



Эволюция биосферы

УДК 551:118(47+57)

ИСТОРИЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА В ПОЗДНЕМ ЭОЦЕНЕ - РАННЕМ МИОЦЕНЕ

© 1993 г. С. В. Попов*, М. А. Ахметьев**, Н. И. Запорожец**,
А. А. Воронина****, А. С. Столяров***

*Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, ул. Профсоюзная 123, Россия

**Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

***Всероссийский институт минерального сырья, 109017 Москва, Старомонетный пер., 31, Россия

****Московский государственный университет, 117234 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 15.02.93 г.

Разработана региональная стратиграфическая шкала верхнего эоцена - нижнего миоцена Восточного Паратетиса. По комплексам малакофауны и микропланктону, диноцистам, пыльце и спорам обоснован возраст стратиграфических подразделений и дано их сопоставление с соседними регионами. В региональную схему вошли следующие районы: Причерноморская впадина, Предкавказье, Волго-Донское междуречье, Закавказье (Ахалцихская впадина, Картлийская депрессия), Закаспий (Мангышлак, Устюрт, Копетдаг). Выделены региоярусы: белоглинский (верхний эоцен), пшехский (нижний олигоцен), соленовский (нижний олигоцен), калмыцкий (верхний олигоцен), сакараульский (нижний миоцен), коцахурский (нижний миоцен). Для каждого из региоярусов построены литолого-фациальные карты и палеогеографические схемы. Для выделенных этапов геологического развития Восточного Паратетиса рассмотрен органический мир, климат, дана гидрологическая оценка бассейнов седиментации, приведены сведения о полезных ископаемых.

ВВЕДЕНИЕ

В конце эоцена - начале олигоцена эвстатическое падение уровня Мирового океана и поднятия в области Альпийской складчатости привели к обособлению бассейнов к северу от моря Тетис. Здесь образовались два крупных водоема - Западный (Baldi, 1980, 1986) и Восточный Паратетис, временами тесно связанные друг с другом. Обособленность этих глубоководных водоемов, относительная холодноводность, обильный принос пресных вод в результате подземного и поверхностного стоков приводили к стратификации вод, плохой их аэрации и неблагоприятным условиям жизни и сохранности организмов с карбонатным скелетом. Поэтому отложения этих бассейнов плохо охарактеризованы фауной, особенно таких важных для стратиграфии групп, как планктонные фораминиферы и наннопланктон. Стратиграфия этих в основном глинистых отложений в Восточном Паратетисе именуемых майкопскими, строилась преимущественно на бентосных группах фауны, моллюсках (Жижченко, 1953; Мерклин, 1962, 1974; Voronina, Popov, 1985) и бентосных фораминиферах (Прусова, Печенкина, Иванова, Тер-Григорьянц, Никитина и др.). В последнее время они пополнились результатами исследований органикостенного фитопланктона. Большое значение для региональной корреляции имеет прослеживание литологических пачек, в

глубоководной части бассейна выдержанных по простиранию на сотни километров (Семенов, Столяров, 1970, 1988). Современное состояние изученности отложений Восточного Паратетиса позволило разработать детальные местные стратиграфические схемы отложений майкопской серии и предложить региоярусную шкалу (табл. 1), подразделения которой отражают этапность и трансгрессивно-регрессивную цикличность развития бассейна.

ОСНОВНЫЕ РЕГИОНЫ РАЗВИТИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Морские верхнеэоцен-нижнемиоценовые отложения развиты повсеместно - от Причерноморья до Средней Азии. Однако полнота разрезов, их литофациальный состав и палеонтологическая характеристика зависят от приуроченности к тем или иным структурно-фациальным зонам (табл. 1).

Юг Европейской равнины

Причерноморский прогиб характеризуется полным разрезом верхнеэоцен-нижнемиоценовых относительно мелководных отложений, но на большей части территории они не выходят на поверхность. Комплексы фауны не богаты, но достаточно характерны - скорее северного типа: хоро-

Таблица 1. Схема корреляции верхнеэоцен-нижнемиоценовых отложений основных регионов развития майкопской серии

Отдел	Юрус		Причерноморье	Центральное Предкавказье	Волго-Дон	Грузия		Мангыш-лак	Северный Устюрт	Северное Приаралье	Копетдаг								
Миоцен	Бурдигал	Тарханский	Тархан	Тархан			Тархан		Тархан		Тархан								
		Коцахурский		рицевская			коцахурская		биштюбинская		кулма-чская пачка д								
Аквитан		Сакараульский	чернобаевская	ольгинская	цаганхакская арадыкская		сакараульская	кашкаратинская		Аральская	актепинские пески								
		Караджалгинский	горностаевская	караджалгинская	нугринская		верхняя		Байгубекская кинтыкчинские слои										
Хагт	Калмыцкий	Верхний	асканийская	зеленчукская	верхняя	калмыцкая	уллисцкая	верхняя	аральская	Аральская	слои с нони-анидами и острокодами								
		септариевая																	
		баталпащинская																	
		верхняя подсвита Морозкиной балки		нижняя	нижняя														
Юрель	Соленовский	Верхний	серогозская	нижняя подсвита Морозкиной балки	иркибурульские слои	соленовская	авчальская	каундинские слои	майнасорские слои	чиликтинская	пачка г								
		Нижний		полбинская								остракодовые слои	слои с Urbnisia	остракодовые слои	таминская	слои с Disopontocipris oligocaenica			
		Верхний		боряфенская								пшехская	верхнецимлянские слои	абастуманская	манглисская	кенджалинская	ащеайрыкская	коктурнакские жаксык-лычские слои	слои со Spiroplectammina carinata
		Нижний																	
Эоцен	Приабон	Белоглинский	альминская	слои с P. fallax	солонская	солонская	слои с P. queteleti	ахалцихская	четанская	туранглинские слои	IV пачка								
				слои с Cibicides salensis								слои с Cibicides salensis	тбилисская	адаевская	слои с Anomalina munda	III пачка			
													средняя		слои с Bolivina	II пачка			
													нижняя		средняя нижняя	I слои с Bolivina			

шо сопоставимы с комплексами Ергеней и Устюрта. Богатейшие комплексы органикостенного фитопланктона позволяют выделить здесь все подразделения европейской фитопланктонной шкалы.

Предкавказье является стратотипическим районом для расчленения майкопской серии. Здесь она выполняет крупные прогибы – Азово-Кубанский и Терско-Каспийский, где представлена более глубоководными осадками. Хорошо охарактеризованы фауной лишь пограничные эоцено-олигоценые отложения, причем планктонные группы фауны (фораминиферы, наннопланктон) меняются немного ниже границы эоцена и олигоцена (в верхах белоглинской свиты появляются комплексы зон *Globigerina tarugiensis* – P18, *Coccolithus subdisticus* – NP21, Крашенинников, Музылев, 1975), тогда как резкая смена состава моллюсков совпадает с границей белоглинской и пшехской свит. Выше в пшехской свите наннопланктон представлен комплексами зон NP22 и 23 (определения А. Надьмароши). На этом же рубеже происходит резкая смена и органикостенного фитопланктона.

Волго-Донской регион является переходным от глубоководных разрезов Предкавказья к более мелководным – на границе Скифской плиты и Русской платформы. Здесь выделены характерные литологические пачки, изучены комплексы моллюсков, палиноморф и фораминифер, позволившие уточнить стратиграфическую схему майкопской серии: подразделить цимлянскую свиту на две части, различать в составе соленовской свиты остракодовые и икибурульские слои, выделить калмыцкую свиту с двумя подсвитами (Семенов, Столяров, 1988; Воронина и др., 1988). Достаточно уверенно проводится и корреляция этих подразделений с разрезами Предкавказья, Мангышлака и Устюрта, с одной стороны, и с Украиной – с другой.

Закавказье

Уникальными по полноте и фаунистической характеристике являются разрезы Ахалцихской и Картлийской депрессий Грузии, хорошо дополняющие и надстраивающие друг друга.

Ахалцихская котловина выполнена морскими отложениями среднего эоцена - нижнего олигоцена с разнообразной фауной. Состав моллюсков, фораминифер, нуммулитов верхнего эоцена очень богатый, тепловодный, преимущественно тетисного происхождения, резко отличающийся от более северных комплексов. Моллюски нижнего олигоцена (около 90 видов) также характеризовались относительной тепловодностью состава (присутствием родов *Atrina*, *Megaxinus*, *Lutgaria*, *Argoragia* и др.), но при этом преобладали широко распространенные виды, общие с более северными нижнеолигоцеными комплексами Восточного Паратетиса. Относительным богатством отличались и солоноватоводные моллюски (в слоях Оцхе и цхрутской свите – Попов, Титова,

1982), представленные теми же эндемичными родами, что и повсюду в Паратетисе, но с большим разнообразием кардиид и корбулид.

Картлийская депрессия – крупная синклиналь, заполненная морскими осадками эоцена - миоцена, внутри которой удается проследить переходы от глубоководных разрезов к мелководным грубообломочным с более богатой фаунистической характеристикой (Воронина и др., 1991). Наибольший интерес в этом регионе представляют комплексы моллюсков уписцихской свиты (более 30 видов), сакараула (около 100 видов) и коцахура (20 видов), являющиеся уникальными для Восточного Паратетиса и представляющие южный тип фауны.

Закаспий

В пределах Закаспия выделяются три основных субрегиона: Мангышлак, Устюрт и Копетдаг.

Мангышлак. По обнажениям и многочисленным буровым скважинам здесь детально изучен фациальный переход от прибрежных (литоральных) отложений с богатыми комплексами фауны, с марганцевым рудообразованием через внешнюю зону шельфа до псевдобатиальной (в юго-западной части Мангышлака) с глубоководным типом осадков. При таком переходе на сравнительно небольшом расстоянии (около 100 км) резко меняются не только литофации, но и мощности слоев отдельных подразделений майкопа.

Северный Устюрт. В обнажениях чинков Устюрта вскрываются относительно мелководные отложения прибрежных зон позднеэоценового и олигоценых бассейнов, заключающие богатейшие комплексы бентосной фауны северного типа (Миронова и др., 1958; Мерклин, 1974 и др.), а также органикостенного фитопланктона. Состав известных отсюда моллюсков, остракод, фораминифер, цист динофлагеллат хорошо сопоставляется с комплексами Северной Германии и Бельгии.

Копетдаг. Разрезы Западного Копетдага довольно полные, с хорошей последовательностью микрофаунистических зон (табл. 1), но бедными комплексами макрофауны. Восточнее разрезы становятся более мелководными, менее полными, в них появляются остатки моллюсков. Фауна, характерная для закаспийской части бассейна, преимущественно северного типа, с единичными более тепловодными элементами.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА - НИЖНЕГО МИОЦЕНА ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Стратиграфические границы в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях разных регионов Восточного Паратетиса проводятся на одних и тех же уровнях, отражающих переломные моменты изменений условий осадконакопления и фауны в бассейне (табл. 1). Поэтому имеется реальная основа для создания региональной стратиграфической схемы Восточного Паратетиса. Такие попытки предпри-

нимались и раньше (Вялов, 1940, 1964; Жижченко, 1953), но состояние изученности майкопских отложений того времени не дало возможности в основу региональных подразделений положить действительно наиболее крупные геологические события, часть из которых имела бы общепланетарное значение. Горизонты, позднее выделенные Р.Л. Мерклиным (1962), были основаны на неполных, нетипичных разрезах Северного Устюрта. Наиболее удачно, на наш взгляд, подразделение майкопской толщи на 4 трансгрессивно-регрессивных цикла, предложенное Г.И. Семеновым (1968). Три из них приняты в качестве региональных стратиграфических единиц в том же объеме.

