барьеров и опресненности Восточного Паратетиса. Только сейчас наметились пути преодоления этих трудностей и возможности использования здесь тех же подходов, что и в Средиземноморье (Vasiliev et al., 2011; Radionova et al., 2012).

Граница палеогена и неогена в Восточном Паратетисе принята по подошве кавказского регионаряса (Невесская и др., 2005). Утвержденная ныне плиоцен-четвертическая граница на уровне 2.6 млн. лет прошла внутри акчагыльского регионаряса, соответствуя границе среднего и верхнего акчагыла.

Стратиграфическое расчленение майкопской серии с подразделением на шесть регионарных было выработано, основываясь на работах Л.Ш. Давиташвили (1933), Б.П. Жижченко, Р.Л. Мерклина, М.Ф. Носовского и др. (Попов и др., 1993). Оно отражает трансгрессивно-ретрессивную цикличность, носит событийный характер и прослеживается по смене состава ископаемых групп как в зоне мелководного шельфа, так и на глубоководье, даже в условиях сероводородного заражения – по составу диноцист и ихтиофауны (данные Н.И. За-

порожец, Е.К. Сычевской в: Попов и др., 2009).

Пшехский регионар (Коротков, 1935). Стратотип – р. Пшеха, Западное Предкавказье. Гипостратотип – левый берег р. Кубань против г. Черкесска. Представлен темными глинами, в основании с фораминиферами зоны *Globigerina tapuriensis* и наннопланктоном зоны NP21, выше – NP22.

Соленовский регионар (Г.И. Попов, 1959). Стратотип – разрез скважины у пос. Цимлянский на правом берегу р. Дон. Парастратотип – левый берег р. Кубань против г. Черкесска (в объеме полбинской свиты и нижней подсвиты Морозкиной балки). В основании содержит пласт светлого мергеля с солоноватоводными моллюсками, остракодами с *Disopontocypris oligocenica* и наннопланктоном, сопоставляемым с зоной NP23. Верхний подгоризонт представлен темными глинами, где на фоне солоноватоводной биоты появляются морские виды моллюсков, диноцист, рыб.

Калмыцкий регионар (С.В. Попов и др., 1993). Стратотип – разрез скважины в 50 км к ЮЮЗ от г. Элиста (Столяров, 2001). В полных разрезах представлен темными глинами, в основании с фораминиферами рода *Virgulinella* и наннопланктоном зоны NP24 («виргалиновый пласт»). Выше – глины с пиритом и рыбными остатками («рыбные литофации», баталпашинская свита и ее аналоги) и септириевыми конкрециями.

Кавказский регионар (Богданович, Носовский и др., см. Невесская и др., 2005). Стратотип на р. Кубань ниже г. Черкесска, где к кавказию отнесены алкунская, зеленчукская и низы караджалгинской свиты. Разрез ныне плохо обнажен и изучен, беден фаунистически. Парастратотип – разрез скв. Новопокровская-4 на северном склоне Ставропольского свода. Комплекс моллюсков нижнего кавказия включает вид *Cerastoderma prigorovskii*, характерный для верхнего олигоцена, диноцисты содержат *Chiropteridium partispinatum*. При этом алкунская свита вблизи стратотипа (Осетия) и в кубанском разрезе ниже стратотипа кавказия содержит миоценовые комплексы диноцист и наннопланктона (Филиппова и др., 2010).

Сакараульский регионар (Давиташвили, 1933). Стратотип – разрез Сакараульской балки против г. Каспи, Грузия (ныне не обнажен), гипостратотип – балка Надербазави у станции Метехи (Картли), где осадки представлены грубозернистыми песчаниками, алевролитами

(200 м). Охарактеризованы лишь остатками моллюсков в средней части разреза, включающими крупные виды, общие с эггенбургом Западного Паратетиса. В сакараульских отложениях Западной Грузии найден наннопланктон зоны NN2 (Минашвили, 1986). Через корреляцию с эггенбургом и наннопланктонную зональность сопоставляется с низами бурдигала.

На основе сходного стратиграфического положения и погребения осадков майкопской серии, стратиграфическим аналогом сакараула считается ольгинская свита Предкавказья, хотя их границы могут не совпадать. Стратотип свиты – разрез по р. Кубань у станицы Кочубеевская.

Коцахурский региоярус (Давиташвили, 1933). Стратотип – разрез на левом берегу р. Куры у западной окраины г. Каспи (Грузия). Здесь коцахур представлен песчаниками и алевритами с конкрециями, с комплексом солоноватоводных моллюсков с *Rzeħakia*. Корреляция с Предкавказьем (рицевской и зурамакентской свитами) проводится по появлению в разрезах признаков пониженной солености: моллюсков с *Rzeħakia dubiosa*, фораминифер с *Saccammina zuramakensis*, эвригалинных динофлагеллат. Верхняя граница проводится по появлению карбонатности, либо датируется появлением морских фораминифер, моллюсков или диноцист. Стратотип рицевской свиты – гора Рица на р. Кубань у г. Невинномысск.

Тарханский региоярус (Андрусов, 1918, см. Избр. труды). Стратотип – м. Тархан азовского побережья Керченского п-ова, гипостратотип – ур. Малый Камышлак, в 5 км к востоку от стратотипа, где представлен глинисто-мергельной толщей (110 м) с богатой микро- и макрофауной (Гончарова, 1989). Подразделяется на нижний (кувинские слои), средний (терские) и верхний (аргунские). Последние часто относят к чокраку либо частично, либо в полном объеме. Опорные разрезы – стратотип кувинских слоев нижнего тархана – разрез по р. Б. Зеленчук у аула Старокувинский и низы разреза балки Яман-Джалга на р. Кубань. Нижний тархан по моллюскам сопоставляется с карпатом, а средний и верхний тархан по наннопланктону зоны NN5 – с нижним баденом Центрального Паратетиса и низами лангия.

Чокракский региоярус (Андрусов, 1884, см. Избр. труды). Стратотип – разрез у оз. Чокрак, Керченский п-ов, Крым, гипостратотип – ур. Малый Камышлак, над гипостратотипом

тархана, где представлен песчано-биогермной толщей (60 м) и глинами с прослойми мергелей (30 м). Эти отложения с несогласием залегают на верхнетарханских и литологически постепенно переходят в отложения карагана.

Опорные разрезы – балка Яман-Джалга, где мелководные чокракские отложения также с несогласием залегают на тарханских (Гончарова, 1989), и правый берег р. Белой, между станицей Абадзехской и пгт. Тульский. Нижний чокрак в последнем представлен биогермно-известняковой толщей с прослойми песков и глин (85 м). Верхний чокрак (30 м) представлен глинистой толщей со строматолитами, на которой с конгломератом в основании залегает караган.

Караганский региоярус (Андрусов, 1917, см. Избр. труды). Лектостратотип – разрез Уйратам, Мангышлак (Казахстан), где караганские s.str. отложения со *Spaniodontella gentilis* с размывом залегают на палеогеновых глинах, а выше следуют фации с фоладами, которые Андрусов относил уже к конке. Опорный разрез – правый берег р. Белой у пгт. Тульский, выше чокракских отложений, сложенный глинами с прослойми строматолитов. По положению в разрезе и присутствию эвапоритов условно сопоставляется со средней частью бадена Центрального Паратетиса.

Конский региоярус (Андрусов, 1917, см. Избр. труды). Стратотип – «слои с *Venus konkensis*» на р. Конке (Украина), охватывающий только верхние (веселянские) слои. Конский региоярус по богатой фауне моллюсков, микрофауне, наннопланктону зон NN6-7 сопоставляется с верхней частью бадена (коносовием) Центрального Паратетиса и нижней частью серравалия Средиземноморья. Опорный разрез – южный берег Таманского п-ова, у горы Зеленского (Застржнов, Попов, 1998; Radionova et al., 2012), представленный глинами с маркирующим уровнем наннопланктонного мергеля в кровле.

Сарматский региоярус (Барбон де Марни, 1866, см. Стратотипы..., 1975). В лектостратотипе (с. Широкое, Днепропетровская обл., Украина) сармат лежит с размывом на палеогене и перекрывается с размывом отложениями мэотиса. Гипостратотип – разрез у с. Веселянка (Украина, Запорожская обл.). Подразделяется на три подъяруса: нижний (волынский), средний (бессарабский) и верхний (херсонский), в основном по моллюскам и форамини-

ферам. Опорный разрез: гора Зеленского – м. Панагия, Таманский п-ов (Застржнов, Попов, 1998; Radionova et al., 2012). По общей фауне волын и низы бессараба сопоставляются с сарматом s.str., а вторая половина отвечает низам паннона Центрального Паратетиса. По океаническим диатомеям, найденным в разрезах Тамани, возможна прямая корреляция херсона с тортоном Средиземноморья.

Мэотический региоярус (Андрусов, 1890, см. Избр. труды). Стратотип – разрез западного берега Керченского пролива, где мэотис представлен известняками и глинами и перекрывается глинами понта. Опорный разрез – южный берег Таманского п-ова (Застржнов, Попов, 1998; Radionova et al., 2012). По палеомагнитным данным и океаническим диатомовым в разрезах Тамани мэотис сопоставляется с самыми верхами тортона и нижним мессином Средиземноморья. Граница нижнего и верхнего мэотиса проходит немного выше границы хронов C3Ar/C3An (Филиппова, Трубихин, 2009).

Понтический региоярус (Барбон де Марни 1869, см. Стратотипы..., 1975). Лектостратотип в районе г. Одесса (Украина), где понтические отложения лежат, вероятно, согласно на мэотических глинах и перекрываются с перерывом лессовыми четвертичными отложениями. Неостратотип – разрез западного побережья Керченского пролива. Опорный разрез у м. Железный Рог на Таманском п-ове (Застржнов, Попов, 1998; Radionova et al., 2012). По диатомовым низы понта коррелируются еще с верхами нижнего мессина, по палеомагнитным данным понт соответствует примерно хрону C3g, но продолжительнее его (6.1-5.2 млн. лет – Trubichin in: Chronostratigraphie..., 1989; Филиппова, Трубихин, 2009).

Киммерийский региоярус (Андрусов, 1907-1908, см. Избр. труды). Лектостратотип – разрез южнее г. Керчи, западный берег Керченского пролига. Киммерий здесь лежит на ракушечниках босфорских слоев понта, покрывается немыми куяльницкими глинами. Верхняя граница определяется в 3.6-3.4 млн. л. по палеомагнитным данным и, таким образом, сопоставляется с занклием Средиземноморья. Опорный разрез – м. Железный Рог, где киммерий подразделяется на азовские, камышбурунские и пантикопейские слои.

Акчагыльский региоярус (Андрусов, 1896, см. Избр. труды). Лектостратотип – раз-

рез колодца Ушак, Красноводский п-ов, Туркменистан (Стратотипы..., 1975). Аналогом акчагыла Каспия являются куяльницкие слои Эвксинского бассейна. Опорный разрез – р. Сулак у аула Бавтугай (Дагестан). Палеомагнитными данными В.М. Трубихиным датирован от 3.6 до 1.8 млн. лет.

Палеогеография и колебания уровня

На основе данных по площадному распространению осадков, анализу фаций, ископаемой биоты, береговых линий были построены 10 палеогеографических карт Паратетиса, начиная с позднего эоцена, три карты для олигоцена и раннего миоцена, три карты для среднего и две – для верхнего миоцена и одна – для плиоцена (акчагыла) (Поров et al., 2004). Затем, по тем же данным, с учетом времени падения базиса эрозии и особенностей осадконакопления, прослеженных на сейсмопрофилях, оценен ход колебаний уровня моря в Восточном Паратетисе (Попов и др., 2010, рис. 8). Сопоставление этих колебаний с эвстатической кривой и с колебаниями уровня в Средиземноморье показывает сходство этих кривых лишь для времени наиболее открытых палеогеографических связей Восточного Паратетиса, до первой половины олигоцена и затем конца олигоцена – самого начала миоцена.

Основные трансгрессивные этапы приходятся на середину раннего олигоцена (две трансгрессии – пшехская и соленовская), начало и вторую половину позднего олигоцена, начало раннего миоцена, начало чокракского, караганского и сарматского времени в среднем миоцене, средний и поздний сармат и ранний понт в позднем миоцене, акчагыл в Каспийской части в плиоцене. Из них лишь первая рюпельская, возможно, первая хаттская и раннемиоценовая имели эвстатическую природу. Вторая раннеолигоценовая (соленовская), позднеолигоценовая (байгубекская) и миоценовые трансгрессии в чокраке, карагане, сармате и начале понта сопровождались опреснением водоема по сравнению с предшествующим, широким расселением полуморской и солоноватоводной фаун и, вероятно, носили характер тектонического подпруживания бассейна в зоне альпийской складчатости, где проходили проливы, соединявшие Паратетис с открытыми водоемами.

Основные перестройки характера осад-

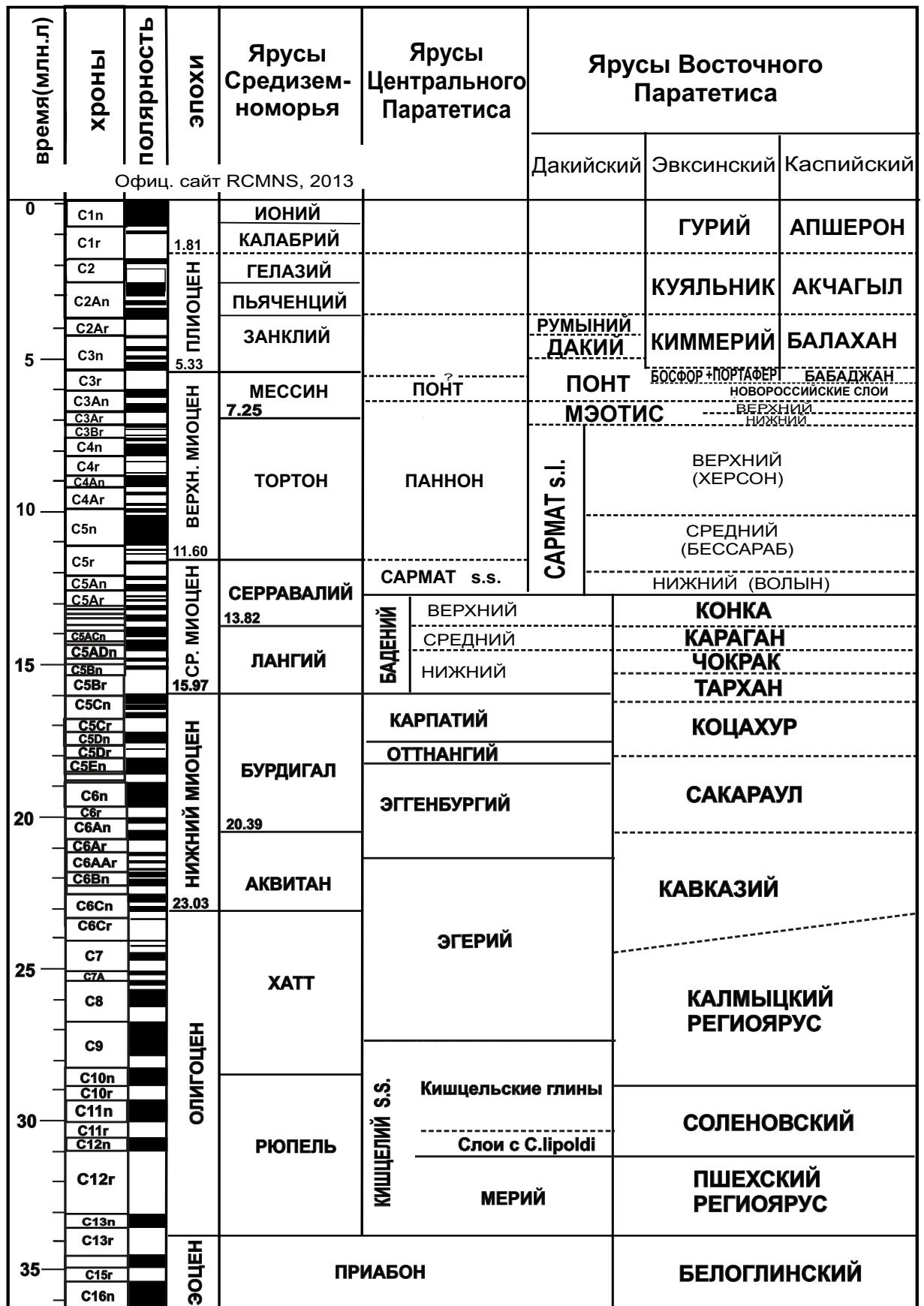


Рис. 1. Схема сопоставления регионарной шкалы Восточного Паратетиса с Центральным Паратетисом и Средиземноморьем.

конакопления и эрозионные несогласия в Восточном Паратетисе были приурочены к наиболее значительным регрессиям. Они фиксируются по врезам северных рек с платформы и данным сейсмического профилирования на границе эоцена–олигоцена, в середине и конце майкопского времени, в середине и конце среднего миоцена, в конце среднего и позднего сармата и внутри панта. Эти эрозионные

поверхности, по данным сейсмического профилирования, прослеживаются не только на шельфе, но и в глубоководных впадинах.

В плиоцене истории Эвксинского и Каспийского бассейнов резко различались. В первом в раннем плиоцене (киммерии) происходили многочисленные колебания уровня с амплитудой до 150 м, а в среднем и позднем плиоцене существовал куяльницкий бассейн низкого стояния (ниже современного уровня). В Каспии балахансое (предакчагыльское) падение уровня достигало 700-800 м по сейсмоданным, а уровень акчагыльской трансгрессии доходил до +150 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н.И. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961-1965. (Т. 1, 1961, 712 с.; Т. 2, 1963, 614 с.)
- Гончарова И.А. Двусторчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов// Труды Палеонтологического института. 1989. Т. 234. 200 с.
- Давиташвили Л.Ш. Обзор моллюсков третичных и посттретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Л.-М.: ОНТИ, 1933. 168 с.
- Застрожнов А.С., Попов С.В. Путеводитель экскурсии. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград-Тамань: 1998. 27 с.
- Коротков С.Г. Краткий обзор палеогеновых отложений Кубанской нефтеносной области // Нефтяное хозяйство. 1935. №4. С. 28-35.
- Минашвили Ц.Д. Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому на- нопланктону // Автографат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: Геологический институт ГрузАН, 1986. 20 с.
- Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Региональная стратиграфическая схема неогена юга европейской части России // Отечественная геология. 2005. №4. С. 47-59.
- Попов Г.И. Онкофоровые отложения в олигоцене Северного Прикаспия и Нижнего Дона // Научные доклады высшей школы. Геолого-географические науки. 1959. №1. С. 58-67.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С. Эволюция Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, №6. С. 10-39.
- Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С. и др. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене – неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, №2. С. 3-26.
- Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен – ранний миоцен // Труды Палеонтологического института . 2009. Т. 292. 178 с.
- Столяров А.С. Виргулинелловые слои верхнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Манышлака // Литология и полезные ископаемые. 2001. №2. С. 164-181.
- Стратотипы ярусов неогена Средиземноморья. Т. 2. Братислава: Veda, 1975. 364 с.
- Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. Биостратиграфия алкунской свиты (?олигоцен – нижний миоцен) Северной Осетии по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, №3. С. 83-106.
- Филиппова Н.Ю., Трубихин В.М. К вопросу о корреляции верхнемиоценовых отложений Черноморского и Средиземноморского бассейнов // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе. М.: ГЕОС, 2009. С. 142-152.

- Chronostratigraphie und Neostratotypen Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys. Bd. 8. Pontien. Zagreb - Beograd: Jazu et Sanu, 1989. 952 p.
- Popov S.V., Shcherba I.G., Ilyina L.B. et al. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2004. №250. P. 1-46.
- Radionova E.P., Golovina L.A., Filippova N.Yu. et al. Middle – Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys // Central European journal of geosciences. 2012. V. 4, №1. P. 188-204.
- Vasiliev I., Iosifidi A.G., Khrakov A.N. et al. Magnetostratigraphy and radio-isotope dating of Upper Miocene – Lower Pliocene sedimentary successions of the Black Sea Basin (Taman Peninsula, Russia) // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 2011. V. 310, №3-4. P. 163–175.

ОСТРАКОДЫ ПОГРАНИЧНЫХ ТИТОН-БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

Ю.Н. Савельева

НПП Геологоразведка, Санкт-Петербург, Россия; e-mail: julia-savelieva7@mail.ru

TITONIAN AND BERRIASIAN OSTRACODS FROM THE CRIMEAN MOUNTAINS

J.N. Savelieva

NPP Geologorazvedka, Saint-Petersburg, Russia; e-mail: julia-savelieva7@mail.ru

Вопрос о положении границы между юрой и мелом является наиболее дискуссионным и имеет почти вековую историю. Берриасский ярус, как первый в основании меловой системы, всегда привлекал внимание исследователей. В последнее десятилетие ведется комплексное изучение титон-берриасских отложений Горного Крыма разными специалистами. Проведены био- и магнитостратиграфические исследования с детальным седиментологическим описанием, послойное микрофаунистическое и палинологическое изучение разрезов с привязкой к установленным аммонитовым зонам (Берриас., 2012; Аркадьев и др., 2015).

Берриасские отложения Горного Крыма представлены морскими, преимущественно

терригенными и в меньшей степени карбонатными осадками с разнообразной морской фауной. В разрезах Восточного Крыма развиты мощные (нескольких сотен метров) флишоидные карбонатно-глинистые образования. Для разрезов Центрального и Юго-Западного Крыма характерно преобладание известняков в основании разреза, в средней части – переслаивание песчано-глинистых пород, переходящее в верхах разреза в толщу коралловово-водорослевых биогермных известняков.

Остракоды из берриасских отложений Горного Крыма начали изучать с середины 60-х годов XX века (Нил, 1966; Раченская, 1970; Тесакова, Раченская, 1996; Манушкина и др., 2010 и др.). Первые данные об оксфордских и титонских остракодах западных районов Кры-

ма опубликованы М.Н. Пермяковой (Пермяков и др., 1991).

Автором изучены разрезы берриаса Юго-Западного (Кабаний лог, р. Бельбек, зоны *occitanica* и *boissieri*), Центрального (овр. Енисарай, рр. Сары-Су, Бурульча, у с. Балки, Новокленово, Межгорье, зоны *occitanica* и *boissieri*) и Восточного Крыма (бассейн р. Тонас и район г. Феодосии), в том числе непрерывный разрез верхнего титона (зоны *durangites* и *microcantum*) – нижнего берриаса (зона *jacobi*) (мыс Св. Ильи, Двяжорная бухта), а также верхнего берриаса («Заводская балка» в окрестностях Феодосии, зона *boissieri*) (Берриас., 2012; Савельева и др., 2013). Исследование в 2012 году в Центральном Крыму неизвестных ранее частей разреза позволило расширить объем и характеристику выделенных ранее слоев с *Costacythere khamii* и *Hechtycythere belbekensis* (Аркадьев и др., 2015). В 2014 году в карьере «Заводская Балка» в результате вскрышных работ обнаружились недоступные ранее для изучения уровни, благодаря чему стало возможным опробование практически неисследованной самой верхней части разреза (пограничного интервала берриаса – валанжина?, зоны *boissieri* и *pertransiens*) (Аркадьев и др., в печати).

Пробы на микрофауну брались преимущественно из глинистых разностей. Практически во всех образцах встречены остракоды хорошей сохранности. Они принадлежат 22 семействам. Основу комплексов составляют гладкостенные формы *Cytherella*, *Bairdia*, *Paracypris*, *Pontocyprella*, но в разных районах меняются доминанты. В разрезах Юго-Западного Крыма преобладают представители рода *Cytherella*; Центрального – *Cytherella*, *Paracypris*, *Pontocyprella*; Восточного – *Cytherella*, *Bairdia*, *Paracypris*. Много видов рода *Cytherelloidea*, особенно в верхней части берриаса Центрального Крыма. Среди скульптированных форм в Юго-Западном и Центральном Крыму преобладают роды семейства *Protocytheridae* (*Protocythere*, *Costacythere*, *Hechtycythere*, *Reticocythere*), в Восточном Крыму большинство видов представлено единичными экземплярами, много новых форм, среди скульптированных доминируют виды семейств *Cytheridae* (*Eucytherura*) и *Pleurocytheridae* (*Acroclythere*).

Восточный Крым. Выделено три комплекса остракод. В нижнем, титонском, комплексе (зоны *durangites* и *microcantum*) встречены

представители 17 семейств. Всего установлено 37 видов, принадлежащих 27 родам, часть из которых является новыми. Характерными видами являются *Cytherella tortuosa*, *?Mantelliana purbeckensis*, *Eocytheropteron ex gr. bispinosum*, *Quasigermanites implicata*, *Hechtycythere* sp.1, *Vocontiana?* sp. Большинство видов распространено по всему разрезу верхнего титона – нижнего берриаса. Вместе с тем здесь присутствуют виды, не включенные в берриасской части разреза: *?M. purbeckensis*, известный из нижнего – среднего пурбека Северо-Западной Германии (Elstner, Mutterlose, 1996), нижнего пурбека Франции (Colin, Oertli, 1985) и верхнеюрских – нижнемеловых отложений Забайкалья (Практическое руководство, 1999); *C. tortuosa*, установленный в нижневолжском подъярусе Волго-Уральской области (Любимова, 1955). Многие виды комплекса, продолжающие свое существование в берриасе, обнаружены ранее в титоне(?) формации Клентниц Чехии (Pokorný, 1973), берриасе – нижнем валанжине Центрального Крыма (Нил, 1966; Берриас., 2012), Англии (Neale, 1962), Франции (Donze, 1965), Польши (Kubiatowich, 1983), Северного Кавказа (Колпенская, 2000). Таким образом, остракоды не дают четкого указания на возраст, только два вида характерны для верхнеюрских отложений, остальные встречаются в берриасе – нижнем валанжине. Для этой части разреза выделены слои с *Cytherella tortuosa* (Берриас., 2012) (рис., табл.).

Во втором комплексе из низов берриаса (зона *jacobi*) установлены представители 16 семейств. Наряду с 13 видами, унаследованными из первого комплекса, появляется большое количество новых. Всего определен 61 вид, принадлежащих 31 роду, а также более тридцати как gen. sp. Характерные виды комплекса: *Cytherella lubimovae*, *Cytherelloidea flexuosa*, *Eucytherura trinodosa*, *Raymoorea peculiaris*, *Costacythere foveata*, *Protocythere revili*, *Palaeocythereidella teres*, *Clitocytheridea paralubrica*, *Phodecythere eucretacea*, *Tethysia chabrensis*. Большинство видов известно из берриас-готеривских отложений Крыма, Кавказа, Англии, Франции, Польши. Виды *C. lubimovae*, *C. flexuosa*, *C. foveata* описаны из берриасских отложений Центрального Крыма (Нил, 1966; Тесакова, Раченская, 1996), *R. peculiaris* впервые обнаружен в отложениях берриаса – основания валанжина стратоти-

ической местности берриаса (Donze, 1965; Neale, 1967). Нами этот вид установлен в средней части берриаса Юго-Западного Крыма. Вид *Pr. revilli* описан из нижнего берриаса Франции (Donze, 1975), *P. teres* обнаружен в берриасских отложениях Англии и является видом-индексом зоны верхней части берриаса (Neale, 1962). Вид *T. chabrensis* известен из берриаса Туниса и валанжина Франции (Donze, 1975), *C. cf. krimensis*, *Cl. paralubrica* и *Ph. eucretacea* – из берриаса Северного Кавказа (Колпенская, 2000). По характерному для нижнеберриасских отложений и встреченному только в этой части разреза виду *Protocythere revilli* выделены одноименные слои (Берриас..., 2012).

Третий комплекс остракод (верхи берриаса – низы валанжина, зоны *boissieri* и *pertransiens?*). Исследование в 2014 году в «Заводской балке» новых частей разреза позволило расширить объем и характеристику выделенных ранее слоев с *Robsoniella obovata* (Берриас., 2012). Изученные остракоды относятся к 19 семействам (определенено 58 видов 27 родов, из них четыре как gen. sp.). Для комплекса характерно присутствие представителей родов *Robsoniella*, *Sigillium*, разнообразных и многочисленных *Bairdia*, что отмечала Л.П. Раченская (1970) при изучении берриасских – валанжинских остракод Восточного Крыма. Вслед за ней нами обнаружены виды *Robsoniella longa*, *R. minima*, *Sigillium procerum*, *Loxoella variealveolata*, а также *P. cf. pertuisi* и *Eucytherura ardescae*. Дополняют характерный комплекс *Robsoniella obovata* и *Bairdia major*. Большинство видов известно преимущественно из нижнемеловых отложений (берриаса – апта) Крыма, Кавказа, Средней Азии, Англии, Франции, Германии. Комплекс имеет наибольшее сходство с комплексом остракод из титона(?) Чехии (Pokorný, 1973) – 13 родов и 6 видов (*Cytherella crassivalvis*, *Cytherelloidea aff. mandelstami*, *Eucytherura soror*, *E. trinodosa*, *Metacytheropteron* sp. A, *Quasigermanites bicarinatus moravicus*), из стратотипа берриаса (Neale, 1967) – 10 родов и 2 вида (*Bairdia major*, *Acroclythere alexandrae*), из берриаса Северного Кавказа (Колпенская, 2000) – 7 родов и 3 вида (*Cytherella cf. krimensis*, *Cytherelloidea mandelstami*, *Acroclythere alexandrae*). В целом сообщество остракод «Заводской балки» близко к средне-позднеберриасским – валанжинским комплексам. На основании новых по-

пученных данных предлагается в этой части разреза выделить слои с *Robsoniella obovata*-*Robsoniella longa* (взамен старого названия) (Аркадьев и др., в печати).

Центральный и Юго-Западный Крым. Изученные остракоды относятся к 16 семействам (установлен 91 вид 35 родов). Выделено два комплекса остракод. В нижнем (средняя часть берриаса, зона *occitanica*) встреченено 70 видов 30 родов. Из них наиболее характерны и многочисленны *Cytherella dubimovae*, *C. krimensis*, *Costacythere khiamii*, *C. foveata*, *Hechticythere belbekensis*, а также виды *Paracypris aff. parallela*, *Cypridea funduklensis*, *Eucytherura* sp. 1, *E.* sp. 2, *Metacytheropteron* sp. A, *?Fuhrbergiella* sp., *Acrocythere* aff. *hauteriviana*, *Costacythere andreevi*, *Cythereis* sp. B, *Quasigermanites bicarinatus moravicus*, *Schuleridea* ex gr. *juddi*. Для этой части разреза выделены слои с *Costacythere khiamii-Hechticythere belbekensis*. Название слоев дано по совместной встречаемости характерных видов-индексов и многочисленности *Costacythere khiamii*.

Во втором комплексе (верхняя часть берриаса, зона *boissieri*) установлено 65 видов 28 родов остракод. Здесь многочисленны виды *Cytherella lubimovae*, *C. krimensis*, *C. fragilis*, *Cytherelloidea flexuosa*, *C. mandelstami*, *Costacythere drushchitzi*, *Reticythere marfenini*. Характерными видами являются *Bairdia menneri*, *B. kuznetsovae*, *Bythoceratina ex gr. variabilis*, *Eucytherura ardescae*, *Neocythere pyrena*, *N. dispar*, *Acrocythere diversa*. Многие виды переходят из нижележащих слоев (общих 32 вида 23 родов), впервые появляются 32 вида 20 родов. Для этой части разреза выделены слои с *Costacythere drushchitzi*-*Reticythere marfenini* (многочисленные и совместно встречающиеся виды).

Изученные виды остракод преимущественно известны из нижнемеловых отложений (берриаса – готерива) Крыма, Кавказа, Средней Азии, Англии, Франции, Германии, Польши. Наибольшее родовое сходство обнаруживается с комплексом остракод стратотипа берриаса (Neale, 1967) – общих 13 родов и 2 вида (*Acrocystere alexandrae*, *Schuleridea iuddi*). Видовое сходство устанавливается с берриасским комплексом из разреза по р. Урух на Северном Кавказе (Колпенская, 2000) – 10 общих родов и 7 видов (*Cytherella* cf. *krimensis*, *Cytherelloidea mandelstami*, *Neocythere*

Б е п п и а с		Б е п п и а с		Б е п п и а с		Б е п п и а с	
Средиземноморский стадиар (Geyssant, 1997; Reboullet et al., 2014)	Горный Крым (Берриас., 2012; Аркальев и др., 2015)	Средняя Азия (Практ.рук., 1999)	С.Кавказ, р.Урух (Колленская и др., 2000)	Юго-Зап. Крым (Берриас., 2012)	Центральный Крым (Аркальев и др., 2015)	Вост. Крым (Берриас., 2012 с доп.)	
Б а т а р х	Б а т а р х	Б а т а р х	Б а т а р х	Б а т а р х	Б а т а р х	Б а т а р х	Б а т а р х
Б и н к и н и	Б и н к и н и	Б и н к и н и	Б и н к и н и	Б и н к и н и	Б и н к и н и	Б и н к и н и	Б и н к и н и
Subthurnanina boissieri T. pertransiens	Subthurnanina occitanica T. pertransiens	Subthurnanina boissieri T. pertransiens	Subthurnanina occitanica T. pertransiens	Subthurnanina occitanica T. pertransiens	Subthurnanina occitanica T. pertransiens	Subthurnanina occitanica T. pertransiens	Subthurnanina occitanica T. pertransiens
Th. otopeta Tl. alpiliensis	Bari. ?	Bari. ?	Bari. ?	Bari. ?	Bari. ?	Bari. ?	Bari. ?
Berriasella picteti	Berriasella callisto ?	Berriasella callisto ?	Berriasella callisto ?	Berriasella callisto ?	Berriasella callisto ?	Berriasella callisto ?	Berriasella callisto ?
Fauveliella boissieri	Quasihermanites sp. Cytherelloidea sp.	Quasihermanites sp. Cytherelloidea sp.	Hechitythere kavkensis ?	Hechitythere kavkensis ?	Costacythere drushchizi - Reticithere marietini	Robsoniella obovata - Robsoniella longa	Protocythere revilli
Riasanites classicostatum	Symplythyris arguinensis	Symplythyris arguinensis	?	?	?	?	?
Mallosiceras paramimonium	Neocosmoceras euthymi	Neocosmoceras euthymi	?	?	?	?	?
Dalmasiceras dalmasi	Dalmasiceras tauricum	Dalmasiceras tauricum	Protocythere praetriplicata - Neocythere dispar - Costacythere granifera mangischakensis	Protocythere praetriplicata - Neocythere dispar - Costacythere granifera mangischakensis	Costacythere meseznikovi	Costacythere khiamii - Hechitythere belbekensis	Costacythere khiamii - Hechitythere belbekensis
Subthurnanina subalpina	Titirovelia occitanica ?	Titirovelia occitanica ?	?	?	?	?	?
Berriasella jacobi	Pseudosubplanites grandis Berriasella jacobi	Pseudosubplanites grandis Berriasella jacobi	Klentnicella sp.	Klentnicella sp.	?	?	?
Durangites	?	?	?	?	?	?	?
Microcanthum	Oloriziceras cf. schneidi	Oloriziceras cf. schneidi	?	?	?	?	?

Рис. 1. Схема сопоставления слоев с остракодами, выделенных в изученных разрезах титон-берриасских отложений Горного Крыма с биостратонами прилегающих и отдаленных территорий.

pyrena, *Costacythere druzhchitzi*, *Hechticythere belbekensis*, *Acrocythere alexandrae*, *Schuleridea aff. juddi*). Однако провести точную корреляцию выделенных нами слоев с остракодами Центрального Крыма с аналогичными биостратонами урухского разреза не удается.

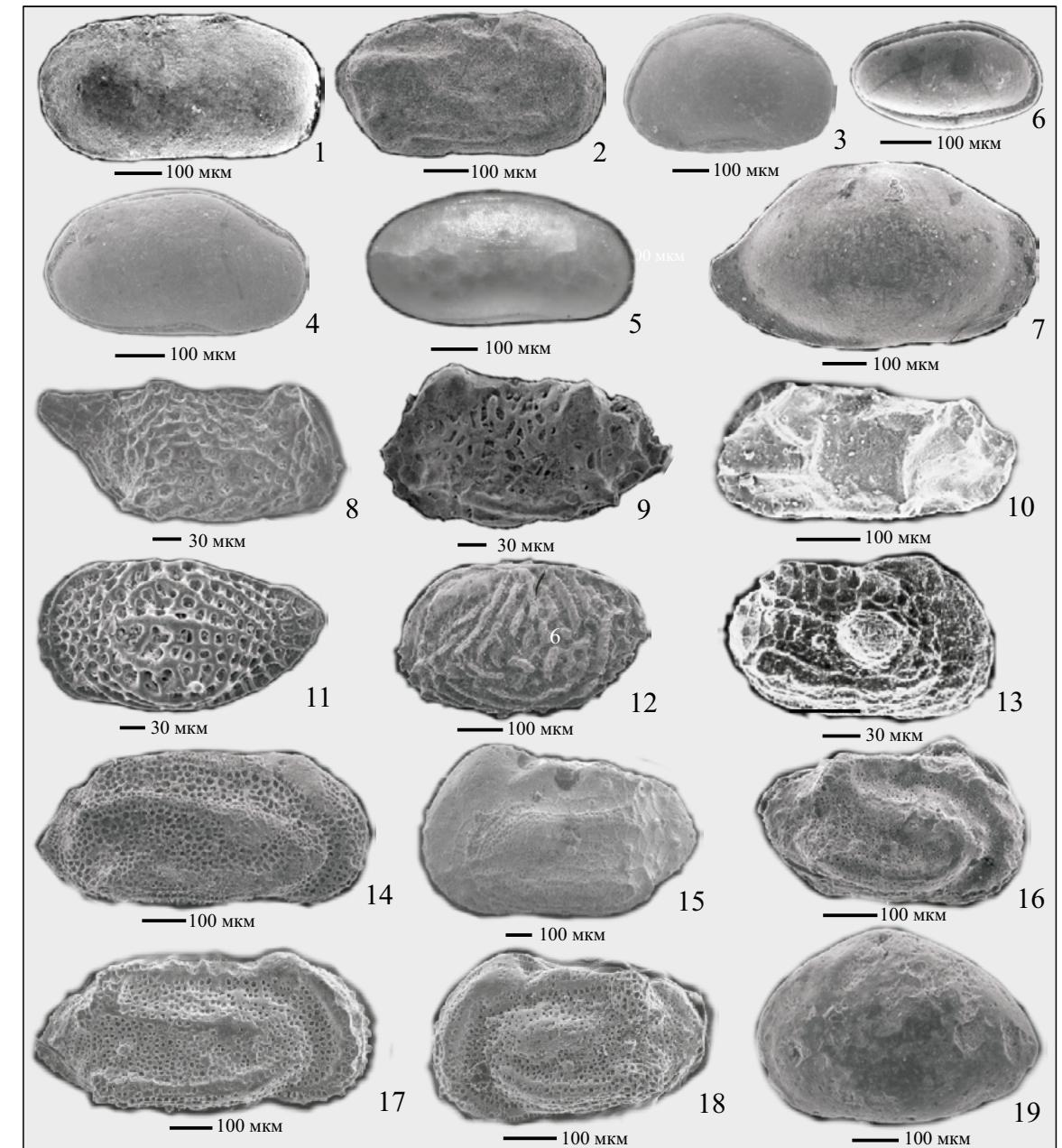
В результате изучения автором остракод Горного Крыма расширена палеонтологическая характеристика титон-берриасских отложений, установлены характерные комплексы, выделены биостратиграфические подразделения в ранге слоев с фауной для Восточного,

Центрального и Юго-Западного Крыма (рис. 1, табл. 1). Большинство встреченных видов известны из нижнемеловых отложений (берриас–готерив) Крыма, Кавказа, Средней Азии, Англии, Франции, Германии и из титона? Чехии. Таксономическое разнообразие изученных нами ассоциаций остракод существенно богаче известных одновозрастных комплексов других регионов, из-за чего их прямое сопоставление бывает затруднено. Берриасские комплексы Горного Крыма наиболее близки к таковым из разреза р. Урух Северного Кавказа.