Белоглинский региоарус (Коробков, Коротков, 1937, "Стратиграфический словарь"). Стратотип в разрезе выделен по р. Кубань выше г. Черкесска. В характерной фации белых карбонатных глин и мергелей региоарус прослеживается от Южного Приаралья до Причерноморья и далее до Центральной Европы. В слоях с *Globigerapsis tropicalis* и *Globigerina coagulata* заключены богатые комплексы фораминифер (зоны P15, P16), наннопланктона объединенной зоны *Discoaster barbadiensis* (NP18-20) (табл. 2). В слоях с *Bolivina antegressa* состав планктонных фораминифер обеднен, встречаются виды, более характерные для олигоцена. В отдельных структурно-фациальных зонах даже в открытой, относительно глубоководной части бассейна, отмечаются следы обмеления с перемывом отложений, появлением бентосной фауны (моллюсков с *Proreamussium fallax* и *Rusnodonte queteleti*). Здесь же найдены планктонные фораминиферы зоны *Globigerina tapuriensis* (P18) и наннопланктон зоны *Coccolithus subdistichus* (NP21) основания олигоцена (Крашенинников, Музылев, 1975). В более мелководной зоне слои с *Bolivina antegressa* в их верхней части замещаются толщей терригенных пород (слои с *Asterigerina lucida* и *Cibicides salensis*, слои с *Anomalina munda* чеганской свиты и их аналоги). Эта толща содержит микрофауну переходного белоглинско-"хадумского" состава и тепловодных моллюсков, которые по составу ближе к эоценовым комплексам. На этом рубеже происходит кардинальная перестройка комплексов органикостенного фитопланктона. Исчезают характерные эоценовые *Areosphaeridium arcuatum*, *A. diktyoplokus*, виды родов *Cordosphaeridium* и *Spiniferites*, среди зеленых водорослей – *Tylothodiscus beloglinensis*. Появляется группа видов рода *Phthanoperidinium*, хорошо приспособленная к обитанию в бассейнах с меняющимся режимом солености и более низкими температурами.

Пшехский региоарус (Коротков, 1935). Стратотип – р. Пшеха, Западное Предкавказье, гипостратотип – левый берег р. Кубань у г. Черкесска. В относительно глубоководной зоне представлен обычно глинами темными неравномерно карбонатными, алевролитистыми. Основание горизонта охарактеризовано планктонными фораминифера-

ми зоны *Globigerina tapuriensis* (P18), наннопланктоном зоны *Coccolithus subdistichus* (NP21), средняя часть – наннопланктоном зоны *Helicopontosphaera reticulata* (NP22) и верхняя – зоны *Sphenolithus pre-distichus* (NP23, по А. Надьмароши). По Н.Г. Музылеву, это переходный интервал между зонами NP22 - NP23.

В более мелководной зоне можно выделить две части: нижнюю, глинистую с фораминиферами зоны *Lenticulina heitmanni*, которая содержит характерный комплекс моллюсков с *Yoldiella chadumica*, *Pterolucina batalpaschinica*, *Palliolium simile* и верхнюю, обычно алевролитистую, иногда с прослоями песков. Микрофауна верхней части представлена комплексом со *Spiroplectamina carinata oligocenica*, а моллюски – более крупными, более мелководными формами: *Nemocardium excomatum*, *Arctica rotundata* и очень характерным *Pecten stettenensis*. Хотя эти подразделения не строго разновозрастны в разных регионах, они широко прослеживаются и могут рассматриваться в качестве нижнего и верхнего подъярусов пшехского региоаруса.

По фитопланктону для пшехского региоаруса характерны все три зоны бореальной западноевропейской диноцистовой шкалы – *Phthanoperidinium amoenum*, *Wetzeliella symmetrica* и *W. gochtii*. Первая соответствует в основном нижнему подъярису. В составе комплекса палиноморф высших растений ведущую роль играют таксодиевые, вместе с пылью сосновых, особенно в базальных слоях пшехского горизонта, отвечающих похолоданию на рубеже эоцена и олигоцена.

Исключительно важная находка как для интерпретации палеогеографической обстановки, так и климатических условий была сделана А.Ф. Банниковым (ПИН РАН) из пшехских слоев р. Белой, севернее ст. Абадзехской. М.А. Ахметьевым были определены фрагменты однодольных, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Cinnamomum* sp., *Murtophyllum* sp., *Arocynophyllum helveticum* Heer, *Dryophyllum furcinerve* (Rossm.) Schmalh. Все эти растения указывают на субтропический климат прибрежной зоны и наличие островных архипелагов на месте Большого Кавказа.

Хорошим репером пшехского региоаруса является магнито-стратиграфический (Молоствовский, 1986; Кунаев, 1990). Он практически целиком относится к зоне обратной полярности, кроме пограничного интервала с эоценом, где выделяются три N-зоны. Это подтверждено исследованиями кубанского разреза, ащеайрыкского разреза Северного Устюрта и серии разрезов кутанбулакской свиты залива Перовского в Северном Приаралье.

Соленовский региоарус (Попов, 1959). Стратотип – скважина у пос. Цимлянский на р. Дон, парастратотип – левый берег р. Кубань против г. Черкесска. Рассматривается в составе двух подъярусов (Воронина, Попов, 1984). Нижний подъярус, в Волго-Донском регионе в объеме

Таблица 2. Регионалы Восточного Паратетиса, их палеонтологическая и палеоэкологическая характеристика

Отдел	Ярус	Горизонты (регионалы)	Фораминиферы	Двустворчатые моллюски	Диноцистовая шкала		Прибрежная соленость 10‰ 20‰ 30‰	Трансгрессия Регрессия
					зона	подзона – слои		
Мiocен	Бурдигал	Тарханский		<i>Crassostrea gigas</i> <i>Lentipecten denudatus</i>				
		Коцахурский	<i>Sakkamina zuramakensis</i>	<i>Rzehakia dubiosa</i> <i>Eoprosodacna</i>				
		Сакараульский	<i>Neobulimina elongata</i>	<i>Palliolum simile</i> <i>Thyasira tautilus</i> <i>Fragum semirugosum</i> , <i>Acanthocardia grande</i> <i>Pholadomya alpina</i>				
	Аквитан	Караджалгинский	<i>Cibicides ornatus</i> <i>Elphidium onerosum</i> <i>Porosonion dendriticus</i>	<i>Palliolum incomporabile</i> <i>Callista lilacinoides</i> <i>Venus multilamella</i>				
		Хатг	Калмыцкий	верхний	<i>Cerastoderma prigorovskii</i> <i>Corbula helmersenii</i>			
	нижний			<i>Spiroplectammina terekensis</i> , <i>Sphaeroidina variabilis</i> <i>Virgulinea ex gr. pertusa</i> <i>V. karagiensis</i>	<i>Plagiocardium abundans</i> <i>Chlamys bifida</i>	<i>Chiropteridium partispinatum</i>		
Oлигоцен	Рюгель	Соленовский	верхний	<i>Trochammina florifera</i>	<i>Janschinella</i> , <i>Cyrtodaria</i> , <i>Nucula</i>			
			нижний	Остракоды с <i>Disopontocypris oligocaenica</i>	<i>Ergenica</i> , <i>Urbnisia</i> , <i>Korobkoviella</i>	<i>Wetziella gochtii</i>		
	Пшехский	верхний	<i>Spiroplectammina carinata oligocena</i>	<i>Flabellipecten stettenensis</i>	<i>Wetziella symmetrica</i>			
		нижний	<i>Lenticulina hermanni</i>	<i>Joldiella chadumica</i> <i>Pterolucina batalpashinica</i>	<i>Phthanoperidinium amoenum</i>			
Эоцен	Приабон	Белоглинский	<i>Cibicides salensis</i> <i>Bolivina antegressa</i> <i>Globigerapsis tropicalis</i> <i>Globigerina corpulenta</i>	<i>Nucula aralensis</i> <i>Aralocardia P. fallax</i> <i>Palliolum mayeri</i> <i>Pycnodonte queteleti</i>	<i>Wetziella clathrata angulosa</i>			

остракодовых слоев, представлен маркирующим пластом светлого мергеля или карбонатной глины местами с прослоями некарбонатных разностей. Он почти повсеместно хорошо охарактеризован фауной и включает характерных крупных остракод *Disopontocypris oligosaenica* и др., своеобразный комплекс наннопланктона с *Reticulofenestra ornata* и некоторыми видами, позволяющими относить этот комплекс к нижней части зоны *Sphenolithus predistentus* (NP23). Моллюски представлены эндемичными, солоноватоводными родами и видами (*Ergenia*, *Urbnisia*, *Merklinocardium*, *Korobkoviella*, *Janschinnella*).

В комплексе диноцист, принадлежащем зоне *Wetzelialla gochti*, доминирует обедненный комплекс с *Gerdicocysta*, которому сопутствует группа *Cyclonephelium*–*Oligosphaeridium*–*Operculodinium*, а также *Distatodinium* и *Huysrichokolpoma*. Этот же состав комплекса сохраняется не только в нижнем подгоризонте (остракодовых слоях), но и в перекрывающих отложениях. Присутствие фитопланктона, хотя и в единичных экземплярах, характерного для бассейнов, связанных с Норвежско-Гренландским, указывает на постоянно сохраняющуюся, хотя и затрудненную, связь с Северной Атлантикой либо через Майнцский бассейн, либо через Мазуро-Мазовецкий порог, как это предполагал А. Русу (*Rusu*, 1988).

Верхний подъярус (икибурульские слои Волго-Дона) представлен некарбонатными темными или светлыми глинами, беден ископаемыми остатками и литологически может быть сходен с вышележащими глинами. В окраинных частях бассейна в нем также встречается солоноватоводная фауна, но появляются некоторые моллюски морского происхождения и обедненный комплекс агглютинирующих фораминифер (*Paragaudrina tripartita*, *Trochammina florifera*). Комплексы соленовского горизонта отличаются более высоким содержанием пыльцы сосновых и буковых, разнообразием термофильных компонентов. По палеомагнитным данным, соленовский региоярус, как и пшецкий, относится преимущественно к R-зоне с двумя N-эпизодами в его второй половине.

Калмыцкий региоярус выделяется здесь впервые). Стратотип – разрез скважины в 50 км к ЮЮЗ от г. Элисты (Семенов, Столяров, 1988)¹. В основании региояруса в относительно глубоководной зоне широко прослеживается пласт темных карбонатных глин с *Virgulinea ex gr. pertusa* и *V. karagiensis* и наннопланктоном зоны *Sphenolithus distentus* (NP24). В регионах, где “виргулинеелловый пласт” отсутствует, калмыцкий региоярус начинается с темных известковых глин с рассеянными рыбными остатками – “рыбных слоев” (Семенов, Столяров, 1970). В более мелководных разрезах остатки рыб отсутствуют и на этом уровне встречаются бентосные фораминиферы зоны *Spiroplectammina terekensis* с массовыми *Uvigerinella californica* и морские моллюски *Chlamys bifida*, *Nuculana*

gracilis, *Plagiocardium abundans* и др. Виргулинеелловые и рыбные слои (и их более мелководные аналоги) составляют нижний подъярус. Верхний подъярус связан с нижним постепенным переходом и отличается алевритистостью или песчанистостью пород, обедненным комплексом бентосных фораминифер и моллюсков (с характерными *Cerastoderma prigorovskii*, *Corbula helmersenii*). По комплексу органикостенного фитопланктона в пределах региояруса выделяются две диноцистовые зоны, широко регионально прослеживающиеся: нижняя – *Chiropteridium partispinatum*–*Rhodobodium draco* и верхняя – *Deflandrea spinulosa*–*Homotriblium tenuispinosum*. Эта часть майкопской серии включает 5 - 6 крупных зон прямой намагниченности, четкое группирование которых показано в ряде взаимосвязанных разрезов. Самые верхи олигоцена отмечены преобладающей R-полярностью (Молостовский, 1986, с. 17).