Таблица I.

1 – Восточный Крым, Двуякорная бухта, зона *durangites*; 10, 13 – Восточный Крым, мыс Св. Ильи, зона *jacobi*; 2, 9, 12, 14, 16, 19 – Юго-Западный Крым, Кабаний лог, р. Бельбек, зона *occitanica*, подзона *tauricum*; 3-8, 11 – Восточный Крым, Заводская балка, зона *boissieri*; 15 – Центральный Крым, пос. Балки, зона *occitanica*, подзона *tauricum*; 17, 18 – Центральный Крым, пос. Межгорье, р. Бурульча, зона *boissieri*.

1. *Cytherella tortuosa* Lueb., экз. 172/13220, левая створка; 2. *Cytherelliodea mandelstami* Neale, экз. 179/13220, правая створка; 3. *Robsoniella minima* Kuzn., экз. 183/13220, раковина справа; 4. *R. obovata* Kuzn., экз. 180/13220, раковина справа; 5. *R. longa* Kuzn., обр. 3032-6а, раковина справа; 6. *Sigillium procerum* Kuzn., экз. 184/13220, раковина справа; 7. *Bairdia kuznetsovae* Tes. et Rach., экз. 185/13220, раковина справа; 8. *Eucytherura ardescae* Donze, обр. 8-1-3, правая створка; 9. *E. soror* Pok., обр. 9-1, левая створка; 10. *Reymoorea peculiaris* (Donze), экз. 206/13220, левая створка; 11. *Loxoella variealveolata* Kuzn., экз. 210/13220, левая створка; 12. *Neocythere dispar* Donze, экз. 213/13220, раковина слева; 13. *Protocythere revili* Donze, экз. 220/13220, правая створка; 14. *Hechticythere belbekensis* Tes. et Rach., экз. 225/13220, правая створка; 15. *Costacythere khiamii* Tes. et Rach., экз. 238/13220, левая створка; 16. *Reticythere marfenini* (Tes. et Rach.), экз. 221/13220, раковина справа; 17. *Costacythere druzhchitzi* (Neale), экз. 230/13220, правая створка, самец; 18. *C. druzhchitzi* (Neale), экз. 231/13220, левая створка, самка; 19. *Schuleridea aff. juddi* Neale, экз. 247/13220, левая створка.



ЛИТЕРАТУРА

- Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И. и др. Новые данные по биостратиграфии, магнитостратиграфии и седиментологии берриасских отложений Белогорского района Центрального Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, №2. С. 43-80.
- Аркадьев В.В., Гужиков А.Ю., Савельева Ю.Н. и др. Новые данные по био- и магнитостратиграфии разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) // Вестник Санкт-Петербургского университета (в печати).
- Берриас Горного Крыма. СПб.: ЛЕМА, 2012. 472 с.
- Колпенская Н.Н. Остракоды // Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 2. СПб.: ВНИГРИ, 2000. С. 115-129.
- Любимова П.С. Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Труды ВНИГРИ. 1955. Вып. 84. 190 с.
- Манушкина А.В., Тесакова Е.М., Янин Б.Т. Стратиграфическое распространение остракод в берриасских отложениях Центрального Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ульяновск: Ульяновский государственный ун-т, 2010. С. 321-322.
- Нил Дж.В. Остракоды из нижнего валанжина Центрального Крыма // Палеонтологический журнал. 1966. №1. С.87-100.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П. Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма. Киев: Институт геологических наук, 1991. 38 с.
- Практическое руководство по микрофауне. Т. 7. Остракоды мезозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 244 с.
- Раченская Л.П. Остракоды берриаса и валанжина Крыма // Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1970. 30 с.
- Савельева Ю.Н., Шурекова О.В. Остракоды и диноцисты из пограничных титон-берриасских отложений Восточного Крыма (бассейн р. Тонас) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 197-199.
- Тесакова Е.М., Раченская Л.П. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) рода *Costacythere Gründel* из берриаса Центрального Крыма // Палеонтологический журнал. 1996. №3. С. 62-68.
- Colin J.P., Oertli H.J. Purbeckien // Atlas des ostracodes de France (Paléozoïque-actuel) // Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine. Mémoire. 1985. №9. Р. 147-159.
- Donze P. Espèces nouvelles d'ostracodes des couches de base du Valanginien de Berrias (Ardèche) // Travaux du Laboratoire de géologie de la Faculté des sciences de l'Université de Lyon. 1965. N. S., №12. Р. 87-107.
- Donze P. Espèces nouvelles d'ostracodes du genre *Protocythere* Triebel, 1938, dans le Berriasien du Sud-Est de la France. Répartition stratigraphique // Revista española de micropaleontología. 1975. Numero especial. Р. 97-106.
- Elstner F., Mutterlose J. The Lower Cretaceous (Berriasiian and Valanginian) in NW Germany // Cretaceous research. 1996. V. 17, №1. Р. 119-133.
- Kubiatowicz W. Upper Jurassic and Neocomian ostracodes from Central Poland // Acta geologica polonica. 1983. V. 33, №1-4. Р. 1-72.
- Neale J.W. Ostracoda from the Speeton Clay (Lower Cretaceous) of Yorkshire // Micropaleontology. 1962. V. 8, №4. Р. 425-484.
- Neale J.W. Ostracodes from the type Berriasiian (Cretaceous) of Berrias (Ardèche, France) and their significance // Essays in paleontology and stratigraphy // University of Kansas paleontological contributions. Special publications. 1967. №2. Р. 539-569.
- Pokorný V. The Ostracoda of the Klentnice Formation (Tithonian?) Czechoslovakia // Rozpravy Ustředního učstavu geologického. 1973. Roč. 40. Р. 1-107.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И БИОРАЗНООБРАЗИЕ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В СЕНОМАН-ТУРОНСКОМ ВРЕМЕННОМ ИНТЕРВАЛЕ

Е.А. Соколова

Институт океанологии РАН, Москва, Россия; e-mail: sokolova@ocean.ru

CLIMATIC ZONATION AND BIODIVERSITY OF PLANKTONIC FORAMINIFERA IN CENOMANIAN-TURONIAN TIME INTERVAL

E.A. Sokolova

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: sokolova@ocean.ru

Позднемеловая эпоха была богата разнообразными событиями. Как свидетельствуют палеоокеанологические данные, полученные в ходе анализа осадков кернов глубоководного бурения (Берггрен, Ван Кауверинг, 1986; Initial reports..., 1969-1996), это было время довольно активных тектонических движений. Для определенных этапов позднемеловой эпохи были свойственны экстремальные климатические состояния океанической среды (Соколова, 2008), которые чередовались с промежуточными, спокойными интервалами. Танатоценозы раковин планктонных фораминифер (ПФ) являются замечательными индикаторами, позволяющими выявить периоды экологических кризисов, происходящих в позднемеловую эпоху. Чувствительность определенного вида ПФ к тем или иным условиям среды не меняется за все время существования вида; при установлении оптимальных условий вид увеличивает свою численность, при ухудшении – сокращает или полностью вымирает. Виды, обитающие в сходных климатических условиях, имеют сходные ареалы распространения. Раковины этих видов встречаются совместно в океанических осадках, которые сформировались в течение единых климатических этапов. Это позволяет, в соответствии с методикой палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций (Блюм, Соколова, 1987; Оськина и др., 1982; Соколова, 1998), объединить виды в климатические группы. Для выделения этих групп главными критериями является положение районов максимальной концентрации их раковин. Танатоценозы ПФ состоят из представителей разных климатических групп. В танатоценозах одного и того же типа соотношения этих климатических групп приблизительно одинаковы. Районы с различными типами танатоценозов являются разными климатическими зонами океана, соответствующими разным типам водных масс. Дальнейшее исследование показало, что даже в пределах одной климатической группы, районы максимального обилия раковин разных видов несколько смещаются по отношению к экватору. Это позволило расположить виды ПФ в климатический ряд от самого теплого к самому холодноводному. Положение каждого вида в этом ряду не меняется с момента появления до времени его полного исчезновения. В настоящей работе рассматриваются три временных среза, соответствующих по стратиграфической шкале (Robaszynski, Caron, 1995) позднему сеноману (основание фазы *Whiteinella archaeocretacea*), началу раннего турона (верх фазы *Whiteinella archaeocretacea*) и концу раннего турона (фаза *Helvetoglobotruncana helvetica*). Из этих возрастных интервалов автором было изучено 540 образцов из кернов скважин глубоководного бурения в Мировом океане и 30 образцов из двух разрезов Австралии. Помимо собственных данных рассматривались комплексы ПФ

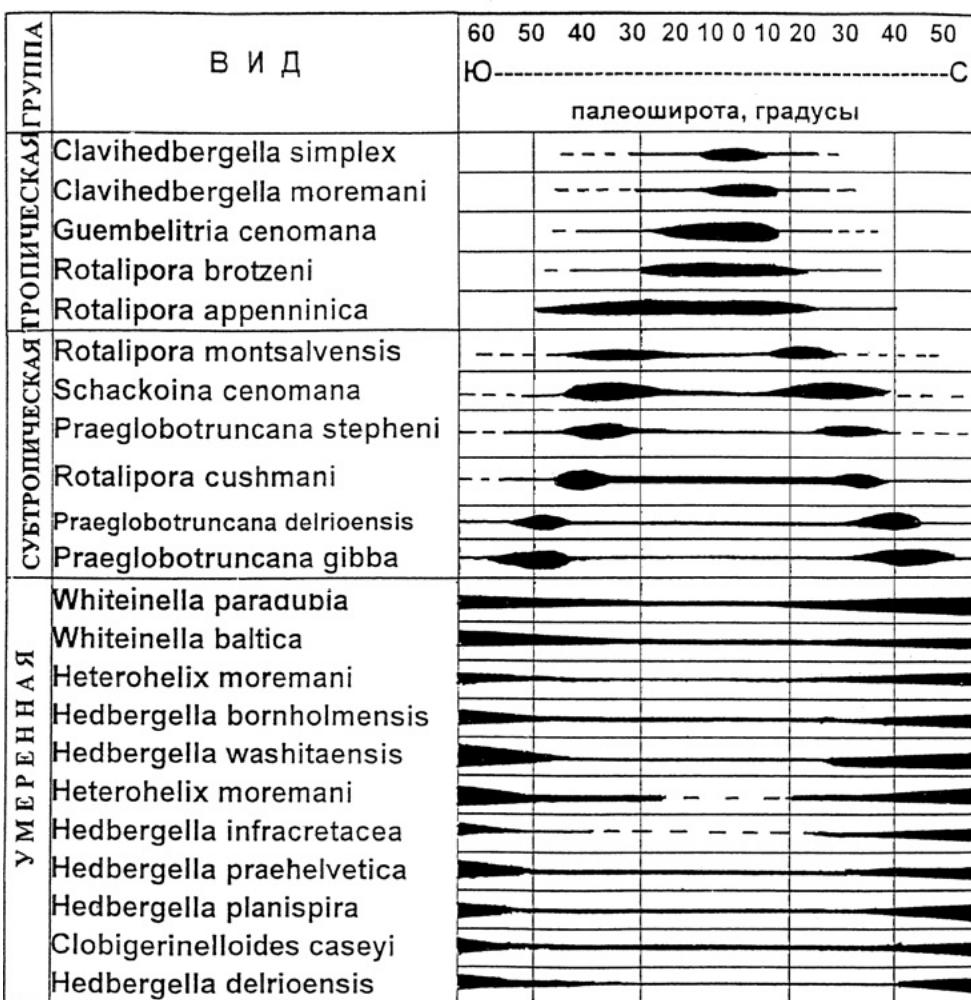


Рис. 1. Климатические группировки видов в позднем сеномане.

Рис. 2. Климатическая зональность в позднем сеномане.

1 – скважины глубоководного бурения; 2, 3 – разрезы и скважины, описанные на территории современных континентов (2 – изученные автором, 3 – представленные по литературным данным); 4 – границы современных континентов; 5 – границы континентов в меловом периоде; 6 – границы шельфа; 7, 8 – границы климатических зон: 7 – достоверные, 8 – гипотетические; 9–13 – климатические зоны (9 – австралийская, 10 – бореальная, 11 – теплоавстралийская, 12 – промежуточная, 13 – тетическая); 14 – палеотемпературы по литературным данным.

Рис. 3. Климатическая зональность в начале раннего турона. Условные обозначения см. на рис. 2.

Рис. 2.

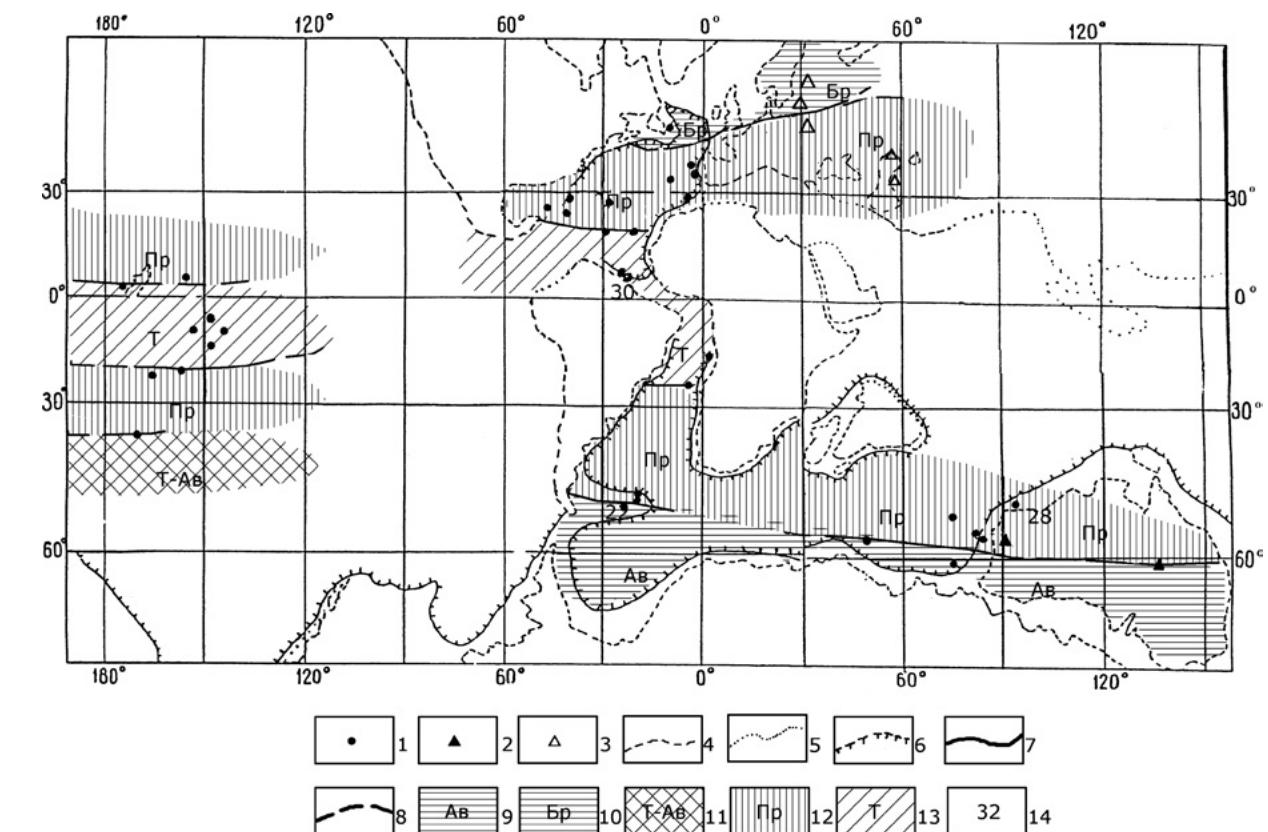
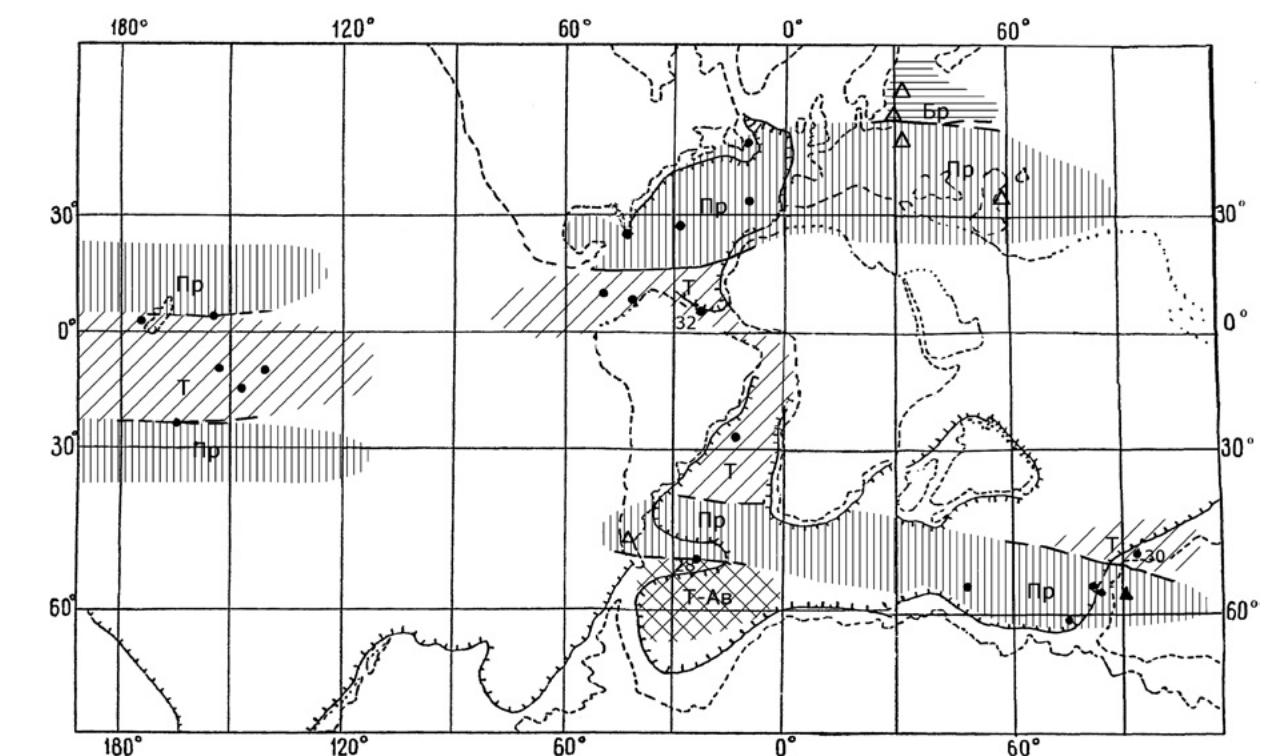


Рис. 3.



из ряда разрезов морских отложений Польши (Peryt, 1980), Мангышлака и Прикаспия (Найдин и др., 1993). Кроме того, использовались опубликованные оценки палеотемператур, полученные в результате изотопно-кислородного анализа (Clarke, Jenkyns, 1999; Hart, 2000; Huber et al., 2002; Petrizzo, 2002; Wilson et al., 2002).

Для каждого изученного временного среза был построен климатический ряд ПФ и выделено 5 основных биполярных климатических зон: тетическая, промежуточные северная и южная, австральная и бореальная.

Анализ карт климатической зональности

Выделенные климатические зоны существовали в течение всего изучаемого возрастного интервала. Однако их размеры и очертания границ постоянно менялись.

Конец сеномана характеризуется относительно тепловодными условиями. Завершается вымирание однокилевых сеноманских роталипорид. Этот процесс связывают с широким развитием в океанических и даже в некоторых эпиконтинентальных бассейнах «оceanического бескислородного события (ОАЕ2)», которое произошло на рубеже сеноманского и туронского веков. Климатическому ряду, построенному для этого временного интервала, присущи черты, характерные для большинства климатических рядов позднемеловой эпохи (рис. 1). Чисто австральный тип танатоценоза обнаружен только в южной части Фолклендского плато и вскрыт одной скважиной в Индийском океане (рис. 2). Северная граница австральной зоны проходит в Индийском океане в районе 60° ю.ш. (здесь и далее имеются в виду палеошироты), а в Атлантическом – на широте 50° ю.ш. В Северном полушарии бореальный тип танатоценоза представлен только в разрезах Польши и вскрыт одной скважиной в Атлантическом океане. Южная граница бореальной зоны проходит в районе 40° с.ш. В Тихом океане австральная и бореальная зоны не выявлены. Они, вероятно, существовали, но микропалеонтологически охарактеризованные верхнемеловые отложения в этом регионе вскрыты только в акватории от 35° ю.ш. до 10° с.ш. Южная промежуточная зона простирается в Атлантическом океане от 50° до 20° ю.ш., а в Тихом океане она занимает акваторию от 35° до 20° ю.ш. Северная промежуточная зона

располагается в Атлантическом океане от 40° до 20° с.ш. В Тихом океане её южная граница проходит в районе 5° с.ш. Промежуточный тип танатоценоза представлен также в разрезах Мангышлака и Прикаспия. Тетическая зона в Атлантическом океане занимает акваторию от 20° ю.ш. до 20° с.ш., а в Тихом – от 20° ю.ш. до 5° ю.ш.

В начале раннего турона климатические условия резко меняются по всей акватории океана. Биота ПФ отвечает на эту кризисную ситуацию резким изменением своего состава. 20 широко распространенных в сеномане видов ПФ полностью вымирают, а 16 туронских видов начинают свое существование. Появились и достигли расцвета многочисленные виды рода *Marginotruncana*. Облик климатического ряда резко изменился: районы максимальной концентрации раковин субтропической группы сместились к полюсам на 20°, виды умеренной группы повсеместно представлены как единичные, а ареалы тропических видов расширились, заняв акваторию от 60° ю.ш. до 40° с.ш. Изменяются размеры климатических зон, а их границы смещаются к полюсам (рис. 3). Переходный теплоавстральный тип танатоценоза представлен только в южной части Фолкландского плато, а boreальный намечается исключительно в разрезах Польши. Южная промежуточная зона значительно смещается к югу. В Индийском океане ее северная граница проходит в районе 50° ю.ш., в Атлантическом океане – в районе 40° ю.ш., а в Тихом океане эта граница смещается к 25° ю.ш. Южная граница северной промежуточной зоны проходит в Атлантическом океане в районе 20° с.ш., в Тихом океане – в районе 8° с.ш. Тетическая зона расширяется, занимая в Атлантическом океане пространство от 40° ю.ш. до 20° с.ш., а в Тихом – от 25° ю.ш. до 8° ю.ш.

В конце раннего турона природная обстановка в океане продолжают резко меняться. Для многих ПФ, в основном представителей умеренной группы (Соколова, 2005), условия становятся крайне не благоприятными, вследствие чего, их виды сокращают свою численность или полностью вымирают. Зато виды рода *Marginotuncana*. и другие представители тропической группы увеличивают свою численность и расширяют ареалы распространения. Расположение климатических зон продолжает изменяться (рис. 4). Бореальная зона едва намечалась в районе Польши. Промежуточная

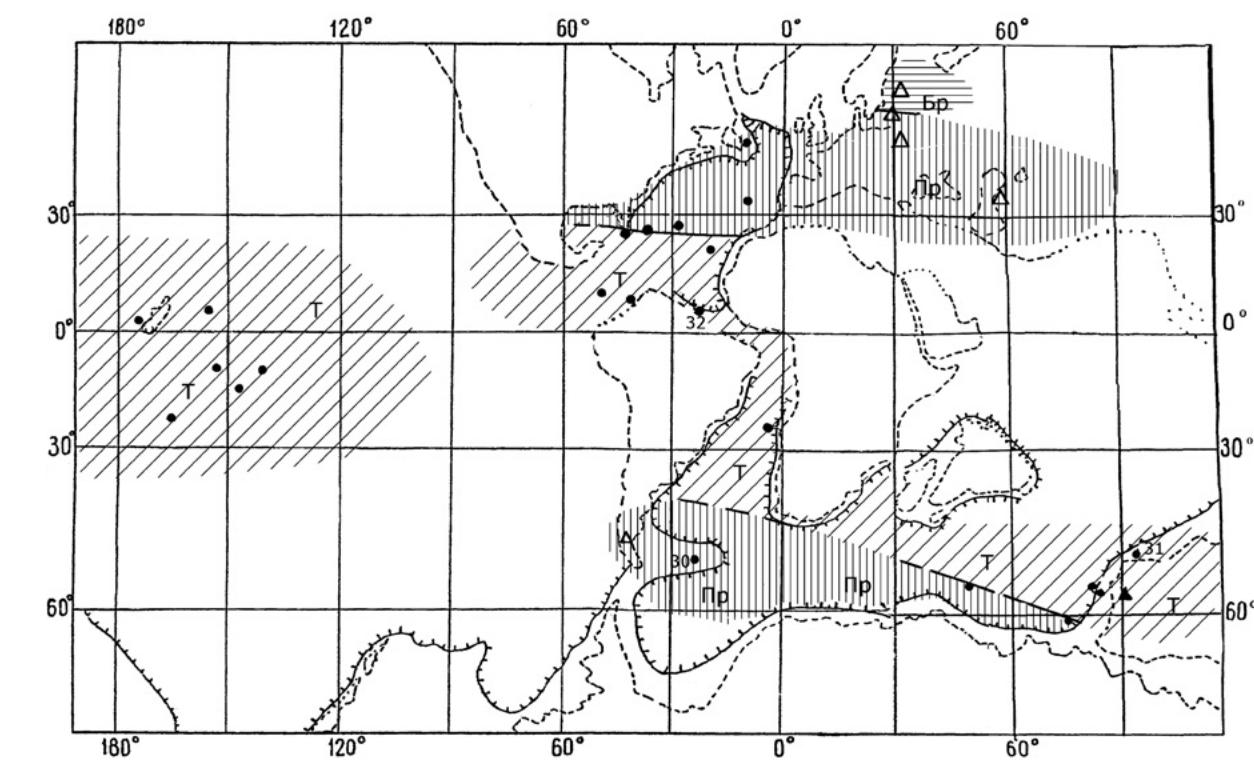


Рис. 4. Климатическая зональность в конце раннего турона. Условные обозначения см. на рис. 2.

зона в Северном полушарии расположилась Атлантическом океане от 45° до 25° с.ш. Кроме того она отмечена в районе Мангышлака и Прикаспия. В Южном полушарии промежуточный тип танатоценоза был развит только на Фолклендском плато. Все остальное пространство в Атлантическом океане от 25° с.ш. до 45° ю.ш. занимала тетическая зона. В Индийском океане она доходила до 60° ю.ш. Отложения нижнего турона, вскрытые скважинами 260, 762, 763 и австралийским разрезом Карнарвон отличаются необыкновенным для столь высоких широт видовым и родовым разнообразием ПФ. Там доминируют тропические виды родов *Marginotruncana* и *Dicarinella*. Виды умеренной группы составляют не более 10%. Это свидетельствует о принадлежности данного комплекса к тетическому типу танатоценоза. Несколько южней (скважины 258, 750) в Индийском океане был развит переходный тип танатоценоза, обогащенный единичными раковинами видов умеренной группы. Именно через эти точки проводилась южная граница

тетической зоны. Все это позволяет предположить, что рассматриваемый регион находился под влиянием теплого течения, и что Австралийский континент занимал в туронское время именно то положение, которое предполагают мобилистические реконструкции (Зоненшайн и др., 1984; Scotese et. al., 1988; Scotese, 1991). Ни в одном из изученных нами ранее меловых срезах тетические танатоценозы не были замечены в столь высоких широтах. В Тихом океане по всей изученной акватории распространен тетический танатоценоз, состоящий на 80% из видов тропической и субтропической групп. Нижнетуронские отложения, вскрытые в центральной части Тихого океана, содержат раковины видов *Marginotruncana schneegansi* (Sigal), *M. renzi* (Gandolfi), *M. undulata* (Lehmann) и *M. marginata* (Douglas).

На основе анализа фактического материала и изучения литературных данных можно сделать следующий вывод. В начале турона наступило резкое потепление и, вероятно, произошли другие глобальные изменения ус-

ловий окружающей среды, которые повлекли за собой изменения характеристик типов водных масс в океане и, как следствие, смену систематического состава ПФ. Произошло массовое вымирание ПФ на родовом уровне.

В теплых однородных водных массах раннего турона зародились и начали бурно эволюционировать новые роды ПФ. Таким образом, смена климатического режима повлекла за собой биотический кризис.

ЛИТЕРАТУРА

- Берггрен У.А., Ван Кауверинг Д. А Катастрофы и история Земли: новый униформизм. М.: Мир, 1986. 471 с.
- Блюм Н.С., Соколова Е.А. Климатическая зональность Тихого океана в миоцене по данным анализа комплексов планктонных фораминифер // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 116-130.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 лет // Геотектоника. 1984. №3. С. 3-16.
- Найдин Д.П., Беньяновский В.Н., Копаевич Л.Ф. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во МГУ, 1993. 137 с.
- Оськина Н.С., Иванова Е.В., Блюм Н.С. Климатическая зональность Атлантического, Индийского и Тихого океанов в плиоцене // Доклады Академии наук СССР. 1982. Т. 264, №2. С. 400-407.
- Соколова Е.А. Диссертация «Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихта) по планктонным фораминиферам». М.: ВИНИТИ, 1998. 195 с.
- Соколова Е.А. Методика реконструкции палеоклиматических условий позднего мела на примере океанических разрезов и некоторых эпиконтинентальных бассейнах Северного полушария по планктонным фораминиферам // Биостратиграфические критерии расчленения и корреляции отложений фанерозоя Украины. Киев: Ин-т геологических наук НАН Украины, 2005. С. 106-111.
- Соколова Е.А. Переломные рубежи в развитии позднемеловой биоты планктонных фораминифер // Биостратиграфічні основи побудови тратиграфічних схем фанерозою України. Київ: Інститут геологічних наук НАН України, 2008. С. 391-396.
- Clarke L.J., Jenkyns H.C. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere // Geology. 1999. V. 27, №8. P. 699-702.
- Hart M.B. Climatic modeling in the Cretaceous using the distribution of planktonic Foraminiferida // Climates: past and present // Geological Society special publications. 2000. №181. P. 33-41.
- Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. 2002. V. 30, №2. P. 123-126.
- Initial reports of the deep-sea drilling project. Washington: 1969-1996. Vols. 5-151.
- Peryt D. Planktic Foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. Palaeontologica polonica. 1980. №41. P. 3-101.
- Petrizzi M.R. Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau // Marine micropaleontology. 2002. V. 45, №2. P.117-150.
- Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bulletin de la Société géologique de France. 1995. V. 166, №6. P. 681-692.
- Scotese C. R., Gahagan L. M., Larson R. L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 27-48.
- Scotese C. R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. 1991. V. 87. P. 493-501.
- Wilson P.A., Cooper M.J. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerare Rise // Geology. 2002. V. 30, №7. P. 607-610.

ЗУБЫ АКУЛ РОДА SPHENODUS (ORTHACODONTIDAE) ИЗ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Ф.А. Триколиди¹, А.И. Тищенко²

1- Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: mtetradi@mail.ru

2-Таврическая академия КФУ, Симферополь, Россия; e-mail: TischenkoAlex@rambler.ru

TEETH OF THE SHARKS SPHENODUS (ORTHACODONTIDAE) FROM THE CRETACEOUS OF THE CRIMEA

F.A. Trikolidi¹, A.I. Tischenko²

1-Karpinsky All-Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia;
e-mail: mtetradi@mail.ru

2-Taurida National University, Simferopol, Russia; e-mail: TischenkoAlex@rambler.ru

Первое упоминание о роде *Sphenodus* из мезозойских отложений Крыма принадлежит О.Ф. Ретовскому (Retowski, 1893), который описал зуб из берриасских отложений близ Феодосии. Л.С. Гликман (1980) указал один зуб *Sphenodus* из валанжина и шесть зубов из баррем-апта бассейна р. Качи.

Начиная с 1999 года, авторами собрано 47 зубов, относящихся к роду *Sphenodus*. Также зубы очень хорошей сохранности были любезно переданы в разные годы авторам Л.Ф. Копаевич (МГУ), В.В. Аркадьевым (СПбГУ), И.В. Новиковым (ПИН РАН) и Ю.Н. Савельевой (ФГУ НПП «Геологоразведка»).

Большая часть зубов происходит из среднего апта местонахождения в пос. Марьино, где собрано порядка 30 зубов (табл. I, фиг. 5). Один зуб хорошей сохранности обнаружен в отложениях валанжина в основании разреза г. Резаная (с. Верхоречье, бассейн р. Кача) (табл. I, фиг. 1). Целый зуб с хорошо сохранившимся корнем происходит из отложений берриаса (овраг Тас-Кор, г. Чатыр-Даг) (табл. I, фиг. 3). Зубы без корня встречены в меловых отложениях различного возраста: известняки баррема в основании г. Белая бассейна р. Кача (табл. I, фиг. 2, 10), глины верхнего готерива в местонахождении «Сбросовый лог» бассейна

р. Бельбек (табл. I, фиг. 6, 7, 8), отложения сеномана (?) бассейна р. Кача (табл. I, фиг. 4), глины среднего апта разреза г. Красная, пос. Партизанское (бассейн р. Альма) (табл. I, фиг. 9). Все зубы, приведенные в таблице I, по морфологии коронки могут быть разделены на три типа:

1) Асимметричное сечение в центральной части коронки, симметричное в основании, и почти параллельные режущие кромки.

2) Симметричное сечение в центральной части коронки, и режущие кромки, постепенно сходящиеся к острому углу в вершине коронки.

3) Асимметричные сечения по всей высоте коронки.

Зуб *Sphenodus* sp. (тип 2) из берриаса (табл. I, фиг. 3) очень близок по морфологии к нижнемеловым зубам, описанным Ж. Бемо (Beaumont, 1960) как *Orthacodus* cf. *sabaudianus*. Основным отличием является отсутствие четких борозд для сосудов на корне крымского зуба. Относительно меньшая ширина корня может быть связана с вариациями этого признака, в зависимости от местоположения зуба в челюсти. Валанжинский зуб *Sphenodus* sp. (тип 2) (табл. I, фиг. 1) по некоторым признакам морфологии корня сближается с юрскими зубами *Sphenodus nitidus*,

описанными в работе Р. Ботче и К. Дафина (Bottcher, Duffin, 2000). Однако имеются достаточно резкие отличия. У крымского зуба отсутствуют вакулярные борозды на сохранившейся части корня, и коронка зуба не повернута относительно корня. В выборке зубов акул *Sphenodus* sp. (тип 2) из апта Крыма (табл. I, фиг. 5) присутствуют зубы с S-образным изгибом как в лабиально-лингвальном, так и в мезиально-дистальном направлениях. Также имеются зубы с прямой и широкой коронкой. Подобные зубы позволяют выявить особенности озубления этих акул. Присутствуют зубы с целым корнем (табл. I, фиг. 5). На корнях хорошо видны вакулярные борозды как на лабиальной, так и на лингвальной поверхности корня (табл. I, фиг. 5а, 5в, 5г), что сближает эти зубы с юрскими *Sphenodus*.

Необычную коронку (тип 1) имеет зуб из сеномана (?) (табл. I, фиг. 4). Внешняя поверхность верхней половины коронки не выдается лабиально за плоскость, проходящую через режущие кромки. Также режущие кромки коронки почти параллельны друг другу по всей высоте коронки, и резко сходятся под острым углом в вершине коронки. В известной авторам литературе, посвященной сфенодусам, такой тип коронки не описан.

Интересный комплекс зубов акул *Sphenodus* sp. был обнаружен в верхнем готериве (табл. I, фиг. 6, 7, 8). Здесь вместе с зубами была обнаружена плакоидная чешуя этих акул (табл. I, фиг. 7). В этой выборке встречены зубы как с гладкой лабиальной поверхностью, так и с сильно ребристой. Причем сильно ребристыми являются некоторые из наиболее мелких зубов. Если сравнивать озубление этих акул с таковыми ламноидных акул *Archaeolamna* (Underwood, Cumbaa, 2010), то можно заключить, что зубы с ребристой поверхностью, по всей видимости, занимали заднебоковое и заднее положение. Это подтверждается еще и тем, что все относительно крупные зубы *Sphenodus* из этих отложений имеют гладкую лабиальную поверхность.

Из баррема в коллекции авторов имеется всего два зуба без корня (табл. I, фиг. 2, 10). Второй из них (табл. I, фиг. 10) на первый взгляд сложно отнести к роду *Sphenodus*. Однако в результате проведенной микротомографии (табл. I, фиг. 10г), где зубы, имеющие корень, служили в качестве эталонов для сравнения, было выяснено, что дентиновые

каналы имеют преимущественно параллельную краю коронки сеть. В результате зуб был отнесен к роду *Sphenodus* (Триколиди, Нилов, 2014). Данный зуб относится к типу 3. Сечения зуба показывают, что он наиболее близок к юрским зубам (Beaumont, 1960).