Вышележащие отложения наиболее монотонны и бедны фауной, поэтому расчленение и корреляция их очень затруднены.

Караджалгинский региоярус (Прокопов, 1937). Стратотип – р. Караджалга, Западное Предкавказье, гипостратотип – разрез р. Кубань ниже г. Черкесска. Представлен преимущественно глинистыми относительно глубоководными отложениями. В некоторых регионах с мелководными типами разреза удается наблюдать смену обедненного эвригалинного комплекса моллюсков верхов калмыцкого региояруса более богатым полигалинным комплексом с тепловодными родами и видами тетисного происхождения, известными также в Западном Паратетисе (*Callista lilacinoides*, *Palliolium incomporabile*, *Isognomon* и др.). Несмотря на то, что условно этот уровень смены фауны сопоставляется нами с основанием караджалгинского региояруса. Резкие изменения состава моллюсков на этом уровне не сопровождались сменой других групп: фораминиферы представлены здесь тем же обедненным комплексом с *Cibicides ornatus*, *Elphidium operosum*, динофлагеллаты – зоной *Deflandrea spinulosa*–*Homotriblium tenuispinosum*, характерной для подстилавщих пород. В верхней части караджалгинской свиты в палинокомплексах отмечается заметное доминирование пыльцы голосеменных (до 90 - 95%), возможно связанное с активизацией поднятий в зоне Большого Кавказа.

Сакараульский региоярус (Давиташвили, 1933). Стратотип – Сакараульская балка, против г. Каспи, гипостратотип – балка Надербазеви у станции Метехи (Воронина и др., 1991). В стратотипической области в Центральной Грузии представлен грубозернистыми, гравелистыми песчаниками в нижней части и глинистыми песчаниками и алевритами в верхней. Охарактеризован здесь лишь остатками моллюсков, представленных тепловодным, мелководным комплексом. За аналогом сакараула в Предкавказье принимаются отложения ольгинской свиты, также выделяемые в разрезах майкопской серии по погрубению осадка и

¹ В этой работе описан стратотип калмыцкой свиты.

Таблица 3. Схема сопоставления верхнеэоцен-нижнемиоценовых стратиграфических подразделений Европы

Возраст, млн. лет	Отдел		Зоны по планктону		Англия	Парижский бассейн	Бельгия	Север Германии	Майнцкий бассейн	Венгрия (Чехия, Австрия)	Румыния (Трансильвания)	Восточный Паратетис	
	Ярус	Ярус	Фораминиферы Blow, 1969, 1979	Наннопланктон Martini, 1971									
15	Миоцен	Дангий	N8 Globigerinoides sicanus	NN5 Sphenolithus heteromorphus			Пески Антверпена	Геммор		Бадений	Бадений	Чокракский	
			N7 Globigerinoides trilobus	NN4 Helicopontosphaera ampli-aperta						Карпаций	Слои Хида	Тарханский	
		N6 Globigerinita dissimilis	NN3 Sphenolithus belemnus			Оттнангий				Мергель Кекиш	Коцахурский		
		N5 Globoquadrina dehiscens	NN2 Discoaster druggi			Эггенбургий				Коруш	Сакараульский		
		N4 Globorotalia kugleri	NN1 Triquetrorhabdulus carinatus									Фирланд	С – пески верхнего Доберга
	P22 Globigerina ciperoensis	NP25 Sphenolithus ciperoensis			Хатт	В – нижний Доберг	Рыбные ? сланцы	Калмыцкий					
	P21 Globorotalia opima opima	NP24 Sphenolithus distentus							А – пески Касселя	Глины Кишцель	Пески Бузаш		
	P20 Globigerina ampliapertura		Известняки Бос	Пески Воорт									
	20	Олигоцен	Рюпель	P19 Globigerina sellii	NP23 Sphenolithus praedistentus		Стамбий s. l.	Глины Боом	Септари-евые глины	Фораминиферовые мергели	Верхний	Глины Илеанда	Соленовский
				P18 Globigerina tapuriensis	NP22 Helicopontosphaera reticulata	Хемстед	Стамбий s. s.	Глины с N. compta	Нижние пески	Слои Пешель-бронна	Слои с Cardium lipoldi	Мергель Бизуш	
P17 Globorotalia centralis			NP21 Coccolithus subdistichus				Саннуа	Верхний Тонгр			Слои Мера Известняки Хоя	Пешехский	
P16 G. cocoaensis			NP20 Sph. pseudoradians	Бембридж			Мергели и гипсы Монмартра	Глины Эни			Мергели Буда	Мергели Бребь	Белоглинский
25	Эоцен	Приабон	P15 Globigerapsis semiinvoluta	NP19 Isth. recurvus	Осборн Гидон	Мергели с Pholadomya ludensis	Нижний Тонгр	Пески Глим-тонгр мертинген	Латдорфа	Мергели Буда	Известняки Клуз	Кумский	
			P16 G. cocoaensis	NP18 Chiasmolithus oamaruensis	Бартон			Пески Марине	Пески Аше	Формация Шонен-вальдер	Мшанковский мергель		
30	Эоцен	Приабон	P15 Globigerapsis semiinvoluta	NP18 Chiasmolithus oamaruensis	Осборн Гидон	Мергели с Pholadomya ludensis	Нижний Тонгр	Пески Глим-тонгр мертинген	Латдорфа	Мергели Буда	Известняки Клуз	Кумский	
			P16 G. cocoaensis	NP19 Isth. recurvus	Бартон			Пески Марине	Пески Аше	Формация Шонен-вальдер	Мшанковский мергель		
35	Эоцен	Приабон	P15 Globigerapsis semiinvoluta	NP18 Chiasmolithus oamaruensis	Осборн Гидон	Мергели с Pholadomya ludensis	Нижний Тонгр	Пески Глим-тонгр мертинген	Латдорфа	Мергели Буда	Известняки Клуз	Кумский	
			P16 G. cocoaensis	NP19 Isth. recurvus	Бартон			Пески Марине	Пески Аше	Формация Шонен-вальдер	Мшанковский мергель		
40	Эоцен	Приабон	P15 Globigerapsis semiinvoluta	NP18 Chiasmolithus oamaruensis	Осборн Гидон	Мергели с Pholadomya ludensis	Нижний Тонгр	Пески Глим-тонгр мертинген	Латдорфа	Мергели Буда	Известняки Клуз	Кумский	
			P16 G. cocoaensis	NP19 Isth. recurvus	Бартон			Пески Марине	Пески Аше	Формация Шонен-вальдер	Мшанковский мергель		

При составлении использованы: Senes *et al.*, 1975; Van Couvering, 1981; Meszaros, 1984; Харленд У.Б. и др., 1985; Aubry, 1986; Rusu, 1986; Крашенинников, Серова, Басов, 1988.

появлению нового комплекса фораминифер с *Neobulimina elongata*. На основании прослеживания этого комплекса микрофауны, аналоги ольгинской свиты (? сакараула) выделяют в Причерноморье, Крыму, Южном Приаралье.

Коцахурский региоярус (Давиташвили, 1933). Стратотип – у г. Каспи, гипостратотип – балка Надербазеви у станции Метехи (Попов, Воронина, 1988). В Картлийской депрессии представлен массивными алевритистыми песчаниками и глинистыми алевритами с прослоями песчаников. Фауна стратотипической области является уникальной, но корреляция коцахурских отложений проводится относительно уверенно по появлению в разрезах признаков, указывающих на пониженную соленость: очень обедненного комплекса фораминифер с *Saccamina zuramakensis* и солоноватоводных моллюсков с *Rzehakia dubiosa*. Перекрывающие их отложения тархана или чокрака в окраинных частях бассейна ложатся с явными признаками несогласия и значительного перерыва.

СОПОСТАВЛЕНИЕ И ВОЗРАСТ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Белоглинский региоярус в объеме двух нижних микрофаунистических зон – *Globigerapsis tropicalis*, *Globigerina copulenta* и *Bolivina antegressa* – по планктонным фораминиферам и наннопланктону соответствует объему приабона в стратотипе. Более спорным представляется возраст верхней зоны – *Cibicides salensis*, определение которого непосредственно связано с проблемой проведения границы эоцена и олигоцена.

Граница эоцена и олигоцена, понимаемая как граница между аналогами приабона и рюпеля s. l., в Бореальной области не определена. Поэтому при работах по проекту № 174 МПГК “Геологические события на рубеже эоцена и олигоцена” эту границу условились проводить в основании зоны *Globigerina tarugiensis* (P18) (табл. 3), внутри зоны NP21. По планктонным фораминиферам она проходит в верхах белоглинского региояруса (так же как в Центральной Европе она проходит в литологически однородных толщах – в мергелях Буда в Венгрии, Бребь – в Румынии). Перестройка осадконакопления, циркуляции вод, пик регрессии, определявший миграции позвоночных животных, появление бореальных и эндемичных групп морской фауны – все эти важнейшие палеогеографические и эволюционные перестройки на огромной территории Евразии произошли непосредственно за этим событием. Нам кажется необходимым продолжить уточнение датировок и масштаба этих изменений, а пока условно проводить границу эоцена и олигоцена в основании майкопской серии (решения Палеогеновой комиссии МСК 1959, 1963 гг.), что примерно соответствует основанию зоны *Helicopontosphaera reticulata* (NP22).

По планктонной и бентосной фауне пшехский региоярус уверенно сопоставляется с низами рюпеля s. l. (включая верхний тонгр) (табл. 3), также охарактеризованного моллюсками *Nucula comta*, *Pecten stettenensis*, *Astarte plicata*, *Callista beirichi* и др. По наннопланктону, цистам динофлагеллат и положению в разрезах с рюпелем s. s. коррелируется соленовский региоярус.

Калмыцкий региоярус в нижней части, по находкам наннопланктона (в виргулинелловых слоях – зона NP24), динофлагеллат и моллюсков, включающих зональные формы хатта А (*Chlamys bifida*), столь же уверенно сопоставляется с нижним хаттом. Сложнее решить проблему проведения границы палеогена и неогена и возраста караджалгинского региояруса. Находки динофлагеллат родов *Wetzeliella* и *Rhombodinium*, присутствие *Deflandrea spinulosa* в караджалгинской и горностаевской свитах и в сивашских слоях указывают на корреляцию этих отложений с хаттом (Андреева-Григорович, 1980). Однако обновление комплекса моллюсков, появление видов-индексов верхнего эгера, обогащение их полигалинными тепловодными группами тетисного происхождения, характерными для неогена, произошли, вероятно, с караджалгинского времени. Поэтому с миоценовой частью эгера Центральной Европы и аквитаном мы (пока несколько условно) сопоставляем караджалгинский региоярус, относя калмыцкий региоярус целиком к хатту, тогда как сакараульские (и ольгинские) отложения считаем аналогами эггенбурга и бурдигала. Коцахурские отложения по присутствию *Rzehakia dubiosa*, *Cerastoderma*, *Limnorrappia* и других солоноватоводных форм уверенно сопоставляются с верхним оттангом Центральной Европы.

БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА, ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И БИОТЫ

Обособление Восточного Паратетиса как внутриконтинентального водоема со специфическими условиями осадконакопления, собственной геологической историей и фауной, ознаменовалось сменой преимущественно карбонатного осадконакопления на терригенное и было приурочено к началу образования майкопской серии. Тем не менее многие особенности этого водоема, в частности распределение глубин и палеогеографические связи, сформировались раньше.

Белоглинский бассейн

Палеогеография и особенности осадконакопления. Позднеэоценовый водоем был самым крупным морским бассейном в кайнозое и покрывал огромное пространство от Карпат до Средней Азии и Западной Сибири (рис. 1). Поднятиями Альпийского складчатого пояса он уже был отделен от моря Тетис, но при высоком эвстатическом уровне Мирового океана соединялся с ним проли-

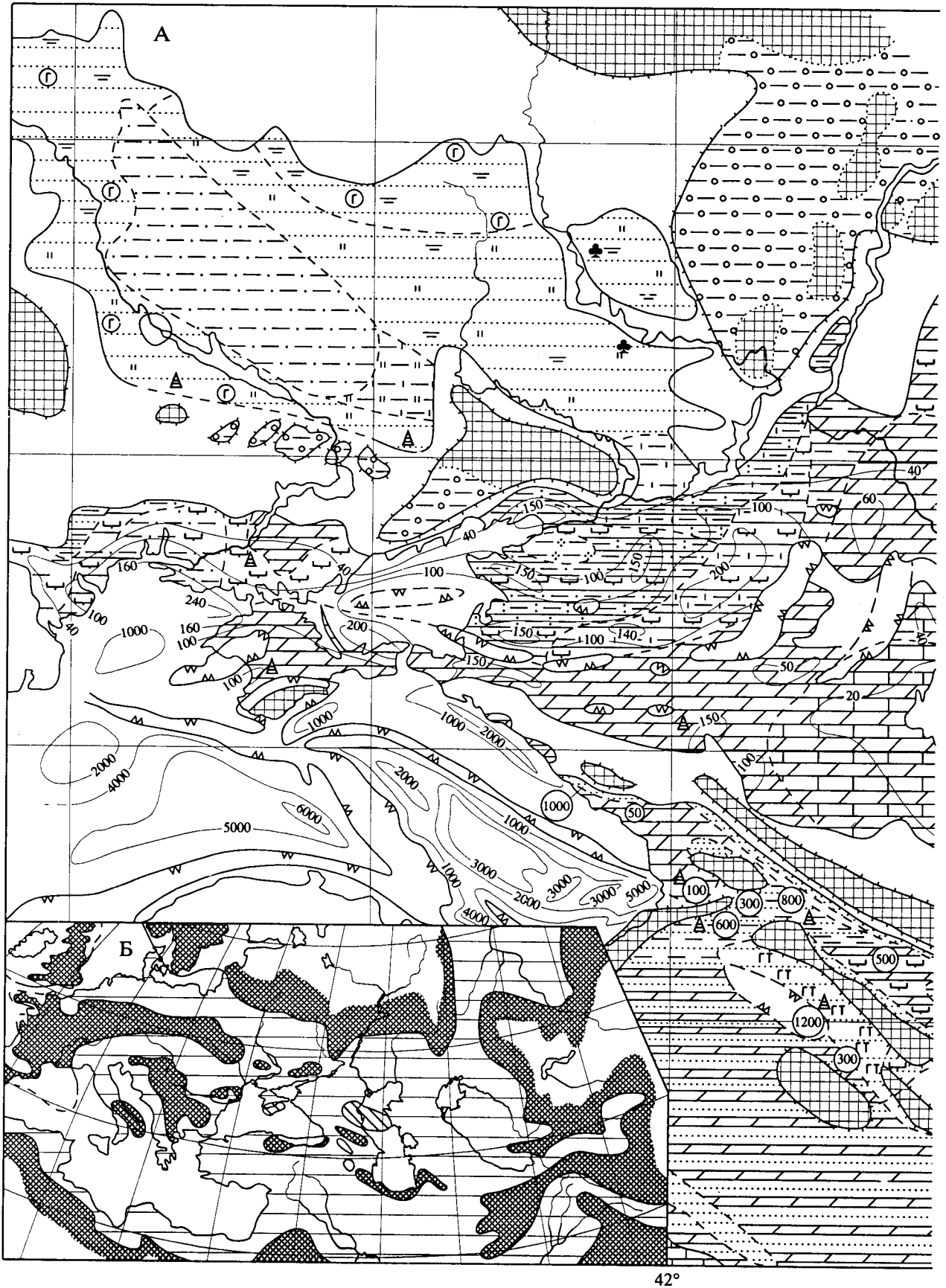


Рис. 1. Бассейны позднего эоцена.

А – литолого-фациальная карта белоглинского бассейна; Б – палеогеографическая схема бассейнов Западной Евразии (условные обозначения см. на рис. 5).

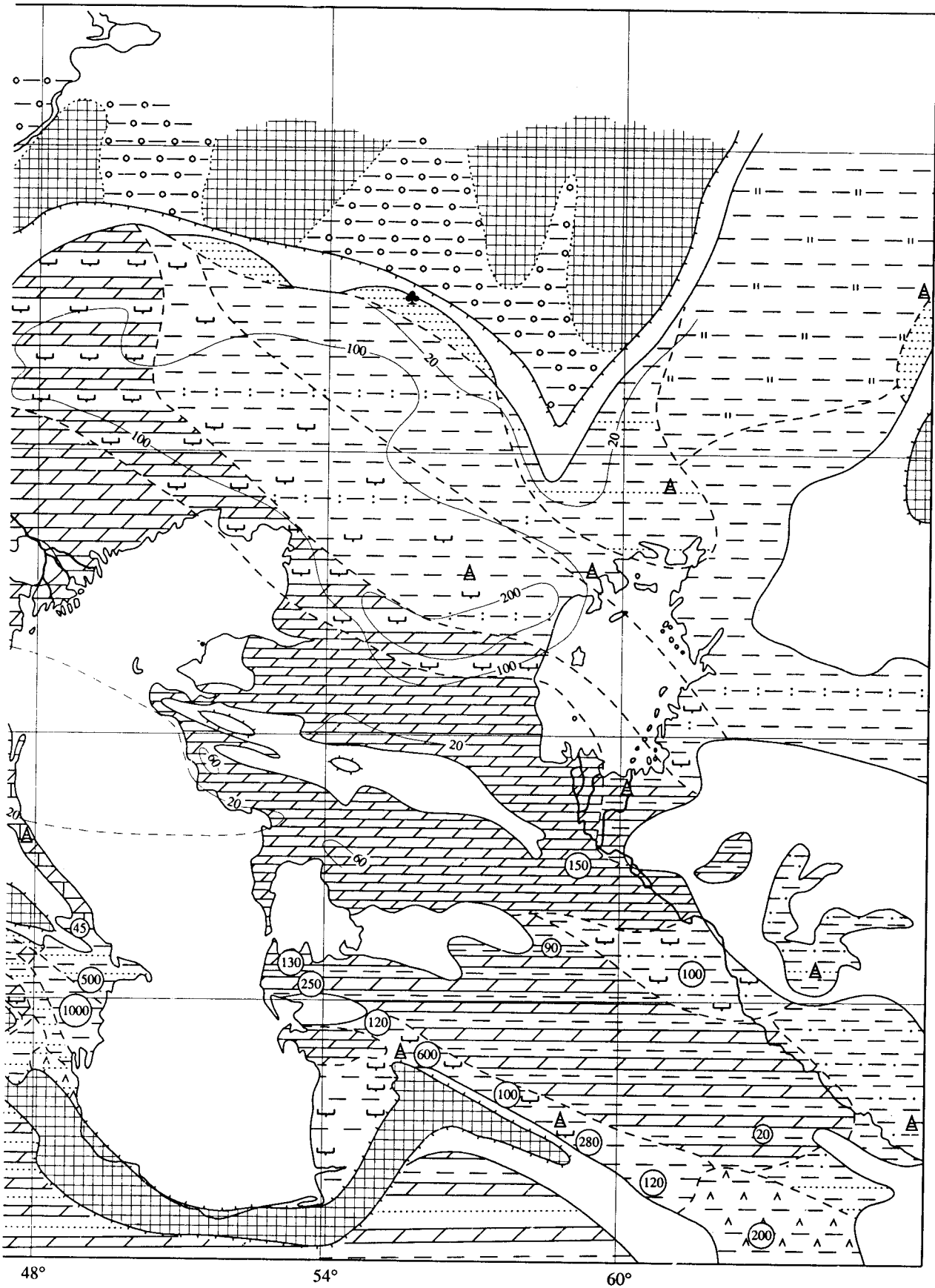


Рис. 1. Окончание.

вами в области Малого Кавказа и Малой Азии. Свободное соединение с Мировым океаном существовало также на Западе (с Норвежско-Гренландским бассейном). Это были длительно и устойчиво существовавшие связи, оставившие документальные свидетельства как в виде морских отложений этого возраста, так и в распределении фауны. Соленость этого водоема была близка к нормально-морской.

Основные фашиально-палеогеографические элементы рассматриваемого морского бассейна Восточного Паратетиса были заложены на рубеже мела и палеогена (Шуцкая, 1970; Туголесов и др., 1985; Столяров, 1991) и длительное время развивались в целом по унаследованному плану. Главной его особенностью являлась более или менее резко выраженная морфологическая расчлененность, определявшая развитие резко различных по характеру областей осадконакопления, связанных, с одной стороны, с мелководными, внутришельфовыми (краевыми) морями, а с другой – с обширными открытыми внешельфовыми глубоководными пространными бассейнами. Последние охватывали акватории Черного и Азовского морей, Предкавказье, Каспийское море, прогибы Закаспия: Южномангышлакский, Копетдагский и др., а также Восточного Закавказья.

Соотношение наиболее глубоководных котловин, характеризовавшихся исключительно карбонатным осадконакоплением, с внутришельфовыми морями, где преобладали терригенные (песчано-глинистые) и кремнистые осадки, определялось характером проявления внутрибассейновых положительных палеогеографических (морфологических) элементов, разграничивавших области разнотипного осадконакопления. В северной части эпиконтинентального бассейна отчетливым барьерным палеогеографическим элементом была субширотная островная система в пределах Украинского кристаллического массива и Донбасса, ограничивавшая обширное внутришельфовое море Днепровско-Донецкой впадины. В Западном Предкавказье выделена (Столяров, 1991) также протяженная, но дугообразная Ергенинско-Ставропольско-Томашевская зона низких островов и отмелей, обозначавшая внешнюю часть шельфовой области. На юге островные массивы восточной части Большого Кавказа и Грузинской глыбы отделяли наиболее глубоководные области Предкавказья и Рионского прогиба от внутренних мелководных морей Закавказья с терригенным и вулканическим осадконакоплением большой мощности (до 1200 м). В северо-восточной части бассейна (Прикаспий, Приаралье) его морфология была более сглаженной и смена карбонатного осадконакопления терригенным была сравнительно постепенной.

Осадконакопление в позднем эоцене осуществлялось в целом на фоне нисходящих тектонических движений. Лишь к концу эоценового времени произошло уменьшение глубины бассейна, отразившееся в смене планктонных комплексов фо-

раминифер преимущественно бентосными зоны *Bolivina*. Последняя не установлена лишь в отложениях наиболее глубоководной области Восточного Предкавказья с некомпенсированным характером осадконакопления, где “регрессивный цикл” не проявился.