Зуб *Sphenodus* sp. из среднего апта (табл. I, фиг. 9) имеет хорошо выраженные режущие кромки, сходящиеся под острым углом в вершине коронки. Сечения данного экземпляра асимметричные по всей высоте коронки, соответственно он относится к типу 3. Имеется слабый S-образный изгиб коронки в лабио-лингвальном направлении, что сближает этот зуб с зубами из среднего апта (табл. I, фиг. 5). Как было отмечено выше, выборка зубов *Sphenodus* sp. из среднего апта позволяет делать некоторые выводы о строении озубления этих акул. В частности, два зуба имеют S-образный изгиб в мезиально-дистальном направлении. Такую особенность имеет второй верхний зуб у некоторых ламноидных акул (Applegate, Espinosa-Arrubarrena, 1996). Несколько зубов из этой выборки имеют сильный S-образный изгиб в лабио-лингвальном направлении, что определяет их позицию в озублении как первый или второй зуб нижней челюсти. На основании этого, можно с уверенностью сказать, что передняя часть озубления некоторых меловых *Sphenodus* была идентична некоторым ламноидным акулам, например, *Isurus Rafinesque*. Данное обстоятельство может свидетельствовать, во-первых, о том, что сфенодусы занимали такие же экологические ниши, как и ламноидные акулы. Во-вторых, есть основания предполагать, что сфенодусы (учитывая их конструкцию озубления) являются предками ламноидных акул (Гликман, 1957).

Надо сказать, что зубы акул *Sphenodus* встречаются во всех типах меловых пород Крыма. Учитывая то, что это одна из наименее изученных меловых групп акул, целенаправленные поиски зубов сфенодусов в меловых отложениях Крыма позволяют собрать большие выборки, благодаря чему можно будет сделать более точные выводы о конструкции их озубления. Также следует отметить, что в пределах территории России находки зубов меловых акул *Sphenodus* известны только из Крыма. Учитывая последние данные коллекционеров-любителей, перспективным в этом отношении регионом может являться Кавказ.

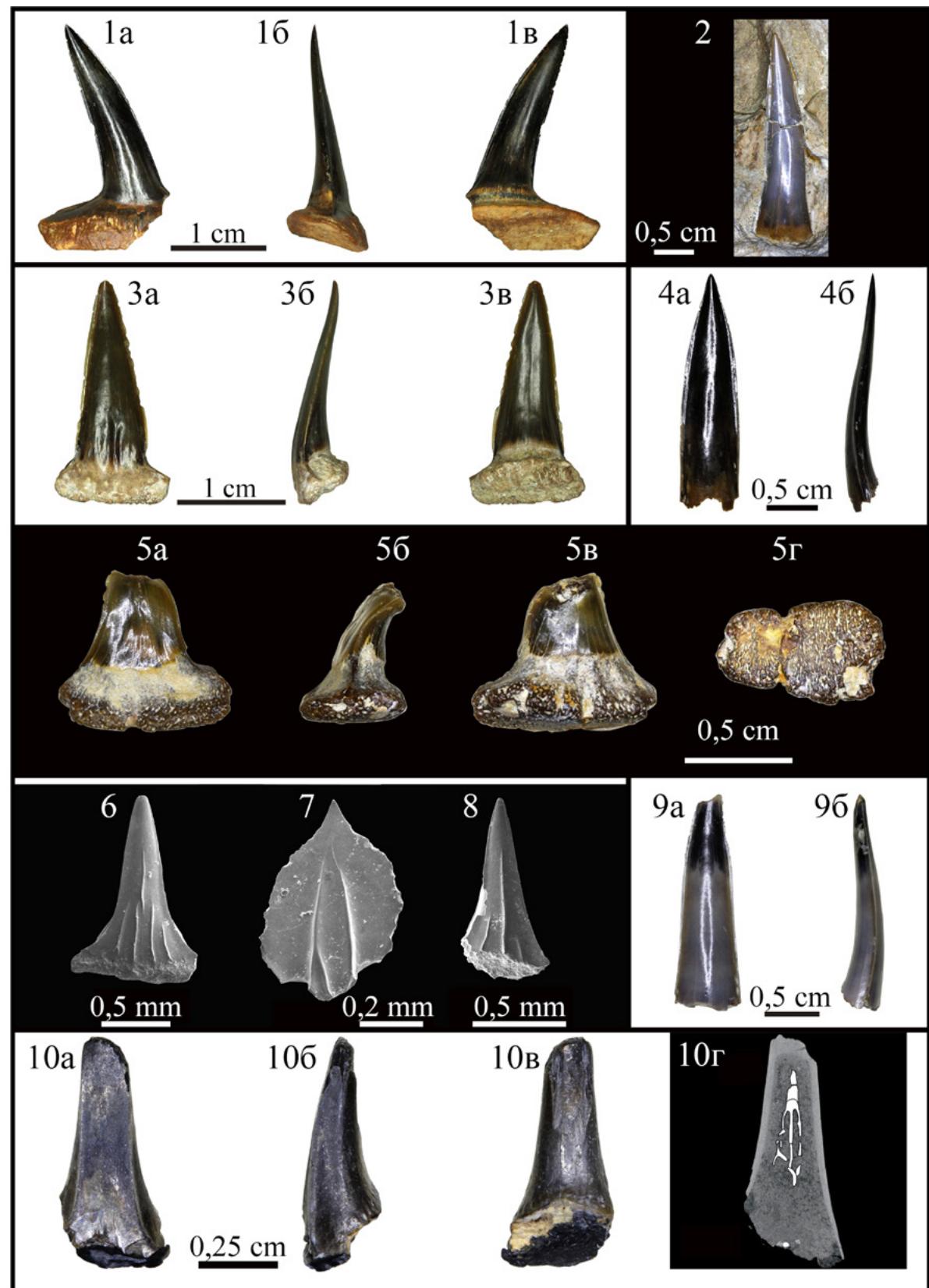


Таблица I.

Фиг. 1-10. *Sphenodus* sp. 1 – верхнебоковой зуб (валанжин): 1а – лабиальный вид, 1б – дистальный вид, 1в – лингвальный вид; 2 – зуб (баррем), лабиальный вид; 3 – боковой зуб (берриас): 3а – лабиальный вид, 3б – латеральный вид, 3в – лингвальный вид; 4 – зуб (? сеноман): 4а – лабиальный вид, 4б – латеральный вид; 5 – зуб (средний апт): 5а – лабиальный вид, 5б – латеральный вид, 5в – лингвальный вид, 5г – базальный вид; 6 – заднебоковой зуб (верхний гортерив), лабиальный вид; 7 – плакоидная чешуя (верхний гортерив), апикальный вид; 8 – заднебоковой зуб (верхний гортерив), лабиальный вид; 9 – зуб (средний апт): 9а – лабиальный вид, 9б – латеральный вид; 10 – зуб (баррем): 10а – лабиальный вид, 10б – латеральный вид, 10в – лингвальный вид, 10г – продольное сечение зуба с реконструкцией сети дентиновых каналов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гликман Л.С. О генетической связи семейств Lamnidae и Odontaspidae и новых родах верхнемеловых ламnid // Труды Геологического музея им. А.П. Карпинского АН СССР. 1957. Вып. 1. С. 110-117.
- Гликман Л.С. Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука, 1980. 247 с.
- Триколиди Ф.А., Нилов С.П. Определение систематического положения хрящевых рыб по обломкам зубов // Материалы III Всероссийской научной конференции «Практическая микротомография». СПб.: 2014. С. 159-162.
- Applegate S.P., Espinosa-Arrubarrena L. The fossil history of *Carcharodon* and its possible ancestor, *Cretolamna*: a study in tooth identification // Great white sharks. The biology of *Carcharodon carcharias*. San Diego: Academic Press, 1996. P. 19-36.
- Beaumont G. Contribution a l'étude des genres *Orthacodus* Woodw. et *Notidanus* Cuv. (Selachii) // Schweizerische palaeontologische Abhandlungen. 1960. V. 77, livr. 2. P. 4-46.
- Bottcher R., Duffin C.J. The neoselachian shark *Sphenodus* from the Late Kimmeridgian (Late Jurassic) of Nusplingen and Egesheim (Baden-Württemberg, Germany) // Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde. 2000. Ser. B, №238. P. 1-31.
- Retowski O. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia. Ein Beitrag zur Paläontologie der Krim // Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou. 1893. N. S., v. 7. №2-3. P. 206-301.
- Underwood C.J., Cumbar S.L. Chondrichtyans from a Cenomanian (Late Cretaceous) bonebed, Saskatchewan, Canada // Palaeontology. 2010. V. 53, p. 4. P. 903-944.

**ПАКЕТ ОПЕРАТИВНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ (ГИС-АТЛАС)
СЕВЕРО-КАВСКАЗСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА**

Н.Г. Федькин, А.О. Родионов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: nikita_fedkin@vsegei.ru, andrey_rodionov@vsegei.ru

**PACKAGE OF OPERATIONAL GEOLOGICAL INFORMATION (GIS ATLAS) OF
NORTH CAUCASIAN FEDERAL DISTRICT**

N.G. Fedkin, A.O. Rodionov

Karpinsky All-Russian Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia;
e-mail: nikita_fedkin@vsegei.ru, andrey_rodionov@vsegei.ru

«ГИС-Атлас России» является уникальной информационной системой, обеспечивающей комплексное представление о геологическом строении и минерально-сырьевой базе России на трех информационных уровнях: Российская Федерация – Федеральный округ – Субъект Федерации.

Работы по созданию и мониторингу ГИС-Атласа ведутся на протяжении 15 лет, начиная с 2001 года. В работе по созданию «ГИС-Атласа России» принимал участие большой коллектив геологов РФ.

Основной продукцией «ГИС-Атласа России» на протяжении многих лет являлись ежегодные «ГИС-Пакеты оперативной геологической информации» по федеральным округам и Субъектам Федерации.

Административная и геологическая информация, представляемая «ГИС-Атласом России», служит постоянной основой для планирования и анализа эффективности геологоразведочных работ за счет средств федерального бюджета по территории России, ее федеральных округов и Субъектов Федерации. Базовая геологическая информация обеспечивает потребности не только государственного аппарата, но и специалистов геологов, она служит базисной основой для подго-

товки материалов ГК-1000/3 и ГК-200/2, а также целого ряда тематических проектов.

Работы по программно-технологическому обеспечению «ГИС-Атласа России» позволили создать ряд универсальных технологических решений и приложений, которые были использованы в работах по созданию других информационно – аналитических систем.

Целевым назначением работ является ежегодное обновление в единых форматах геолого-карографических данных о геологической изученности, геологическом строении и минерагеническом потенциале территории России и ее континентального шельфа с подготовкой справочной и картографической продукции для решения проблем воспроизводства минерально-сырьевой базы страны.

Результатом работы являются актуализированные в режиме мониторинга цифровые геолого-карографические материалы ГИС-Атласа по геологическому строению, минерально-сырьевым ресурсам, состоянию и использованию недр России, федеральных округов и субъектов Российской Федерации, которые включают в себя пять информационных блоков:

- I. Административный:
 - Карта административного деления;

Проводится уточнение атрибутивной информации по данным официальных источников – сайта администраций Субъектов Федерации, Правительства Российской Федерации и Федеральной службы государственной статистики. Актуализация проводится в течение всего периода выполнения работ. Пример карты административного деления представлена на рис. 1.

- Карта особо охраняемых территорий с размещением геологических памятников и уникальных геологических объектов;

Карта актуализируется на основании материалов объекта «Составить карту расположения опорных разрезов, стратотипов и уникальных стратиграфо-палеонтологических объектов Российской Федерации масштаба 1:2 500 000».

- Карта участков недр, перспективных для проведения геолого-съемочных и поисковых работ;

Карта актуализируется на основе анализа материалов окончательных геологических отчетов по РГИ-ГСР, анализа предложений предприятий исполнителей работ.

- Карта размещения геологоразведочных работ по заказам Роснедра.

Актуализируется на основании утвержденных Федеральным Агентством по недропользованию планов финансирования объектов ГРР за счет средств федерального бюджета.

II. Геолого-геофизическая изученность:

- Схема изученности геолого-съемочными работами масштаба 1:50 000;
- Схема изученности геолого-съемочными работами масштаба 1:200 000:
 - Схема обеспеченности ГК-200/2 ГФО-200;
 - Схема обеспеченности ГК-200/2 ДО-200;
 - Схема обеспеченности ГК-200/2 ГХО-200.
- Схема изученности геолого-съемочными работами масштаба 1:1 000 000;
 - Схема обеспеченности ГК-200/3 ГФО-1000;
 - Схема обеспеченности ГК-200/3 ДО-1000;
 - Схема обеспеченности ГК-200/3 ГХО-1000.

Актуализация выше перечисленных схем проводиться по данным НРС Роснедра и его тематических секций по материалам протоко-

лов заседаний соответствующих секций. Пример схемы изученности геолого-съемочными работами масштаба 1:200 000 представлен на рис. 2.

III. Геологическое строение территории:

- Карта размещения опорных разрезов (ЮФО, СКФО);

Создается на основе каталогов коллекций изданных листов ГК-200 и ГК-1000, материалов легенд серий листов L-37 и K-37. Кроме того, используются геологические карты масштабов 1:1 000 000 (третье поколение) и 1:200 000 (второе издание), подготовленные к изданию. На карте указаны опорные разрезы, в базе данных – сведения о литературном источнике, вид объекта наблюдения, схематическое изображение разреза с указанием видов и интервалов опробования, описание разреза, результаты опробования, сведения о наличии каменного материала и месте его хранения. Пример карты размещения опорных разрезов юга России представлена на рис. 1.

- Карта четвертичных отложений (масштаб 1:2 500 000);

Работы завершены в рамках объекта «Актуализация и подготовка к изданию карты четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000» в 2014 году.

- Геологическая карта (масштаб 1:1 000 000 – 1:2 500 000);

Геологическая карта России и ее федеральных округов масштаба 1:2 500 000 актуализируется на основании материалов, полученных в результате выполнения работ по объекту «Актуализация геологической карты территории Российской Федерации и ее континентального шельфа масштаба 1:2 500 000 по материалам ГК-1000 третьего поколения». Для карт Субъектов Федерации в рамках работы по актуализации используются геологические карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения, созданные в период с 2013 по 2015 гг. и утвержденные НРС Роснедра, и материалы бесшовных геологических карт масштаба 1:1 000 000. Пример геологической карты представлен на рис. 2.

- Карта дистанционного зондирования.

Материалы карты дистанционного зондирования для федеральных округов и Субъектов Федерации актуализируются на основании результатов работ по объекту «Создание много- и гиперспектральной дистанционной и

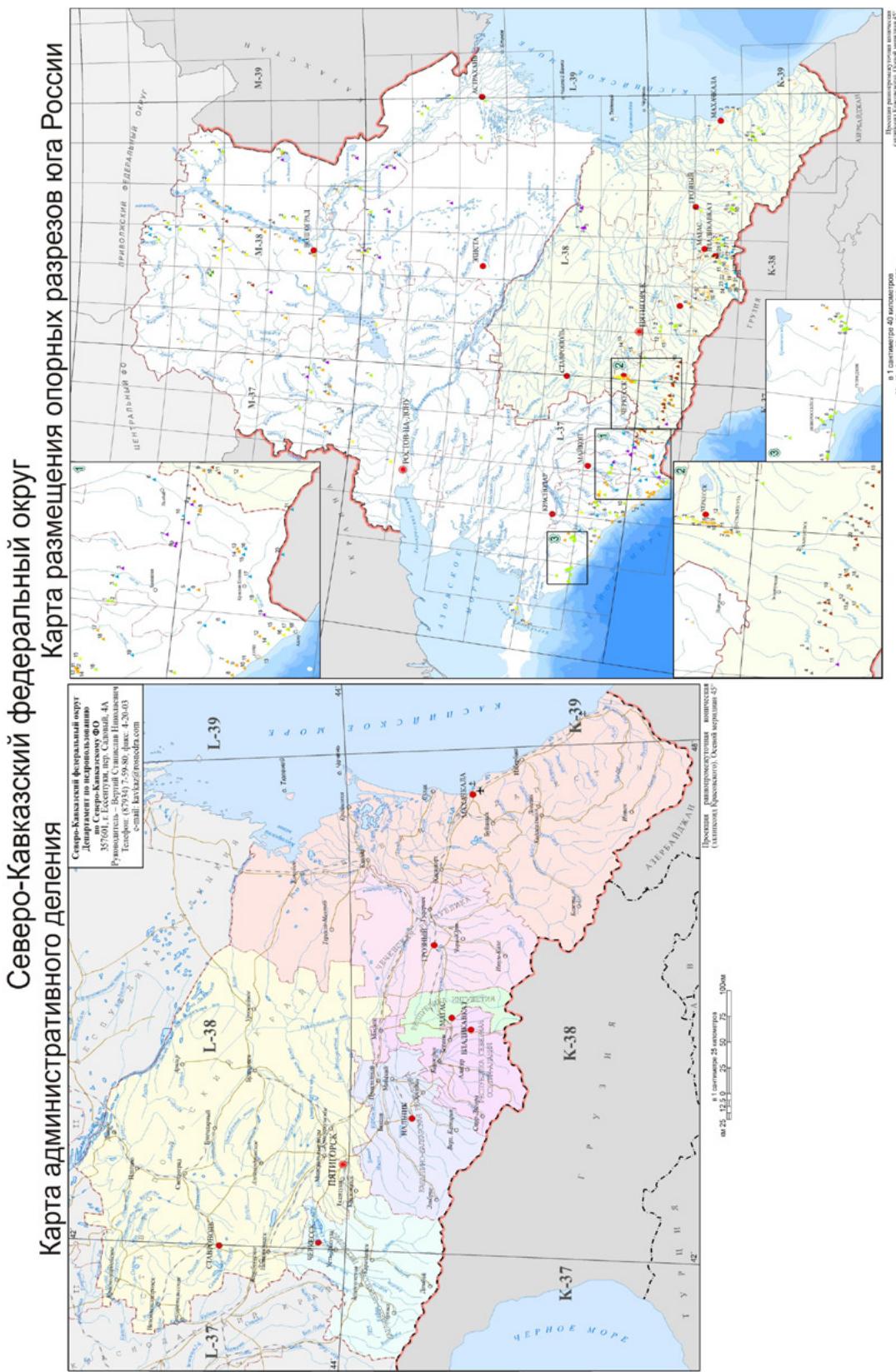


Рис. 1. Иллюстрация карты административного деления и карты размещения опорных разрезов юга России.

геофизической основы для обеспечения работ по составлению Госгеолкарт-200/2 и Госгеолкарт-1000/3».

IV. Минерально-сырьевая база территории:

- Карта размещения полезных ископаемых, увязанная с ГБЗ РФ;

Работы по актуализации карты проводятся на базе официально опубликованных данных Государственного баланса запасов полезных ископаемых РФ за каждый год.

- Карта минерагенического районирования;

Материалы карты актуализируются на базе изданных и апробированных комплектов ГК-1000/3 и минерагенических блоков серийных легенд масштаба 1:1 000 000 и последующих работ.

- Карта перспективных геологических участков и площадей с учтенным металлогеническим потенциалом и прогнозными ресурсами категории Р3.

Карта актуализируется на базе материалов, размещенных в «Системе учета и мониторинга металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов категории Р3 территории России и ее континентального шельфа на основе региональных геолого-геофизических и геохимических работ».

V. Аналитические данные:

- Справки об эффективности региональных геолого-геофизических и геолого-съемочных работ;

Справки об эффективности региональных геолого-геофизических и геолого-съемочных работ актуализируются ежегодно на основании полугодовых, девятимесячных и годовых отчетов органов управления недропользованием и организаций исполнителей работ по объектам ГРР.

- Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы (субъектов РФ, федеральных округов).

Актуализируются на основании Государственного Баланса Запасов РФ, данных геологических отчетов, сведений, поступающих от отраслевых институтов, геологоразведочных компаний и органов управления недропользования.

По Северо-Кавказскому ФО составляется 8 ГИС-Пакетов оперативной геологической информации (ГИС-Атлас): Северо-Кавказского ФО, Чеченской республики, республики Даге-

стан, республики Ингушетия, Кабардино-Балкарской республики, Карачаево-Черкесской республики, республики Северная Осетия (Алания) и Ставропольского края.

Все актуализированные геолого-карографические материалы ГИС-Пакетов подготавливаются и передаются в Роснедра и его региональные и территориальные органы, а также размещаются на официальных сайтах Роснедра и ВСЕГЕИ в виде растровых изображений.

В рамках последней версии была добавлена «Карта опорных разрезов юга России». Основой для карты послужили работы ФГУП «Кавказгеолсъемка»: отчет по теме «Систематизация и анализ материалов по изученности стратиграфии, магматизма и метаморфизма Северного Кавказа. I этап – стратиграфия дочетвертичных отложений», а также специально созданная информационная система «Изученность стратиграфических подразделений», которая выполнена в виде базы данных, в которой содержится полная информация о паспортах стратонов юга России.

Форма представления ГИС-Атласа различна. В зависимости от целей и задач, поставленных пользователем, он может использовать как проект в программе ArcGIS (векторные данные в формате *.shp), так и в растровые макеты, подготовленные к печати.

Всю организацию и выполнение работ по текущему проекту, равно как и ответственность за итоговые отчетные материалы, несет ФГУП «ВСЕГЕИ».

ГИС-Атлас – это единственная в своем роде комплексная отраслевая геоинформационная система, охватывающая не только континентальную часть Российской Федерации, но и включающая площади прилегающих акваторий и континентального шельфа. Это более 17 млн. км² полностью оцифрованной земной поверхности в виде единого информационного массива геолого-карографических материалов.

На всем пути развития проект ГИС-Атласа не стоит на месте. Он постоянно развивается, обновляется. С каждым годом уточняются запасы месторождений полезных ископаемых, границы между геологическими подразделениями; актуализируются границы регионов и округов на основе официальных данных; обновляется изученность территории и многое, многое другое.

Постоянный мониторинг и актуализация

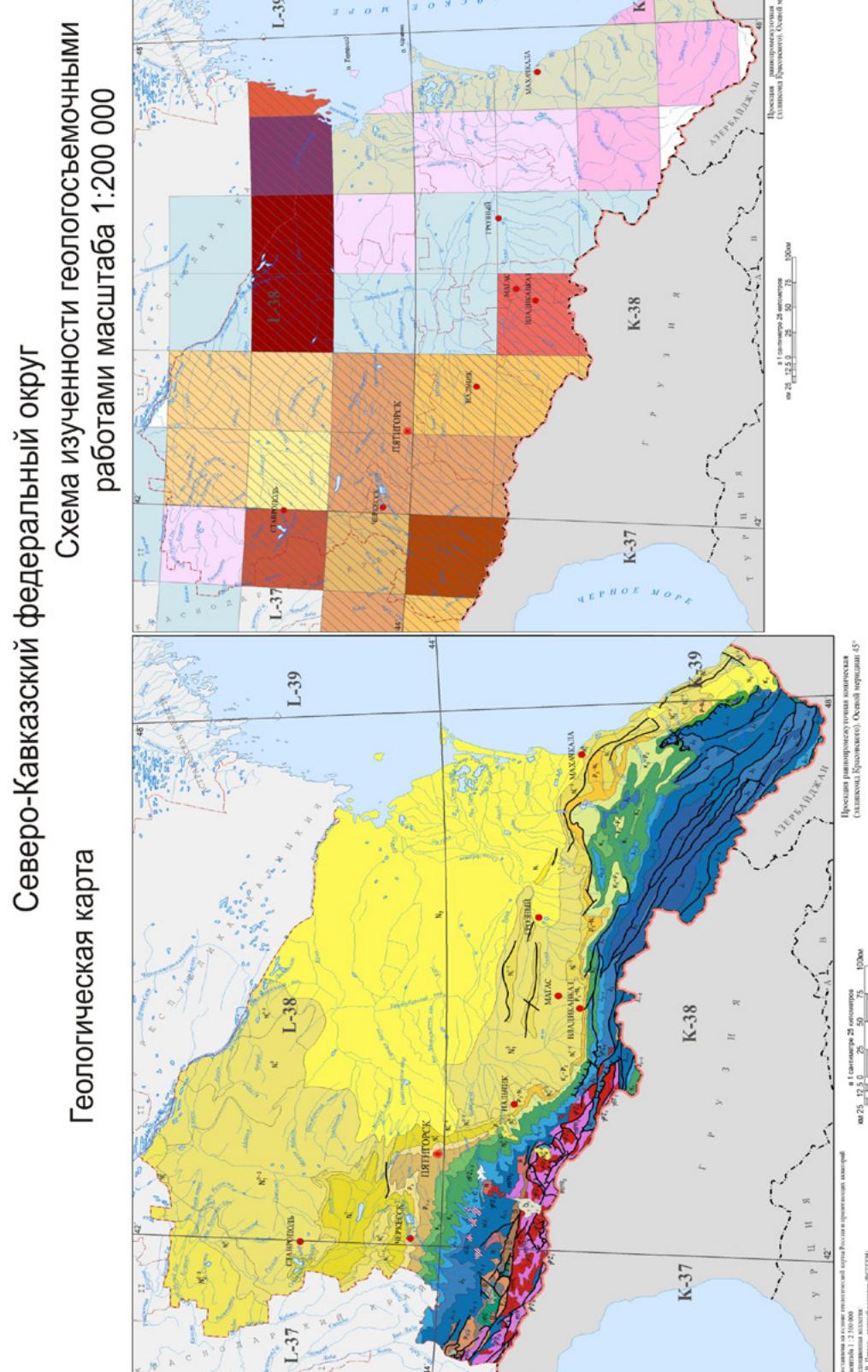


Рис. 2. Иллюстрация геологической карты и схемы изученности геолого-съемочными работами масштаба 1:200 000.

ция геолого-картографических материалов ГИС-Атласа обеспечивает их новизну и вос требованность как руководителями органов управления недропользования федерального и территориального уровней, так и специалистов различных отраслей.

В глобальном плане ГИС-Атлас – это уникальный сборник, основанный на информации, собранной воедино из различных источников, таких как сайты администрации Субъектов

Федерации, Правительства Российской Федерации, Федеральной службы государственной статистики; Федеральной службы государственной регистрации, кадастра и картографии; Федерального Агентства по недропользованию; Государственного Баланса Запасов Российской Федерации; Российского Федерального Геологического Фонда; предыдущих версий ГИС-Атласа.

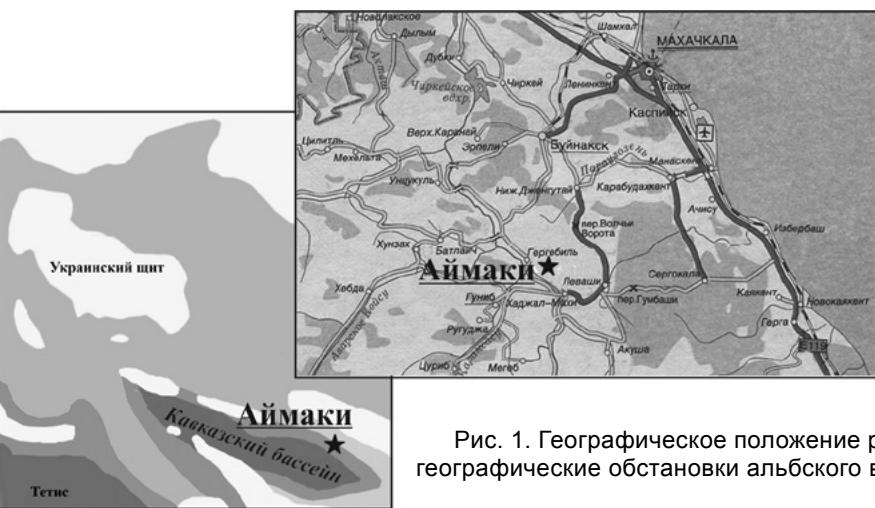


Рис. 1. Географическое положение разреза Аимаки и палеогеографические обстановки альбского времени.

ПРОЯВЛЕНИЕ АЛЬБСКИХ АНОКСИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В РАЗРЕЗЕ АЙМАКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДАГЕСТАНА

Е.А. Щербинина, Ю.О. Гаврилов

Геологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: katuniash@gmail.com

ALBIAN ANOXIC EVENTS IN AIMAKI SECTION, CENTRAL DAGESTAN

Е.А. Shcherbinina, Yu.O. Gavrilov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
e-mail: katuniash@gmail.com

В середине меловой эпохи зафиксирована серия биосферных кризисов, называемых океаническими аноксическими событиями (OAEs – Oceanic Anoxic Events), под которыми понимаются резкие кратковременные перестройки углеродного баланса планеты, климата, гидрологии океана часто с возникновением обстановок дефицита кислорода в донных водах, повлекшие изменения в морской биоте. В литологической летописи Восточного Кавказа и, в частности, в разрезе Аимаки центрального Дагестана, присутствуют прослои отложений,

обогащенных органическим веществом (ОВ), которые благодаря изучению нанопланктона удалось скоррелировать с последовательностью аноксических событий, установленной сначала в Западной Европе, а впоследствии в основном прослеженной в разных частях мира. Изученный разрез расположен на северной окраине с. Аимаки, где он обнажается на южном склоне г. Баранинмеэр. В альбское время эта территория представляла собой Восточно-Кавказский бассейн, свободно сообщающийся с океаном Тетис (рис. 1). Уникальность этого

разреза в том, что обогащенные ОВ интервалы можно видеть в единой осадочной последовательности и полнота этой литологической летописи позволяет судить о наложении глобальных событий на региональную историю восточнокавказского бассейна и определить специфические региональные черты протекания этих критических явлений.

Альбские отложения представлены ритмичным переслаиванием светлых мергелистых известняков и серых мергелей мощностью в несколько дециметров, содержащих остатки иноцерамов, белемнитов, аммонитов и двустворчатых моллюсков. Интервалы ОАЕ соответствуют темноцветные отложения, отчетливо видимые в разрезе. Они представлены черными тонколамированными слабокарбонатными глинами, иногда со скоплениями мелких двустворок и белемнитов.

Наиболее раннее из альбских палеоэкологических событий ОАЕ1b, имеющее довольно широкое географическое распространение (Leckie et al., 2002; Herrle et al., 2003; Browning, Watkins, 2008 и др.), состоит из целой серии отдельных эпизодов. В разрезе Аимаки оно зафиксировано в самом основании альбской толщи в виде 6-метрового интервала, заключающего прослои отложений, обогащенных ОВ и довольно сильно различающихся по своим параметрам (рис. 2). Содержание ОВ сильно колеблется в разных прослоях, достигая довольно высоких содержаний (почти 6%) в верхней половине интервала. При этом, если в основании интервала ОВ характеризуется низким во-

дородным индексом (HI), представляя кероген III типа, характеризующий преимущественно наземное ОВ, то в верхней части интервала с высоким HI (кероген II) ОВ представлено преимущественно морским компонентом. Увеличение привноса наземного органического вещества в ходе события ОАЕ1b отмечено и в Воконском бассейне Франции (Okano et al., 2007). В обогащенных ОВ прослоях наблюдается обратная зависимость между содержаниями ОВ и карбоната кальция, очевидно, свидетельствующая о сокращении продуктивности морской карбонатной биоты в наиболее критических обстановках и увеличении общей биопродуктивности нескелетных организмов (водорослей, органикостенного и бактериопланктона). Резкие увеличения содержания молибдена отвечают обстановкам дефицита кислорода на дне бассейна. Кроме того, в обогащенных ОВ прослоях увеличиваются концентрации многих элементов (Ва, Ва, Ni и др.). В комплексах нанопланктона отмечается резкое снижение общей численности и видового разнообразия. При этом, если на начальных стадиях события, характеризующихся в основном привносом органического вещества с суши, еще присутствует заметное количество гемипелагических олиготрофных наноконид и довольно мало эвтрофных видов, то уже во втором прослое, где начался рост бассейновой биопродуктивности, нанокониды полностью отсутствуют, фоновые количества космополитных форм *Watznaueria* spp. составляют около 60%. В оставшихся 40% нан-

нoplanktonного комплекса более 70% составляют эвтрофные формы, причем в прослоях с меньшим содержанием ОВ доминирует один таксон (*Biscutum constans*), а при более высоких концентрациях ОВ преобладают мелкие *Zeugrhabdotus*. Высокое содержание тепловодных форм (*Rhagodiscus spp.*), обилие которых увеличивается в обогащенных ОВ послоях, и довольно незначительные концентрации холодноводных эпилитов свидетельствуют о весьма теплых обстановках в ходе кризисных явлений. Весь этот комплекс данных позволяет заключить, что в начале события OAE1b произошел заметный привнос наземного ОВ в бассейн. Он привел к резкой эвтрофикации бассейна и положил начало росту продуктивности аномальной биоты, обусловившей поставку значительных масс ОВ на дно, что привело к возникновению обстановок дефицита кислорода (дизоксии). Этот вывод вполне сведен с анализом ОВ в отложениях разреза центральной Италии, продемонстрировавшим решающее значение бактериальной массы в органическом компоненте (Raaston et al., 2007). Это свидетельствует о масштабности сходных явлений на значительных пространствах океана Тетис.

Событие OAE1c является наименее изученным из альбских аноксических событий. Его проявления установлены пока лишь в некоторых районах мира (Италия, Австралия) в отложениях верхней части позднеальбской нанопланктонной зоны NC9 (Leckie et al., 2002; Coccioni et al., 2012; Oosting, 2004) в виде обогащенных ОВ осадков, в которых зафиксирована слабая позитивная углеродная аномалия. Событие OAE1d терминального альба (подзона NC10A) распространено значительно шире, демонстрируя свои проявления в материковых разрезах и океанических скважинах в виде чернозланцевых горизонтов, и существенно лучше изучено (Petrizzo et al., 2008; Bornemann et al., 2005; Coccioni et al., 2012; Scott et al., 2013; Herrle et al., 2015 и др.). В разрезе Аймаки эти два события практически не разделяются, поскольку весь интервал отложений зон NC9-NC10A характеризуется повышенными содержаниями ОВ (рис. 3), которое, впрочем, распределено весьма неравномерно, падая до 0 в карбонатных прослоях и достигая более 3,5% (на уровне события OAE1c) в тонколисловатых слабокарбонатных глинах. При этом колебания содержания ОВ

и изотопного состава углерода и кислорода заметно сильнее выражены в основании толщи в интервале события OAE1c. Изменение состава ОВ в ходе событий OAE1c-d имеет тренд, противоположный установленному для события OAE1b: в начале возникновения аномальных обстановок происходит накопление преимущественно бассейнового ОВ (кероген II), которое постепенно уступает место наземному ОВ (кероген III). И чем выше содержание ОВ, тем больше в его составе планктоногенной массы, тогда как вмещающие карбонатные породы содержат исключительно наземное ОВ. Изотопный состава кислорода и углерода в верхней части интервала колеблется незначительно, что свидетельствует и довольно стабильных обстановках. Однако характерно, что максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ приходится на интервал относительно более низкого содержания органики, а изотопный состав кислорода демонстрирует постепенную тенденцию к утяжелению, что, по-видимому, говорит об относительном похолодании в ходе события OAE1d.

Нанопланктонные ассоциации этого интервала отличаются высокой численностью и богатым видовым разнообразием, что позволяет сделать вывод о существовании довольно благоприятных для нанофлоры условий в ходе этих событий. Количество космополитных *Watznaueria*, обычно дающих вспышку численности в любых критических для нанопланктона обстановках, здесь относительно низко, но очень высоко содержание эвтрофных форм, причем, как и в более ранних событиях, в отложениях с более высоким содержанием органики преобладают мелкие *Zeugrhabdotus*, а *Biscutum constans*, считающиеся более эвтрофными, значительно более многочисленны при более низких содержаниях ОВ, представленного преимущественно наземным материалом. По всей видимости, две эти группы эфтрофных форм наноплактона имели различные потребности в составе питательных компонентов. Такое соотношение космополитных и эвтрофных форм нанопланктона свидетельствует о невысокой относительной эвтрофикации бассейна, поскольку при значительных повышениях концентраций питательных веществ, как правило, выживают практически только наиболее оппортунистические формы, такие как *Watznaueria* (как это происходило, например, в ходе поздне-

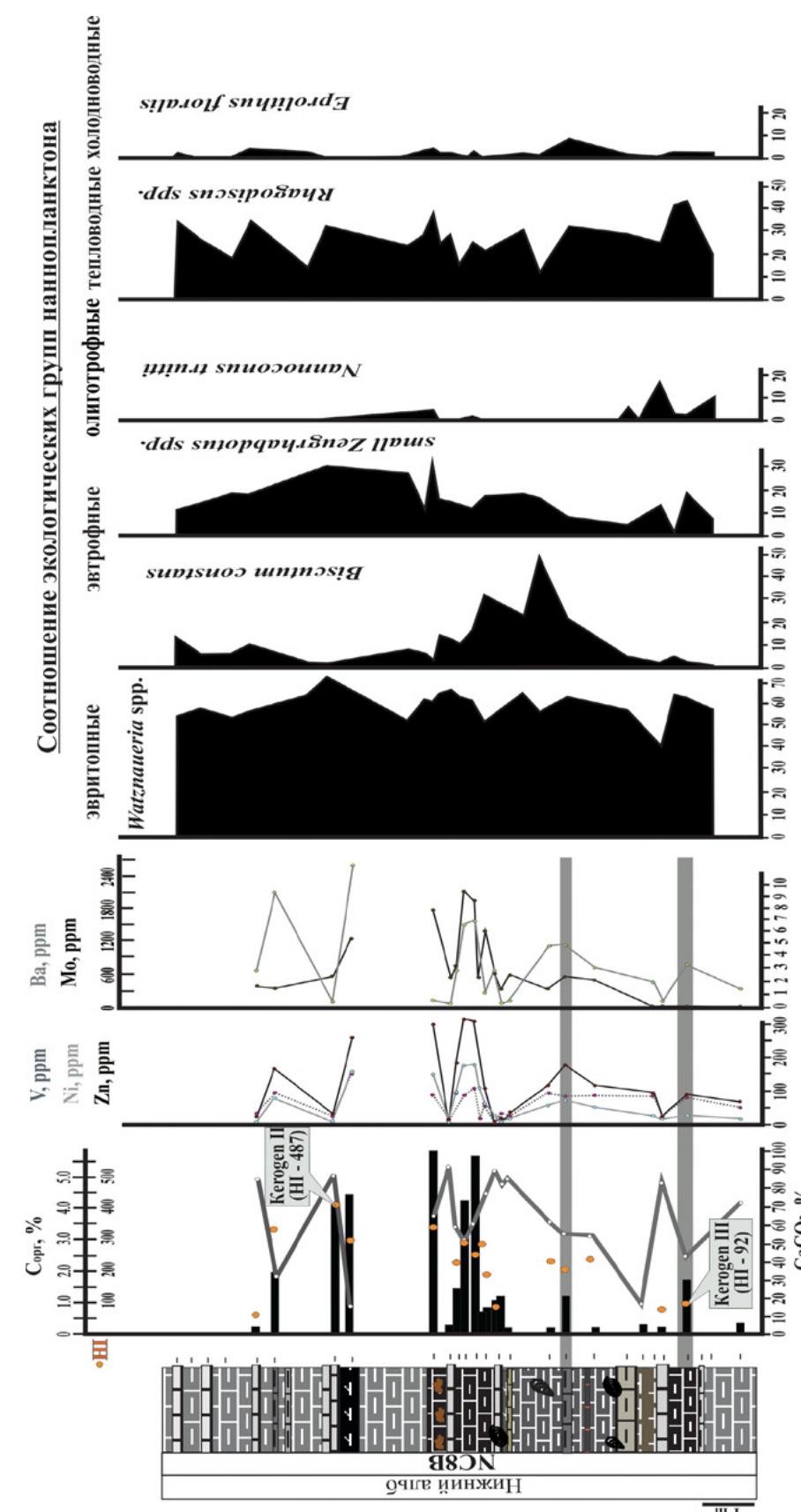


Рис. 2. Литология, геохимические характеристики и процентное соотношение экологических групп нанофлоры в отложениях, соответствующих раннеальбскому событию OAEb. Соотношение эвтрофных, олиготрофных, тепловодных и холодноводных видов подсчитано во фракции вне *Watznaueria* spp.