Органический мир. Моллюски. В глубоководных фашиях моллюски отсутствовали, но при регрессии в конце белоглинского времени широко распространилось сообщество *Proreamus fallax*, обитавшее на карбонатных илах на глубинах около 100 - 200 м. Богатейшие мелководные сообщества песчано-алевритовых грунтов резко отличались в трех регионах:

на склонах Украинского щита (в основном в мандриковском комплексе) двустворчатые моллюски были представлены не менее чем 100 видами 60 родов 31 семейства с присутствием тропических родов (*Fragum*, *Fimbria*);

в закавказской части водоема двустворчатые моллюски были еще более богаты (не менее 170 видов 77 родов 36 семейств), более тепловодны и представлены тетискими родами и видами;

в Закаспии исходный состав фауны был значительно беднее, но за счет полноты изученности отсюда известно около 120 видов 67 родов 38 семейств двустворок. Здесь отсутствовали *Argo*, *Spondylus*, *Chama* и другие наиболее тепловодные роды, много эндемичных видов (около 1/3), сообщества довольно богатые, без резкого доминирования. На песчаных грунтах характерными были *Callista latilamella*, *Nemocardium razmyslovae*, *Pelecyora tenuis*, *Cardites*, *Atrina*, *Aralocardia*.

Фитопланктон. В комплексе органического фитопланктона (зона *Wetzeliella clathrata angulosa*) основными компонентами являлись виды родов *Deflandrea*, *Cordosphaeridium*, *Areosphaeridium*, *Microdinium*, *Dinopteridium*, а также рода ветцелиелловой группы – *Charlesdownia*, *Wetzeliella*, *Kisselovia* и *Rhombodinium*. Среди зеленых водорослей и акритарх доминировали таксоны, свойственные тепловодным бассейнам нормальной солености, – *Crassosphaera*, *Tycthodiscus*, “*Lanjaria*”.

Флора и растительность. В растительном покрове раннебелоглинского времени основным типом зональной растительности были дубово-лавровые леса, переходившие в горных районах в смешанные с участием сосны и таксодиевых. Спектр термофильных широколиственных включал аралиевые, восковниковые, сумачовые, шелковичные, гаммелиевые. На островных архипелагах в более южных районах в прибрежной растительности заметную роль играли пальмы и термофильные папоротники (*Blechnum* и др.). В раннебелоглинское время в осадках восточной части бассейна захоронялся папоротник *Azolla vege*. В конце белоглинского времени, по мере усиления похолодания, роль голосеменных в растительном покрове заметно возросла.

Климат. В закавказской части бассейна в начале белоглинского времени морская бентосная

фауна была очень тепловодная, близкая к современной тропическо-субтропической, но затем по составу моллюсков можно предположить постепенное похолодание вод, вероятно, вызванное затруднением связей с бассейном Тетис и обще-глобальным похолоданием. Последнее хорошо подтверждается и по палеофлористическим данным (Ахметьев, Запорожец, 1992).

В западной части водоема на склонах Украинского щита в начале белоглинского времени бассейн был также очень тепловодным, с тропическо-субтропическим составом фауны, но моллюски включали все же меньше тропических элементов по сравнению с Закавказьем. Флора здесь была близка к влажной субтропической, спорово-пыльцевые спектры – лесные, с преобладанием покрытосеменных, представленных вечнозелеными формами с лавровыми (Заклинская, 1958). В более восточных районах Европы и в Закавказье спектры указывают на периодическую аридизацию климата. Отдельные фазы более сухого климата зафиксированы в верхнеэоценовой части Ланджарского разреза Армении (Запорожец, 1989). Бентосная фауна моллюсков закаспийской части бассейна была наиболее холодноводной из эоценовых фаун Западной Евразии: виды тропических родов здесь отсутствовали, таксономическое разнообразие было невелико, виды субтропических родов составляли менее половины или около 1/3 видового разнообразия комплексов.

По палинологическим данным, в Приаралье и Тургае в чеганское время произрастали субтропические леса с преобладанием вечнозеленых жестколистных миртовых, лавровых и буковых. В более южных районах Средней Азии в сумсарское время господствующее положение занимали широколиственные леса со значительным участием тропических растений (пальмы, тутовые, ликвидамбр, платаны), с тропическими папоротниками (Пулатова, 1983). Кроме того, существовали открытые пространства с засушливыми условиями, где хорошо развивалась эфедра.

Пшехский бассейн

Палеогеография и особенности осадконакопления. После регрессии в начале пшехского времени произошла новая ингрессия вод и бассейн начался олигоцена протягивался в широтном направлении более чем на 4,5 тыс. км, в меридиональном – достигая 1,5 тыс. км (рис. 2). Вероятно, границы раннепшехского водоема, как и белоглинского, были шире области современного распространения их осадков. Об этом свидетельствует не только редкая встречаемость мелководных фаций, но и отдельные находки раннеолигоценовой фауны далеко за пределами обычного ее распространения, в осадках, ранее считавшихся континентальными (в курганских слоях на юге Западной Сибири). Все же пшехский бассейн, несомненно, ни-

когда не достигал размеров предшествующего позднеэоценового. Он имел значительно более ограниченный водообмен с Мировым океаном по сравнению с белоглинским, очень затруднены были его связи с бассейном Тетис. Основное соединение с открытым морем осуществлялось на западе – с Норвежско-Гренландским бассейном. Этим же путем осуществлялся и фаунистический обмен.

Общая палеогеографическая обстановка пшехского бассейна была унаследована от позднеэоценового этапа развития. Однако резкие изменения характера тектонических движений на рубеже эоцена и олигоцена вызвали существенные преобразования в его акватории, сказавшиеся на некоторых особенностях палеогеографии и динамики осадконакопления. Первое, что существенно отличается раннеолигоценовый бассейн от позднеэоценового, – значительное углубление шельфовых котловин до 1000 м и более, при достаточно устойчивом гипсометрическом положении основных положительных палеогеографических элементов, разграничивавших моря с различным характером седиментации. Это привело к более резкой морфологической дифференциации Восточного Паратетиса, появлению крупных уступов по краям шельфовой области (“континентальных склонов”). При этом более контрастно обозначился один из основных палеогеографических линейментов бассейна, представлявших собой протяженную, но прерывистую систему низких островных сооружений и отмелей, протягивавшихся от Украинского щита Донбасса через кряж Карпинского и структуры Горного Мангышлака к Центральному Устьюрту. Эта система разграничивала (в широком плане) шельфовые моря Днепровско-Донецкой впадины, Волго-Дона, Прикаспия, Приаралья и внешельфовые глубоководные котловины Черного моря и Причерноморья (Туголесов и др., 1985), а также Восточного Предкавказья и Среднего Каспия, где отчетливо выражен некомпенсированный режим осадконакопления с мощностями глубоководных известково-глинистых отложений всего в 10 - 30 м. Обособленное положение на юге занимал Большекавказско-Закавказский архипелаг островов, а также островной массив Горного Крыма. О прогибании Черноморской котловины свидетельствует более широкое площадное развитие олигоценовых отложений по сравнению с палеоэоценовыми и трансгрессивное их залегание на склонах крупных конседиментационных поднятий внутри котловины (поднятия Андрусова, Шатского и др.) (Туголесов и др., 1985).

Одной из важнейших гидрологических особенностей глубоководной зоны Восточного Паратетиса в раннем олигоцене являлось сероводородное заражение наддонных вод, вызвавшее полное отсутствие донной жизни. Кислородная обстановка существовала лишь в краевых, шельфовых морях, а также в верхней части склонов глубоководных котловин.

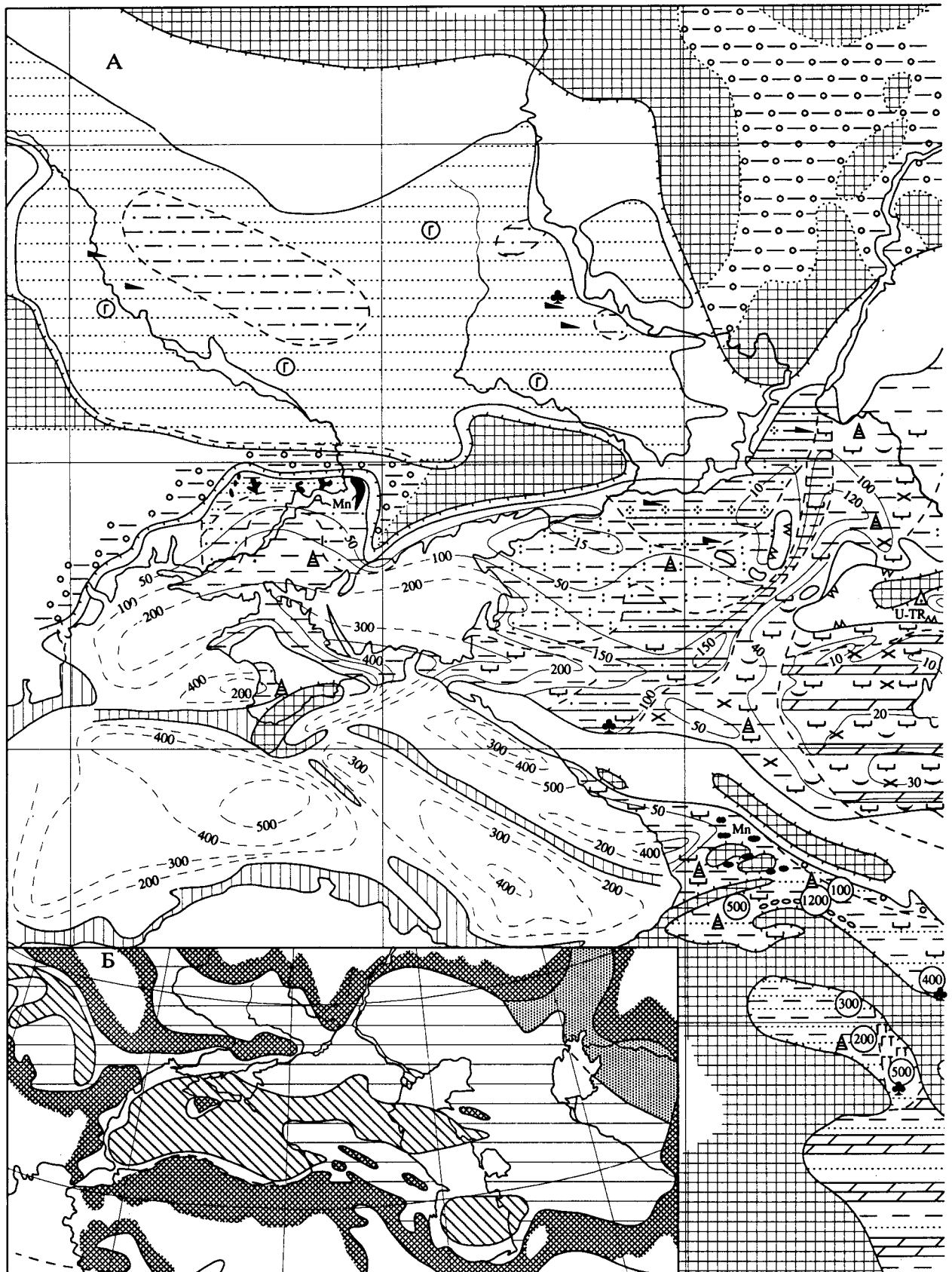


Рис. 2. Бассейны первой половины раннего олигоцена: А – литолого-фациальная карта пшехского бассейна; Б – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов (условные обозначения см. на рис. 5).

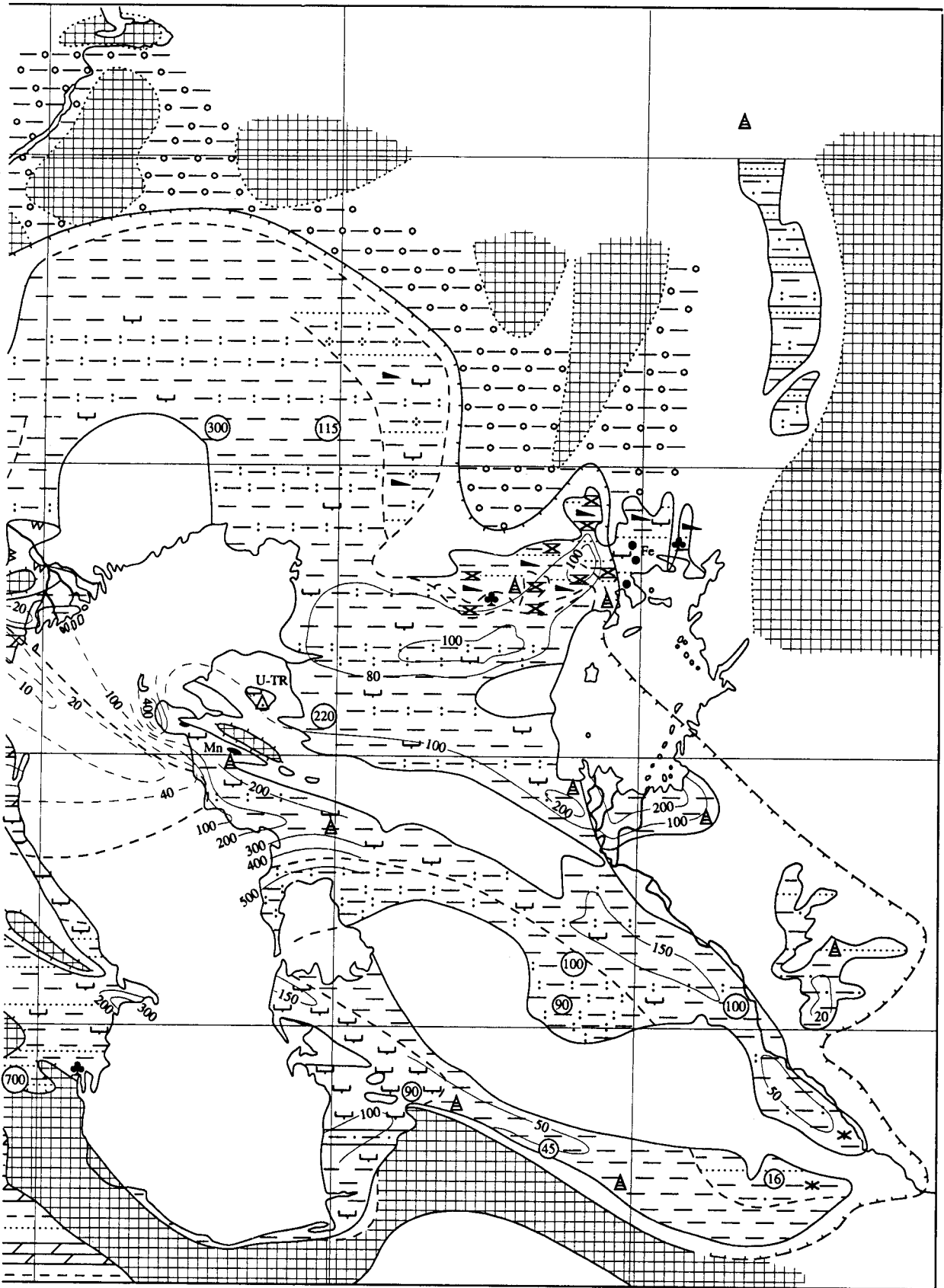


Рис. 2. Окончание.

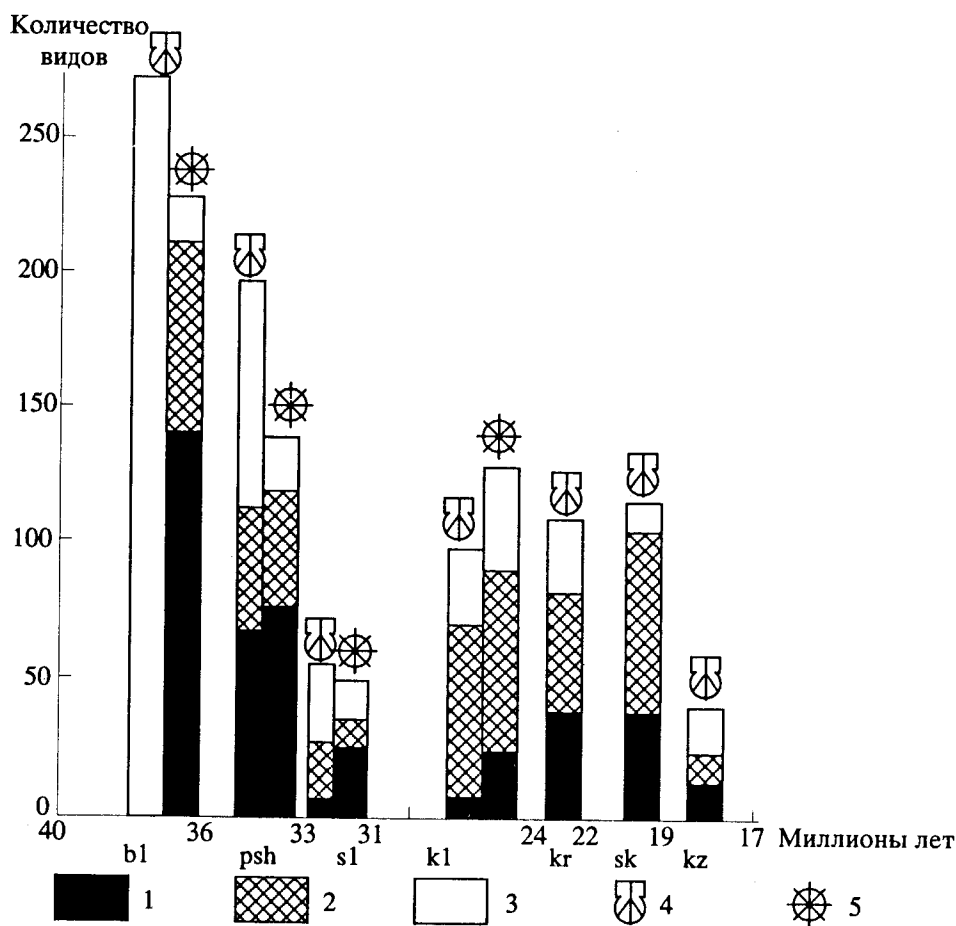


Рис. 3. Изменение таксономического разнообразия двустворчатых моллюсков и динофлагеллят в бассейнах Восточного Паратетиса.

1 – доля видов, перешедших из предыдущего бассейна; 2 – аллохтонных видов; 3 – эндемиков, возникших в данном бассейне; 4 – двустворчатые моллюски; 5 – динофлагелляты.

Подобные гидрологические условия, видимо, были благоприятны для накопления в сероводородной зоне повышенных концентраций растворенного марганца и последующего его осаждения в краевых частях глубоководных котловин на кислородном гидрогеохимическом барьере. С этим можно связывать причины проявления грандиозной эпохи марганцевого рудообразования в раннем олигоцене (Никопольский, Чиатурский, Мангышлакский рудные районы, Варненский район в Болгарии). На признаки дефицита кислорода в глубоководной зоне указывают также обедненный состав фитопланктона и обилие в мацератах аморфного органического вещества.

Органический мир. Моллюски всего пшехского водоема были представлены сходными комплексами при небольших отличиях северного и южного (закавказского) побережий Восточного Паратетиса. В относительно глубоководных условиях на мягких грунтах обитало сообщество *Palliolium simile*, *Yoldiella chadumica*, *Thyasira nysti*, замещившее сообщество *Propeamussium fallax*. На песчаных грунтах северных районов характерными были *Pterolucina batalpaschinica*, *Astarte gracilis*,

Cardites lukovichi. В южной части бассейна глубоководные сообщества неизвестны, на песчаных грунтах доминировали *Glycymeris obovatus*, *Nemocardium tenuisulcatum*, *Pecten arcuatus* и др.

Со второй половины пшехского времени в связи с регрессией бассейна и погрубением осадков широкое распространение в северной части бассейна получили комплексы более жестких грунтов, в которых доминировали *Arctica rotundata*, *Glycymeris lunulata*, *Cardites kenderlensis*.

Всего для пшехского бассейна известно не менее 175 видов (рис. 3) двустворчатых моллюсков, основу фауны составляли виды, перешедшие из эоцена (68) и мигранты из бассейнов Европы (50). Эндемики (36 видов) появились в основном со второй половины пшехского времени в Закаспии. Соленость пшехского водоема была близка к нормальной и составляла не менее 30‰, на северо-восточной окраине бассейна временами уменьшалась до 15 - 20‰.

В составе органикостенного фитопланктона этого этапа насчитывается не менее 100 таксонов, абсолютное большинство из которых встречается спорадически. В целом доля фитопланктона в

общем объеме палиноморф по сравнению с белоглинским временем заметно упала (до 5 - 10%). Доминирующей группой стал род *Phthanoperidinium*, который достаточно хорошо выдерживал колебания солености. О стратификации вод и более высокой температуре близ поверхностного слоя можно судить по заметному присутствию в спектрах видов *Glaphrocysta*.

Во второй половине пшехского времени в районе Волго-Дона в комплексе фитопланктона ведущую роль занял *Micrhystridium* – показатель приближения с севера береговой линии и обмеления бассейна, а также индикатор усиления стока пресных вод.

Климат. Присутствие во всем пшехском бассейне таких родов моллюсков, как *Barbatia*, *Pteria*, *Crassatina*, *Nemocardium s. s.*, *Lutraria*, свидетельствует о достаточно тепловодном бассейне, который, видимо, по температурным условиям был ближе к современным субтропическим водоемам, чем к бореальным. К сходным выводам приводят и палеоботанические данные: по отпечаткам листовой флоры на северо-восточном побережье пшехского моря (Устюрт, Северное Приаралье) прослеживается смена ксерофильной субтропической флоры, унаследованной от эоцена, на умеренную мезофильную. Но и в ащайрыкское время, при преобладании таксодиевых и широколиственных, здесь росло большое количество теплолюбивых субтропических форм: *Mugica*, *Comptonia*, *Magnolia*, *Laugaseae* и др. (Бронева, Жилин, 1967; Раюшкина, 1983; Ахметьев, Запорожец, 1992). По составу спорово-пыльцевых палинокомплексов в Предкавказье и на Мангышлаке также можно сделать вывод о субтропической лесной растительности на северном побережье пшехского моря, причем пыльца и споры приносились спокойными равнинными реками. Растительность западной и восточной частей северного побережья несколько различалась участием в составе термофильных растений. В восточной части (Казахстанской провинции по В.С. Корниловой (1966)) проявлялись признаки большей аридности климата, присутствовали пустынные растения. В целом, по материалам многих исследователей, флористические данные свидетельствуют о четкой ботанико-географической дифференциации в распределении растительных палеоценозов с начала олигоцена.