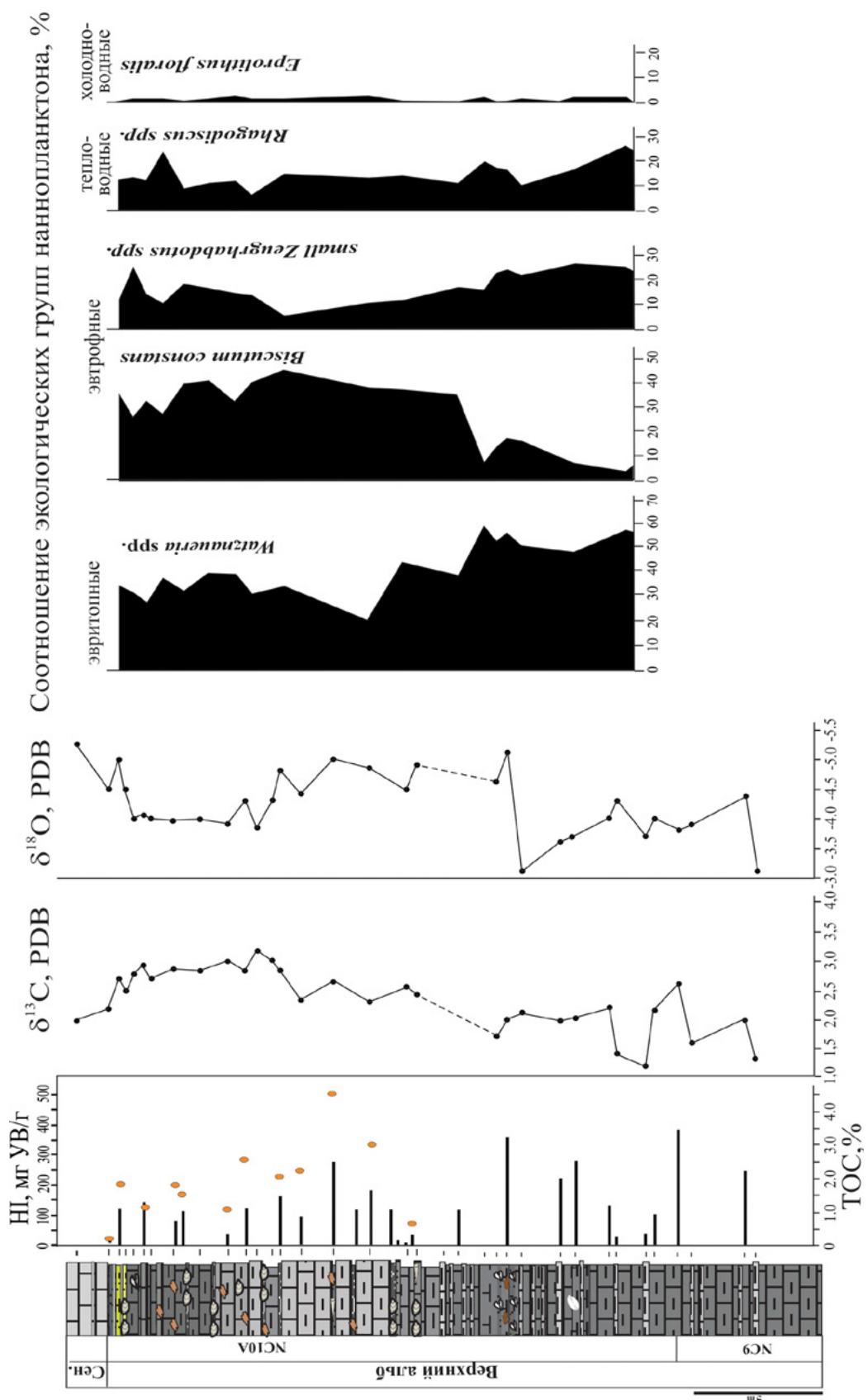


Рис. 3. Геохимические характеристики и соотношение наиболее важных экологических групп наннопланктона в верхнеальбских отложениях разреза Аймаки.

номанского события ОАЕ2), тогда как формы, считающиеся эвтрофными, характеризуются лишь небольшим увеличением численности, поскольку они являются лишь относительно эвтрофными (наннопланктон в целом является группой, придерживающейся олиготрофного или мезотрофного типа питания) и не выдерживают существенной эвтрофикации. Этот интервал отличается самыми низкими в течение всего раннего мела количествами тепловодных форм, что подтверждает тренд к относительному похолоданию, отраженный на изотопно-кислородной кривой, хотя увеличений концентраций холодноводных эпилитов не происходит, по-видимому, в связи с особенностями трофического режима бассейна. Таким образом, события терминального альба в бассейне Восточного Кавказа нельзя назвать в полной мере кризисными: образование об-

ращенных ОВ отложений в ходе этих событий происходило на фоне довольно «мягкой» эвтрофикации бассейна и небольшого относительного похолодания.

Полученные при изучении альбских аномальных событий результаты свидетельствуют о заметных различиях в их характеристиках и направленности изменений. Если для раннеальбского события ОАЕ1b характерно усиление критических обстановок на его заключительных фазах (увеличение содержания ОВ, сокращение численности наннопланктона), то для позднеальбских событий присущи максимальные «отклонения» в их начале и последующая постепенная нормализация обстановок и восстановление фонового комплекса нанофлоры на поздних стадиях события.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ №15-05-07556.

ЛИТЕРАТУРА

- Bornemann A., Pross J.O., Reichelt K., Herrle J.O., Hemleben C., Mutterlose H.O. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the formation of the Late Albian 'Niveau Breistroffer' black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France) // Journal of the Geological Society of London. 2005. V. 162, №4. P. 623-639.
- Browning E.L., Watkins D.K. Elevated primary productivity of calcareous nannoplankton associated with ocean anoxic event 1b during the Aptian/Albian transition (Early Cretaceous) // Paleoceanography. 2008. V. 23, №2. P. 1-11.
- Coccioni R., Jovane L., Bancalà G., Bucci C., Fauth G., Frontalini F., Janikian L., Savian J., Paes de Almeida R., Mathias G.L., Ferreira da Trindade R.I. Umbria-Marche Basin, Central Italy: a reference section for the Aptian – Albian interval at low latitudes // Scientific drilling. 2012. №13. P. 42-46.
- Herrle J.O., Pross J., Friedrich O., Hemleben Ch. Short-term environmental changes in the Cretaceous Tethyan Ocean: micropalaeontological evidence from the Early Albian Oceanic Anoxic Event 1b // Terra nova. 2003 V. 15, №1. P. 14-19.
- Herrle J.O., Schröder-Adams C.J., Davis W., Pugh A.T., Galloway J.M., Fath J. Mid-Cretaceous high Arctic stratigraphy, climate, and oceanic anoxic events // Geology. 2015 (in press).
- Leckie R.M., Bralower T.J., Cashman R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous // Paleoceanography. 2002. V. 17, №3. P. 1-29.
- Okano K., Sawada K., Takashima R., Nishi H., Okada H. Depositional environments revealed from biomarkers in sediments deposited during the mid-Cretaceous oceanic anoxic events (OAEs) in the Vocontian Basin (SE France) // Origin and evolution of natural diversity. Proceedings of International Symposium "The Origin and Evolution of Natural Diversity." Sapporo: Hokkaido University, 2008. P. 233-238.
- Oosting A.M. Paleoenvironmental and climatic changes in Australia during the early Cretaceous. PhD Thesis. Utrecht: Utrecht University, 2004. 206 p.
- Pacton M., Fiet N., Gorin G., Spangenberg J.E. Lower Cretaceous oceanic anoxic event OAE1b: organic matter accumulation mediated by bacterial activity // Geophysical research, abstracts. 2007. V. 9, №09956. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-09956.
- Petruzzo M.R., Huber B.T., Wilson P.A., MacLeod K.G. Late Albian paleoceanography of the western subtropical North Atlantic // Paleoceanography. 2008. V. 23, №1. P. 1-17.
- Scott R.W., Formolo M., Rush N., Owens J.D., Oboh-Ikuenobe F. Upper Albian OAE 1d event in the Chihuahua Trough, New Mexico, U.S.A. // Cretaceous research. 2013. V. 46. P. 136-140.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МАЙКОПСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА НА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

М.А. Эфендиева

Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, Азербайджан; e-mail: m.efendiyeva@mail.ru

MAIKOP PALEOBASIN PALEOGEOGRAPHY IN THE AZERBAIJAN IN THE LIGHT OF NEW GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA

М.А. Afandiyeva

Geology and Geophysics Institute of ANAS, Baku, Azerbaijan; e-mail: m.efendiyeva@mail.ru

Введение. На протяжении достаточно длительного периода времени сложилось мнение, что осадочный комплекс олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений в пределах территории Азербайджана сформировался в глубоководной части палеобассейна (Губкин, 1916; Богачев, 1939). Однако последние исследования ставят под вопрос это представление. Так, по имеющимся на сегодняшний день данным бурения мощности отложений майкопской серии на территории Азербайджана достигают 3000 м. При бурении скважины Саждаг №2 в междуречье Куры и Иори мощность вскрытого майкопа составила 2863 м. При этом подошва майкопских отложений не была достигнута. Возможно ли формирование осадочного комплекса такой мощности в глубоководных условиях?

Материалы и методики исследования. Данные исследования базируются на результатах двух грантов CRDF, проведенные под непосредственным руководством автора и его личных разработках. В основу работы положен современный комплексный подход в изучении осадочных пород, включающий биостратиграфические, литолого-петрографические, геохимические, радиометрические анализы образцов (более 300) отобранных на разрезах в пределах различных нефтегазоносных районов Азербайджана, а также интерпретации большого количества первичного геолого-геофизических материалов с привлечением

значительного количества литературных и фондовых источников.

Обсуждение. На большей части Азербайджана майкопский комплекс отложений представлен толщей темно-серых спанцевидных некарбонатных глин, слабо фаунистически охарактеризованных, включающих в основном обильные рыбные остатки (чешую, отолиты и даже полные скелеты глубоководных рыб), а также редких планктонных фораминифер (Губкин, 1916; Богачев, 1939; Халилов, Кузнецова, 1964 и др.). В своем большинстве именно такая литолого-фаунистическая характеристика комплекса и позволила на многие годы закрепить мнение о том, что майкоп на территории Азербайджана сформировался в пределах глубоководной части палеобассейна. Однако анализ накопившегося за последние годы геолого-геофизического материала позволил взглянуть с новых позиций и оспорить сформировавшиеся представления. Например, еще в 1952 г. В.Е.Ханином и А.Н.Шардановым было высказано предположение о наличии ряда островов на территории Азербайджана в майкопское время, что получило подтверждение в настоящем исследовании.

На основании собранной первичной геолого-геофизической информации была составлена база данных по мощностям пород майкопской серии вскрытых при бурении скважин. Эти данные позволили впервые для территории суши Азербайджана построить карты

мощностей, а затем и литофаильтные карты для каждого стратиграфического подразделения майкопа: рюпеля, хатта, кавказа, сакарула и коцхура по отдельности (рис. 1-5). На следующем этапе исследования, в результате тщательного анализа уже построенных карт, было установлено наличие больших участков суши в пределах территории Азербайджана (Afandiyeva, Guliev, 2013). Обнаружено, что территория Азербайджана в майкопское время представляла собой пролив между недавно сформировавшейся горной системой Малого Кавказа и только начинающимся возвышаться над поверхностью моря участками Большого Кавказа. А в пределах этой территории располагался архипелаг широтно-вытянутых, постоянных или временных островов.

В пределах северных предгорий Малого Кавказа складывались разные условия осадконакопления. Здесь имелись участки с крутыми берегами, где горные реки выносили на шельф многое крупнообломочного материала. Из него формировался галечный прибрежный пояс, являющийся типичной особенностью гористого побережья (разрез Хархапут). Но этот пояс быстро исчезал, как только гористые берега уступали место пологому и низкому побережью. В мелководных заливах, в которые не впадали реки, и наблюдалось сильное заливание, формировались преимущественно глинистые осадки с прослойками и линзами гипса (разрез Зейва, Аджидере) (Страхов, 1960; Рухин, 1962). В разрезе Аджидере были найдены следы морского ежа-илоеда *Scolicia*, который мог обитать на глубине не более 5-10 м. На периодически пересыхающих участках моря глинистые осадки, рассыхаясь и расщекиваясь, образовывали такыры, которым в отложившихся породах соответствуют уровни глинистых галек (разрез Зейва) (Ананьев и др., 1992). Эти факты подтверждают, что осадки в той части майкопского палеобассейна, который примыкал к Малому Кавказу, формировались в условиях прибрежного мелководного шельфа.

На территории большей части Среднекуринской впадины отсутствуют выходы майкопских отложений на поверхность, поэтому их исследования становятся возможным только с помощью геофизических методов. Интерпретация сейсмического профиля по линии Бейлаган – Советляр – Ширингум – Мурадханлы – Гараджала была осуществлена на основании

данных электрокаротажа. На сейсмическом профиле было установлено наличие трех из пяти стратиграфических подразделений майкопа: рюпеля, хатта и кавказия. При этом рюпель и хатт прослеживаются на протяжении всего профиля, тогда как кавказий имеет ограниченное распространение в пределах площадей Ширингум и Мурадханлы. Полученные данные по сейсмическому разрезу находятся в полном соответствии с имеющимися картами мощностей и литофаильтными картами.

Неполнота майкопского разреза скорее всего обусловлена перерывом в осадконакоплении, а не результатом его последующего размыва, так как в сейсмическом профиле не выявлены его следы. Возможно, в пределах Среднекуринской впадины на протяжении майкопского этапа располагался линейно вытянутый архипелаг островов. Именно с них в бассейн седиментации попадали пресные воды, вызывая стратификацию морских вод. Пресная вода оставалась ближе к поверхности, и даже на небольших впадинах располагались более тяжелые воды нормальной солености. Такое устойчивое расслоение вод приводило к сероводородному заражению участков бассейна. Результатом этих процессов явилось накопление на дне лагун черных глинистых осадков, включающих только редкие планктонные организмы и рыбные остатки. Эти породы характеризуются наличием тонких прослоек или небольших линз с ярозитовой присыпкой (Страхов, 1960; Рухин, 1962), что характерно для литологических образцов, отобранных при бурении скважин в пределах рассматриваемой территории (Эфендиева, 2013). А значит, указанные процессы способствовали сероводородному заражению отдельных участков палеобассейна.

В то же время Большой Кавказ представлял собой отдельные участки мало расчлененной суши, которые со всех сторон были окружены водами палеобассейна. По данным органической геохимии в пределах юго-восточного окончания Большого Кавказа, куда входит Шамаха-Гобустанский нефтегазовый район (НГР), породы майкопского возраста сформировались в морских условиях, и в дальнейшем были дополнительно обогащены высшими растениями. Это возможно, если комплекс богатый органикой (в пределах рассматриваемой территории ТОС достигает 6.3%) мог быть накоплен в прибрежной полосе, так как только

при наличии близлежащей и нерасчлененной суши морские осадки во время трансгрессий могут в достаточном количестве обогащаться высшими растениями (Страхов, 1960; Рухин, 1962). Это позволяет рассматривать территорию Большого Кавказа в пределах рассматриваемой территории в виде пологого побережья.

Выводы. Полученные результаты проведенных исследований позволяют пересмотреть существовавшие ранее представления о глубоководном характере майкопского палеобассейна и его особенностях в пределах трех областей на территории Азербайджана: северных предгорий Малого Кавказа (Гяндзинский НГР), НГР Среднекуринской впадины (Гяндзинский, Саатлы-Геокчайский и Евлах-Агджабединская депрессия) и юго-восточных предгорий Большого Кавказа (Шамаха-Гобустанский НГР). Подтверждено ранее имевши-

ся взгляды, что формирование отложений майкопа происходило в различных палеогеографических условиях. Также установлено, что это был не глубоководный, как считалось ранее, а преимущественно мелководный палеобассейн. Он представлял собой не что иное как, широкий пролив между островной сушей Большого Кавказа и молодыми горными системами Малого Кавказа и Талыша, расширяющийся на восток в направлении современного Каспийского моря. Майкопский бассейн являлся не чем иным, как аналогом современных архипелаговых морей, в пределах которых имелись как постоянные, так и временные острова. В проливах между островами происходило формирование осадочного комплекса, сложенного глинистыми или алевритовыми породами, включающих редкие остатки планктональных фораминифер, а также рыбные и растительные остатки.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев Г.С., Симонов Ю.Г., Спиридонова А.И. Динамическая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1992. 448 с.
- Богачев В.В. Светящиеся рыбы в майкопской свите Апшеронского полуострова // Известия Азербайджанского филиала АН СССР. 1939. №1-2. С. 154-155.
- Губкин И.М. Геологические исследования в западной части Апшеронского полуострова. Лист Пекишикюльский // Губкин И.М. Избранные труды. Том 1. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 355-374.
- Рухин Я.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. Том 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
- Хайн В.Е., Шарданов А.И. Геологическая история и строение Куриńskiej впадины. Баку: Изд-во АН АзерССР, 1952. 346 с.
- 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.
- Эфендиева М.А. Особенности формирования отложений майкопа Азербайджана // Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя. Киев: LAT&K, 2013. С. 157-158.
- Afandiyeva M.A., Guliyev I.S. Maikop Group – shale hydrocarbon complex in Azerbaijan // 75th EAGE conference and exhibition incorporating SPE EUROPEC 2013. London: 2013. P06-13. DOI: 10.3997/2214-4609.20130979.