Распределение моллюсков тоже говорит о достаточно резкой климатической зональности в раннем олигоцене и различиях в степени тепловодности фаун северного и южного побережий Восточного Паратетиса. Только в закавказской части бассейна жили представители таких родов, ныне обитающих в тропических и субтропических водах, как *Atrina*, *Isognomon*, *Cubitostrea*, *Megaxinus s. s.*, *Stena*, *Anodontia*, *Europicardium*. В то же время здесь реже встречались астарты, култеллиды, сфении, более характерные для северной части бассейна.

Соленовский бассейн

Палеогеография и особенности осадконакопления. В начале соленовского времени Паратетис впервые утратил связь с Мировым океаном, и в нем получила развитие своеобразная эндемичная фауна. Несмотря на замкнутый характер этого водоема, размеры его не уменьшились (рис. 4), а местами на северной и восточной окраинах осадки соленовского горизонта даже ложились трансгрессивно. Часто несогласное залегание соленовского горизонта с размывом подстилающих отложений отмечается и во внутренних частях бассейна (Ергени, Черные Земли, Предкавказье). Вместе с тем имелись достаточно обширные участки на шельфе, где известковые отложения с остракодами отсутствовали (не отлагались – Мангышлак, Северо-Западное Предкавказье) (Столяров, Ивлева, 1989). Соединение Восточного Паратетиса с Западным сохранилось, и впервые Паратетис имел общую фауну, о чем свидетельствуют находки тех же специфичных солоноватоводных моллюсков в средней части глин Тард Венгрии (Baldi, 1980, 1986) и в слоях Бизуш Трансильвании (Rusu, 1983, 1988), а также в слоях Сотцки Словении.

Резкие изменения гидрологического режима привели к перестройке циркуляции вод и условий осадконакопления: темные, бескарбонатные илисто-алевритистые осадки на значительных площадях в относительно глубоководных частях бассейна сменились на светлые известковые илы, карбонатность которых остается проблематичной, не исключено, что она имела биогенное происхождение и определялась массовым развитием и захоронением немногих видов наннопланктона и в меньшей степени – крупных остракод (отложения “остракодового пласта”, или полбинских слоев). Глубины бассейна уменьшились, поэтому моллюски гораздо более широко распространились по его акватории, но по-прежнему отсутствовали в наиболее глубоководной внешельфовой области.

Опреснение моря в соленовское время связано, возможно, с общим изменением солености поверхностных вод Мирового океана (Музылев и др., 1992). О таком режиме солености Паратетиса можно судить по составу фитопланктона с участием родов *Gerdiocysta*, *Cyclonephelium*, *Distatodinium*, *Adnatosphaeridium*, *Hystrichokolpoma*.

Во второй половине соленовского времени Восточный Паратетис (так же, как Западный) имел затрудненную двустороннюю связь с открытым морем, о чем свидетельствует повсеместное появление немногих эвригаллиных морских вселенцев: обедненного комплекса агглютинирующих фораминифер (Тер-Григорьянц, 1964), остракод, представленных морскими транзитными видами (Попов, Ильина, Николаева, 1985), и моллюсков. Условия осадконакопления к этому времени вновь изменились, и на большей территории эти отложения вновь стали представлены характерными “майкопскими фациями”: темными или

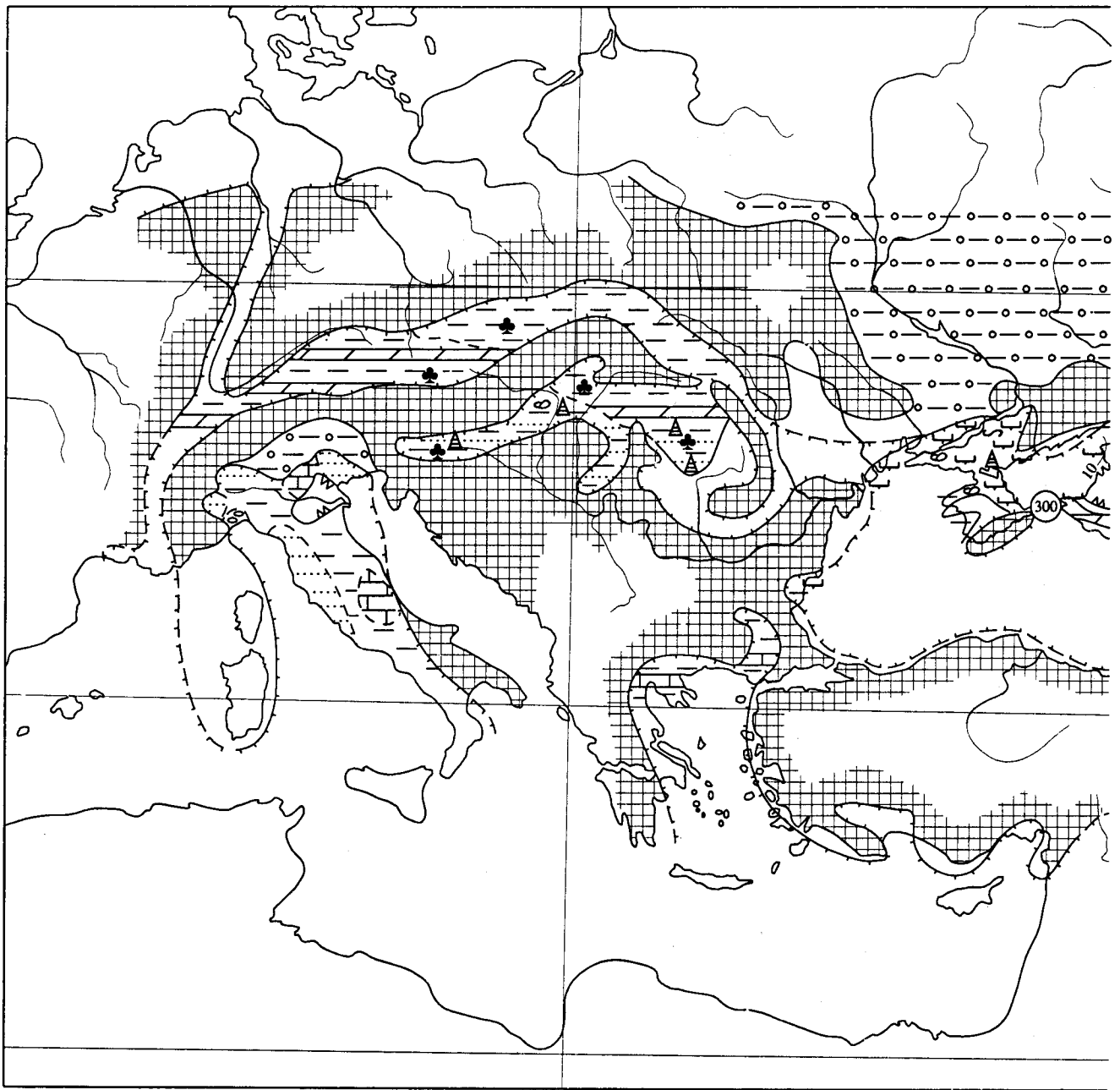


Рис. 4. Литолого-фациальная карта солончожного бассейна (условные обозначения см. на рис. 5).

светлыми бескарбонатными глинами с частыми стяжениями пирита. Эти осадки несомненно накапливались в специфических биомических условиях, моллюски здесь обычно отсутствовали, но это были еще не типичные условия сероводородного заражения, т.к. в отложениях шельфа во множестве наблюдаются остатки ходов илоедов, выполненные сульфидами или даже красно-бурыми окислами железа. Указание на ослабление восстановительных условий и связь бассейна с океаном в икибурульское время дает и состав фитопланктона. Лишь в конце этого времени на фоне регрессии вновь возникали затруднения в кислородном обмене.

В течение солончожного времени бассейн испытал обмеление, местами регрессировал и на его периферии все более широкое развитие получали мелководные алевроитовые и песчаные фации (в Причерноморье, Северных Ергенях, Закавказье, в Кызыл-Кумах). В это время поднятия в области Западного и Центрального Кавказа уже стали источником сноса обломочного материала. Местами начали все более отчетливо появляться цепи островов с песчаным мелководьем, где обитали моллюски (на территории Северной Осетии и Северо-Западном Кавказе).

Органический мир. Моллюски раннесолончожного (полбинского) бассейна были представлены

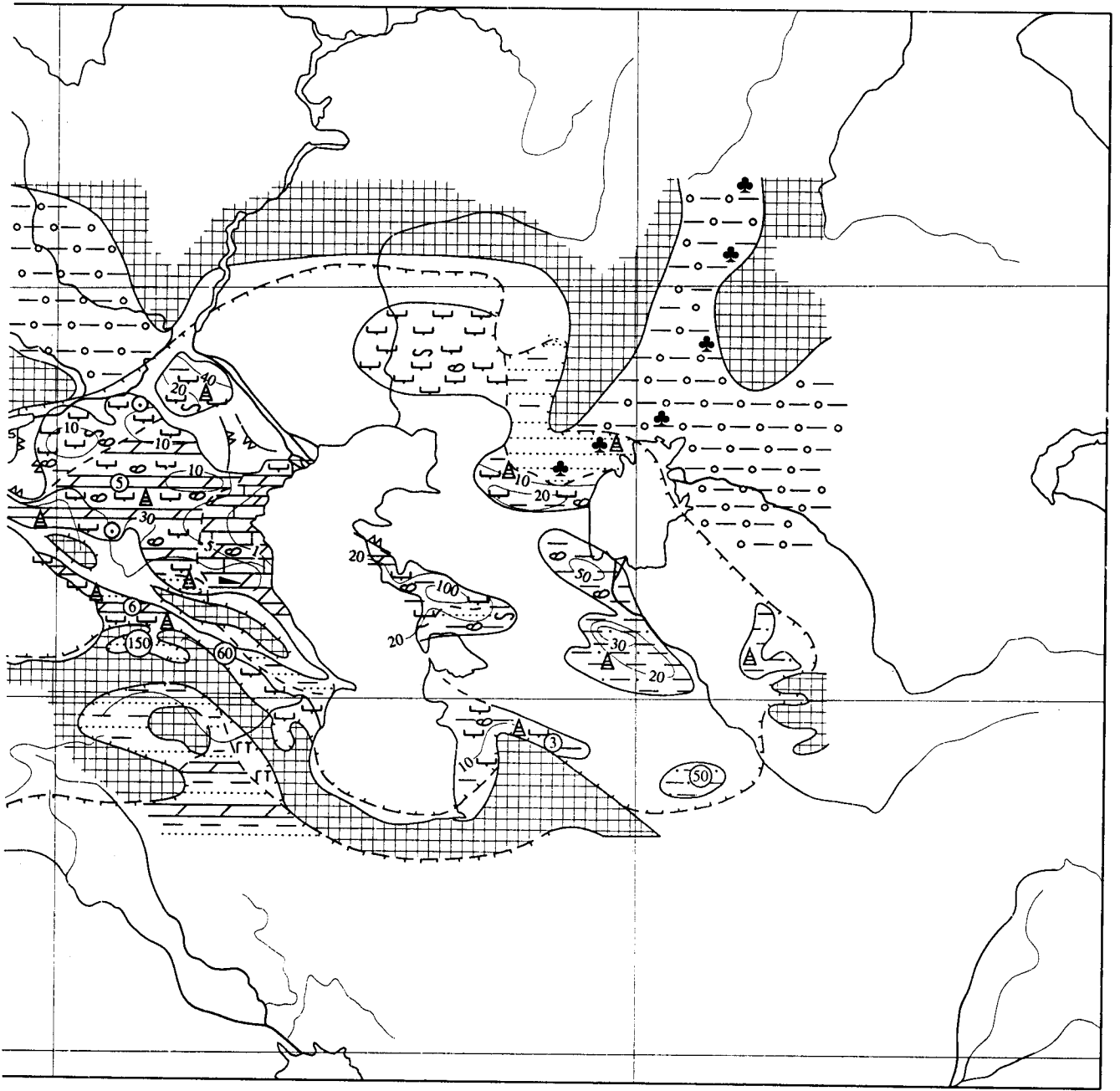


Рис. 4. Окончание.