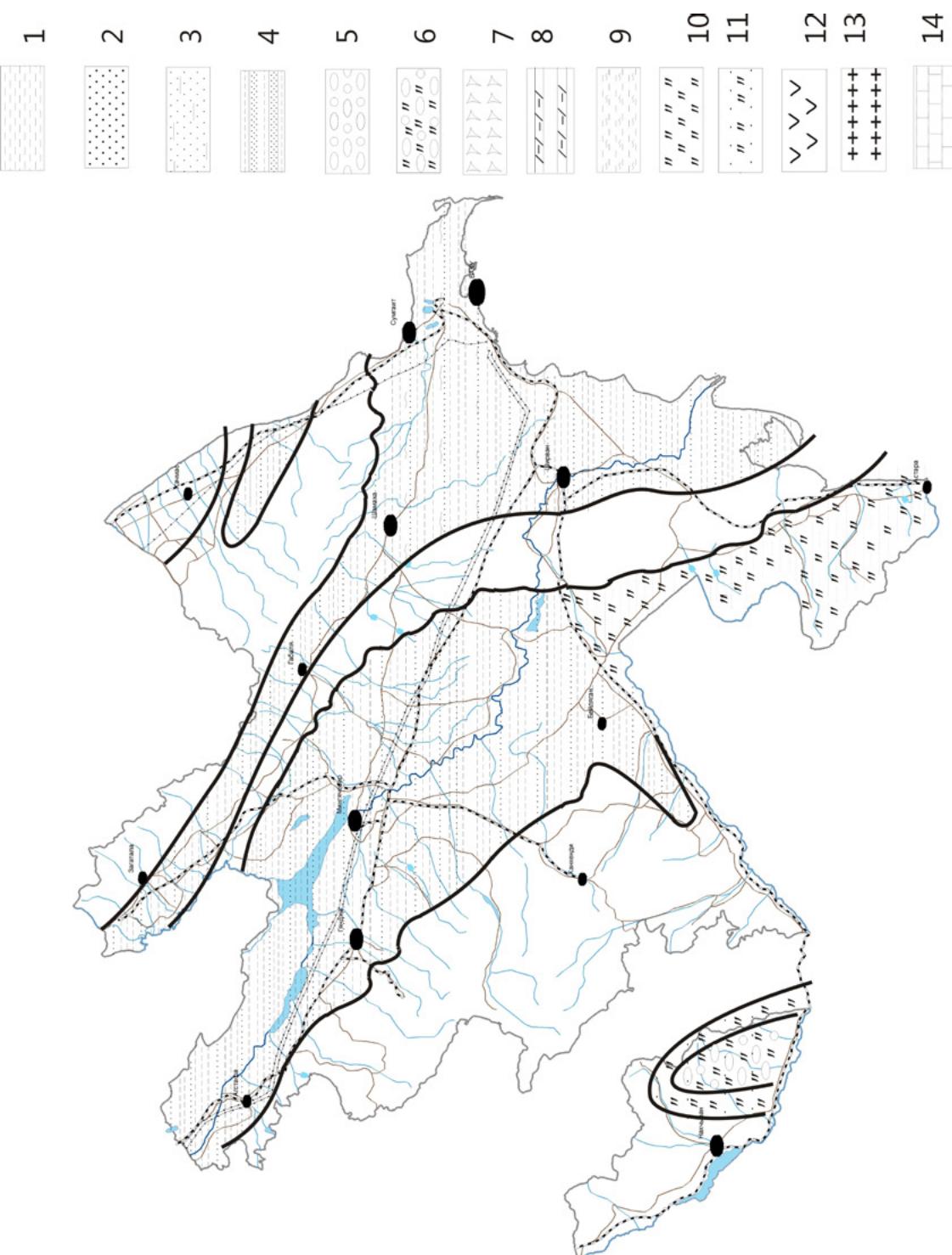


Рис. 1. Литофациальная карта юга Азербайджана. Условные обозначение к литофациальному картам: 1 – глины, 2 – песчаники, 3 – глинистые глины, 4 – глины с прослойями песчаников, 5 – конгломераты, 6 – туфогалечники, 7 – включение гипса, 8 – мергели, 9 – глинистые алевролиты, 10 – туфы, 11 – туфопесчаники, 12 – интрузивные породы, 13 – карбонатные породы, 14 – эфузивные породы.

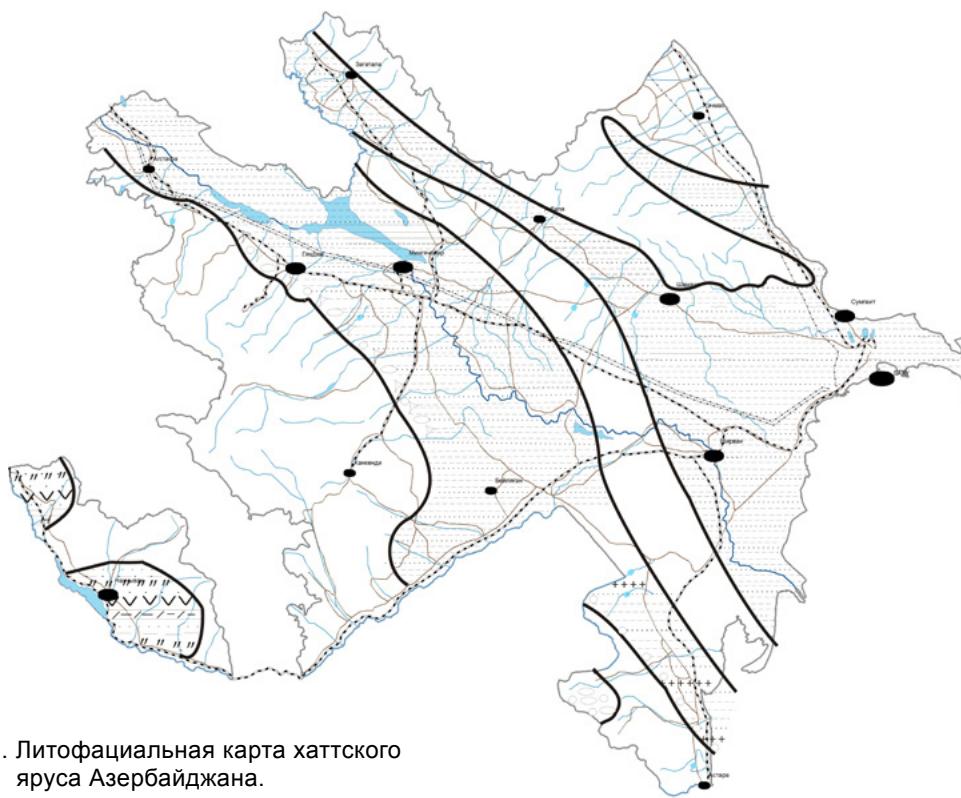


Рис. 2. Литофациальная карта хаттского яруса Азербайджана.

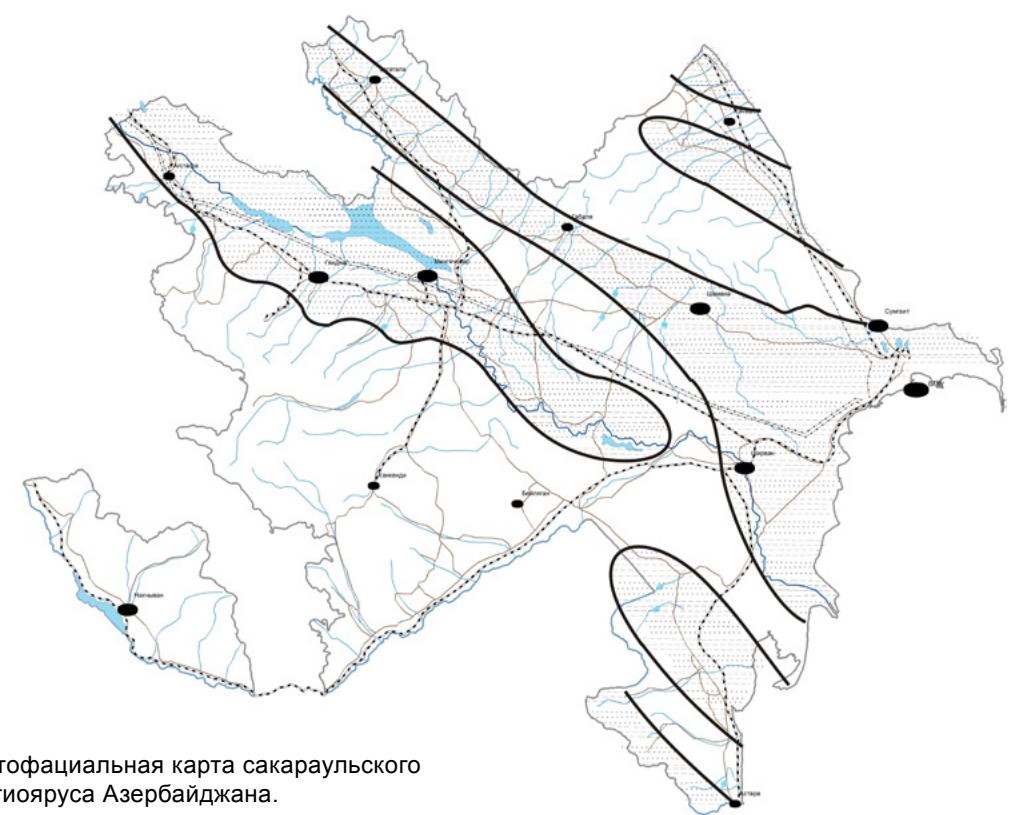


Рис. 4. Литофациальная карта сакараульского регионаряуса Азербайджана.

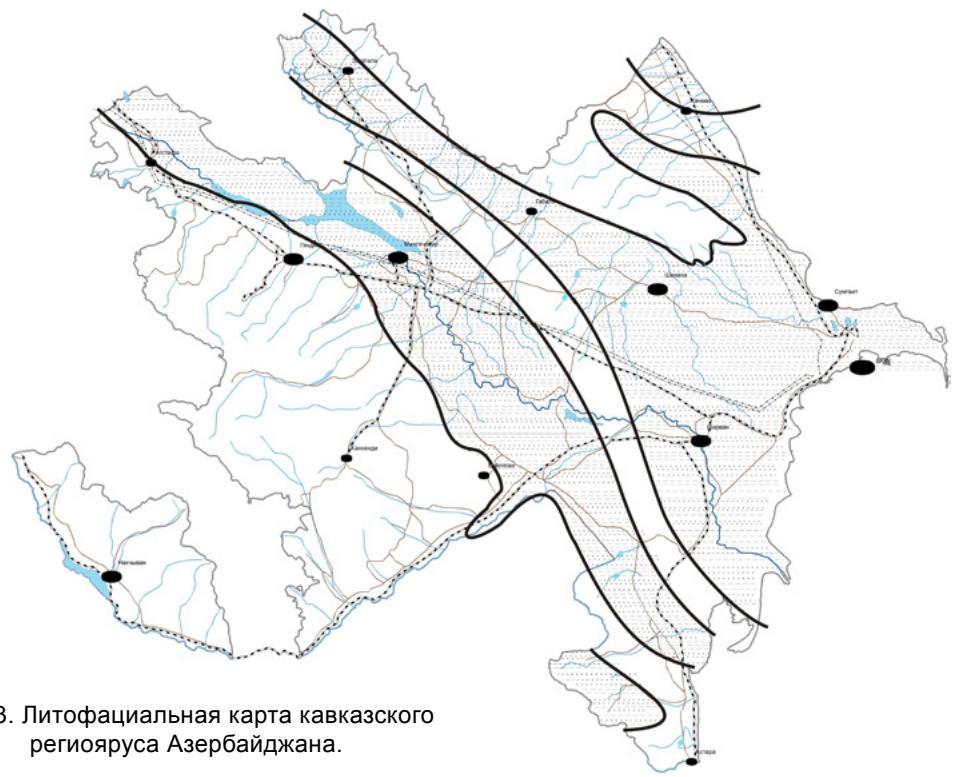


Рис. 3. Литофациальная карта кавказского регионаряуса Азербайджана.

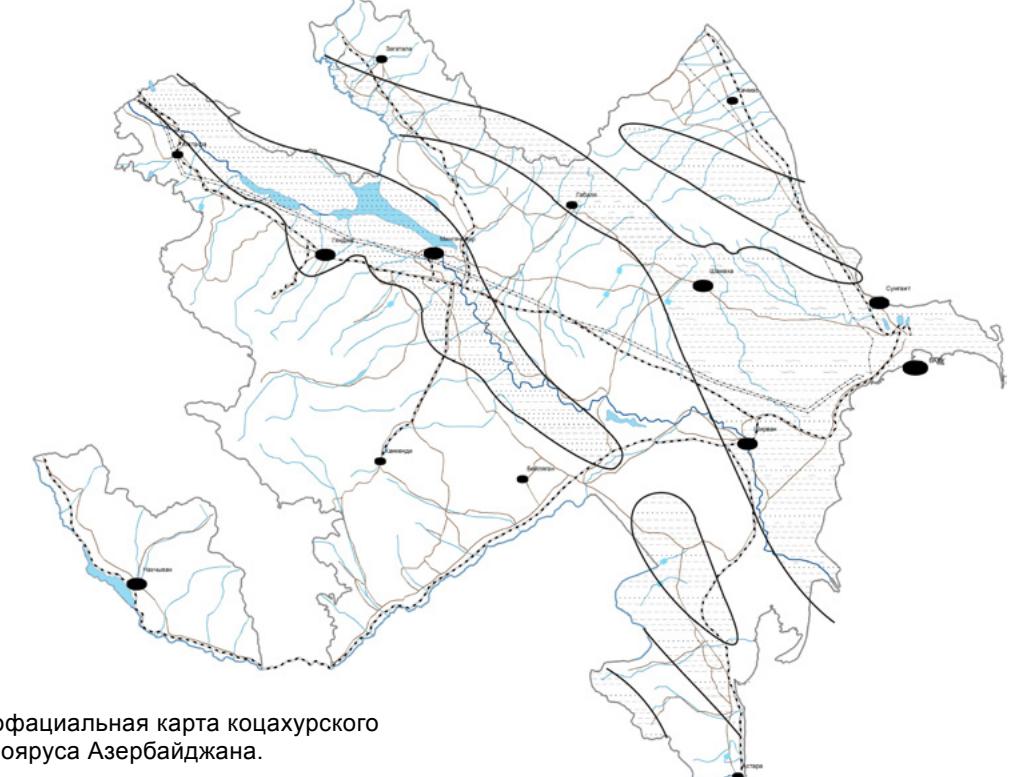


Рис. 5. Литофациальная карта коцахурского регионаряуса Азербайджана.

СОДЕРЖАНИЕ

Грундан Е.Л., Викулин С.В., Енгалычев С.Ю., Тропина П.Д. Реконструкция растительности Южных Ергеней в среднем миоцене («яшкульская серия») по данным палинологических, карнологических и ихногеологических исследований.....	76
Гужов А.В. Комплексы гастропод в отложениях нижнего чохрака на р. Белая, Адыгея.....	81
Жураев М. Р., Таджибаева Н.Р. Генетическая классификация сероводородных вод южной части ферганского бассейна.....	87
Калмыков Н.П. О природной среде юга Восточной Европы в период обитания дейнотериев (Mammalia, Proboscidea).....	91
Кодаш А.С. Палеонтологическая характеристика продуктивных средне- верхнеюрских отложений в пределах Восточно-Кубанской впадины.....	94
Куренков В.В., Мартыненко П.А. Средне и верхнеюрские отложения лагонакского нагорья и нефтегазовые коллекторы.....	98
Леонова Л.В., Кузьмина Л.Ю., Рябова А.С., Борич С.Э., Симакова Ю. С., Главатских С.П., Червяцова О.Я. Песчаниковые обособления с бактериальным карбонатным цементом (п. Волна, Краснодарский край).....	103
Литвин В.В., Петров С.Н., Бичаев В.Б., Коншин М.М., Литвин А.В. SSS-рудно-металлургическое соответствие древней металлургии железа северного причерноморья.....	112
Микерина Т.Б. Источник исходного органического вещества в кайнозойских отложениях Западного Предкавказья.....	117
Несмиянов С.А., Войкова О.А., Мурый А.А. Количественные реконструкции палеорельефа приморского орогена (на примере долины р. Мзыма).....	121
Николаева И.А. Биостратиграфическая корреляция позднепалеогеновых ассоциаций остракод восточного паратетиса с учетом фактора палеосолености.....	124
Пинчук Т.Н., Белуженко Е.В. Палеогеография и нефтегазоносность Западного Предкавказья в олигоцене.....	128
Пинчук Т.Н., Микерина Т.Б., Попов С.В., Земцов П.А. Палеогеографические реконструкции Западного Предкавказья в раннем миоцене.....	133
Попов С.В., Гончарова И.А., Щерба И.Г. Паратетис: история, палеогеография, стратиграфия и биота.....	138
Савельева Ю.Н. Остракоды пограничных титон-берриасских отложений горного Крыма.....	144
Соколова Е.А. Климатическая зональность и биоразнообразие планктонных Фораминифер в сеноман-туронском временном интервале.....	151
Гончарова И.А., Амитров О.В., Гужов А.В., Попов С.В. История изучения палеонтологии и стратиграфии неогена юга России.....	69
Андреев В.М. Стратиграфическая схема черноморского побережья Кавказа.....	4
Анисимов Л.А., Донцова О.Л. Структуры гравитационного сдвига в каспийском регионе.....	10
Банников А.Ф. Эволюция сообществ морских и солоноватоводных костистых рыб позднего тетиса и паратетиса.....	15
Белуженко Е.В. Стратиграфия континентальных отложений миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья.....	19
Беньяновский В.Н. Региональные стадии (горизонты) развития палеоцен – эоценового бассейна крымско- северокавказской провинции и их отражение в комплексах планктонных фораминифер.....	24
Беньяновский В.Н. Морские обстановки кумского этапа среднего – позднего эоцена на юге европейской России и смежных областей.....	29
Березовский Д.А. Найдены представителей рода <i>Siderofungia</i> (Scleractinia, Anthozoa) в среднем эоцене Украины.....	32
Бугрова Э.М. Значение Северокавказского региона для изучения стратиграфии палеогена России и прилегающих территорий.....	37
Бугрова Э.М. Новые данные по биостратиграфии палеогена Юго-Западного Кавказа (по мелким фораминиферам).....	40
Викулин С.В. Палеогеновые флоры тетисской биогеографической области западной Евразии.....	44
Викулин С.В., Нарышкина Н.Н. Представители семейства буковых (Fagaceae) в палинофлоре палеогена юга Русской равнины.....	50
Вукс В.Я. Проект региональной стратиграфической схемы средне- верхнеюрских отложений западного Кавказа: проблемы и перспективы их разрешения.....	56
Гаврилова В.А. Схема стратиграфии триасовых отложений части Северо-Западного Кавказа и Восточного Предкавказья.....	62
Гончарова И.А., Амитров О.В., Гужов А.В., Попов С.В. История изучения палеонтологии и стратиграфии неогена юга России.....	69

Триколиди Ф.А., Тищенко А.И. Зубы акул рода <i>Sphenodus</i> (Orthacodontidae) из меловых отложений Крыма.....	157
Федъкин Н.Г. , Родионов А.О. Пакет оперативной геологической информации (ГИС-Атлас) Северо-Кавказского федерального округа.....	161
Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О. Проявление альбских аноксических событий в разрезе Аймаки Центрального Дагестана.....	166
Эфендиева М.А. Палеогеография майкопского палеобассейна на территории Азербайджана в свете новых геолого-геофизических данных.....	172

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ И БИООРАЗНООБРАЗИЕ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА РОССИИ

ОБЩЕСТВЕННАЯ
ТУРИСТСКО - ГЕОЛОГО - ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ «ТЭТИС»

Сдано в набор 07.07.2015. Подписано в печать 07.07.2015
Формат 60x90/8. Бумага офсетная, гарнитура «Myriad»

Печать офсетная. Заказ
Тираж 1000 экз.

Отпечатано в типографии ИП Зубков О.П.
344000, г. Ростов-на-Дону, ул. Серафимовича, 45/54 а
Тел.: (863) 269-00-66, 282-21-48, 282-21-49