исключительно солоноватоводными и лагунными формами, причем двустворчатые моллюски – эндемичными родами и видами, а гастроподы – видами широкого географического распространения, общими с фауной лагунных и солоноватоводных фаций олигоценных бассейнов Европы (Попов, Титова, 1982; Попов и др., 1985).

На бедных сообществах солоноватоводных моллюсков еще более четко, чем на морской фауне, прослеживается, с одной стороны, единство моллюсковой фауны Паратетиса, а с другой – отличие состава ее на северном и южном побережьях: большинство родов и некоторые виды этих фаун были общими, но состав моллюсков

Закавказья был значительно богаче. Так, на илистых грунтах в северной части бассейна доминировали бедные сообщества с *Ergenica cimlanica* и *Janschinella*, на песчаных – *Janschinella* и *Rzehakia usturtensis*. В закавказской части бассейна встречено 20 видов двустворчатых моллюсков, в качестве доминировавших и характерных форм выступали *Urbnisia lata*, *Janschinella*, а также кардииды – *Cerastoderma*, *Merklinocardium* и *Kogobkoviella*. Эта автохтонная фауна образовалась из немногих лагунных моллюсков пшехского водоема. Наличие переходных форм и полнота материала позволяют наметить филетические линии для большинства видов и родов (Попов и др. 1985). Соленость, вероятно,

не превышала 10 - 12%, с измененным ионным составом, в позднесоленовском бассейне – 12 - 14%, с эпизодическими повышениями до 20% (в Закавказье). Эти же параметры солености подтверждаются и составом органического фитопланктона (цисты ветцелиелловой группы и группы *Cyclonephelium-Adnatosphaeridium-Gerdiocysta*).

Климат. Эндемичный характер малакофауны не дает оснований судить о климатических особенностях соленовского бассейна. Сохранившиеся различия в разнообразии комплексов северной и южной частей бассейна косвенно указывают лишь на существование и в это время достаточно резкой климатической зональности. В большинстве старых работ соленовский уровень отдельно не рассматривался, и палеофлористические данные по этому интервалу единичны. По спорово-пыльцевым данным пик потепления климата во второй половине соленовского времени фиксируется по присутствию палинокомплекса букowych, в том числе и вечнозеленых, а также появлению в большем разнообразии других термофильных компонентов. В прибрежной зоне юго-восточного обрамления бассейна формировались красные (сарыинская, бетпакадалинская свиты) и климат носил более аридные черты, оставаясь в целом сезонным с жарким летом. Во флоре Тургая господствовали мелколистные жестколистные растения, часть из которых принадлежала еще вечнозеленым. В.В. Коралова (1984) пишет о признаках аридизации климата в молочанское и серогозское время в Причерноморье. В.А. Бронева, С.Г. Жилин (1967) отмечают уменьшение числа термофильных элементов только уже в верхней части чиликтинской свиты Приаралья, нижняя и средняя части которой, по находкам *Ergenica* и *Janschinella*, сопоставляются с соленовским горизонтом.

Калмыцкий бассейн

Палеогеография и особенности осадконакопления. Общий палеогеографический план и морфологические особенности позднеолигоценного (калмыцкого) бассейна Восточного Паратетиса во многом напоминали обстановку в раннеолигоценное (пшехское) время (рис. 5). Резко изменилась лишь динамика седиментогенеза, и в прогибах внешельфовой области стали накапливаться мощные (более 1000 м) толщи глин с пачками песков и алевроитов, в значительной мере компенсировавшие большие амплитуды прогибания. Наиболее ярко “лавиная седиментация” была проявлена в самой глубоководной части Восточного Паратетиса, в обширной котловине Восточного Предкавказья и Среднего Каспия, на протяжении всей палеогеновой истории, характеризовавшейся некомпенсированным профилем осадконакопления (Столяров, 1991). Реликты некомпенсированных прогибов с небольшими мощностями осадков (100 м и менее) сохранились в виде узких трогов

лишь к северу от островных сооружений Большого Кавказа, палеогеографическая интерпретация которых пока еще достаточно проблематична.

Однако несомненно, что в конце олигоцена - начале миоцена здесь произошли существенные палеогеографические преобразования, в результате которых на западе Большого Кавказа был сформирован возвышенный островной массив, поставивший в бассейн крупнообломочный (песчано-гравелитовый) материал. Одновременно погружилась и стала глубоководной ранее приподнятая восточная часть Большого Кавказа.

Более отчетливо, чем в раннем олигоцене, была выражена северная пограничная барьерная островная система, отделявшая глубоководную область от внутришельфовых морей Днепровско-Донецкой впадины, Прикаспия и Приаралья. Она прослеживалась от Карпат через Украинский кристаллический массив, Донбасс, кряж Карпинского, а также поднятия Горного Мангышлака и Центрального Устюрта. Эта прерывистая система низких островов и отмелей во внешней части шельфовой области контролировала уникальные по своей природе, грандиозные по масштабам металлоносные залежи костного детрита рыб, пока не известные в других формациях Земли (Столяров, Ивлева, 1989, 1991).

В начале калмыцкого времени соединение Восточного Паратетиса с океаном стало более свободным и бассейн заселился морской фауной. По составу фауны и фитопланктона несомненно можно заключить, что восстановилась связь Восточного Паратетиса с Норвежско-Гренландским бассейном: сходство систематического состава динофлагеллат, моллюсков и остракод (данные И.А. Николаевой), столь велико, что доказывает существование свободного обмена. Однако поиски пролива, соединявшего эти водоемы, осложнены из-за отсутствия достоверных морских верхнеолигоценных отложений на современной территории Северной Украины, Беларуси и Северной Польши. Возможно, такой обмен мог происходить через Карпатский бассейн – по Предкарпатскому прогибу, если он не был замкнутым заливом в это время, либо через Западный Паратетис. Последнему как-будто препятствует более тепловодный характер фауны во внутрикарпатских бассейнах, в Рейнском грабене. Но именно для начала хатта Трансильвании А. Русу (Rusu, 1977, с. 135, табл. 3) приводит довольно холодноводный комплекс моллюсков, более чем наполовину общий с составом моллюсков Восточного Паратетиса. О сохранении стагнационной обстановки в бассейне в позднекалмыцкое время свидетельствует разнообразный состав зеленых водорослей и акритарх, в том числе *Sumatosphaera*.

Прямые палеогеографические связи Восточного Паратетиса с бассейном Тетис, вероятно, отсутствовали, поскольку из палеогеографических данных следует, что южнее, на современной

территории Турции и Ирана существовала суша (Lüttig, Steffens, 1975). Такая связь прослеживается для Западного Паратетиса через Словению (Baldi, 1986), и состав тепловодных групп, встречаемых в закавказской (нижнеуплиссидской) фауне, позволяет допускать миграцию их с запада.

К концу калмыцкого времени произошли существенные изменения как в гидрологическом режиме, так и в характере осадконакопления: соленость заметно отклонялась от нормально морской, значительно шире стали распространены песчаные и песчано-алевритовые осадки. Пока остается неясным, затронуло ли это понижение солености южную часть бассейна или в основном было ограничено его северной половиной. В то же время неустойчивый солевой режим и погружение осадков не означали начала регрессии, даже напротив, в закаспийской части бассейна байгубекские отложения с эвригалинной морской фауной были распространены значительно шире более древних каратомакских.

Органический мир. Начало морских условий осадконакопления привело к широкому распространению бентосной фауны и появлению карбонатных осадков, прослеживаемых в относительно глубоководных областях. Широкое распространение получили бентосные фораминиферы рода *Virgulinea* ("виргулиелловые слои"). Однако в последующее время произошло сероводородное заражение бассейна, началось накопление типичных для майкопского бассейна темноцветных бескарбонатных илов, богатых неразложившейся органикой, в которых сохранялись лишь рыбные остатки ("рыбные слои"). Ихтиофауна значительно обеднилась по сравнению с пшехской, исчезли глубоководные рыбы, а также наиболее тепловодные литоральные, стали преобладать автохтонные виды майкопского бассейна (Данильченко, 1980). Крайне неблагоприятные условия для бентосной фауны продолжались на протяжении всего позднего олигоцена и начала миоцена, и в течение всего этого времени моллюски могли жить лишь в самых краевых частях этих бассейнов. На мягких илистых грунтах в северной прибрежной части водоема обитал комплекс, по систематическому составу близкий относительно глубоководному раннеолигоценовому. Наиболее широко распространенной формой здесь был *Chlamys bifida*, характерными являлись *Palliolium*, *Thyasira*, *Cuspidaria*, *Nuculana*. На более алевритистых грунтах также многочисленным был *Ch. bifida*. На песчано-алевритистых и песчаных преобладали *Arctica rotundata*, *Pelecypora westendorfi*, *Glossus subtransversus*, *Pycnodonte gigantea callifera*, *Nemocardium cingulatum*, *Nuculana gracilis* и др. Это были мелководные сообщества, обитавшие на глубине в первые десятки метров.

В южной, закавказской части бассейна на песчано-галечных грунтах жили *Glycymeris lunulata*, *Callista*, *Barbatia*, *Parvicardium* и др. Соленость калмыцкого водоема составляла около 30‰, в краевых частях понижалась до 15 - 20‰.

В позднекалмыцком водоеме, в его северной части, доминирующими на всех грунтах стали крайне эвригалинные виды *Cerastoderma prigorovskii* и *Corbula (Lenticorbula) helmersenii*.

Солевой режим потерял стабильность, менялся он и по акватории бассейна от 25 до 5 - 10‰ в северо-восточной части водоема.

В целом для калмыцкого водоема известны лишь 90 видов двустворчатых моллюсков, вероятно, из-за очень неполных данных по южной части бассейна. Резко преобладали аллохтонные виды, общие с северозападной Европой (58), эндемики появились в основном во вторую половину калмыцкого времени (6 видов и 9 подвидов).

В калмыцкое время хотя и не полностью восстанавливается таксономическое разнообразие диноцист и празиофитов, которое было в предсоленовское время. Общее число видов достигало 120 - 150 в раннекалмыцкое, сокращаясь до 80 - 100 в позднекалмыцкое время. О переменном режиме солености в позднекалмыцкое время свидетельствует таксономический состав диноцист: редуцировало большинство родов - обитателей бассейнов с нормальной соленостью и их место заняли таксоны, более толерантные к солевому режиму (*Deflandrea*, виды ветцелиелловой группы, *Rhombodinium*, *Homotribium*). В растительном покрове прибрежной зоны Паратетиса повсеместно получили развитие мезофильные хвойно-широколиственные полидоминантные леса (тургайского типа по А.Н. Криштофовичу).

Климат. Сопоставимое богатство фауны калмыцкого и пшехского водоемов для их северной части, близкий родовой состав моллюсков свидетельствуют о том, что степень тепловодности этих бассейнов не очень заметно отличалась. Все же северная половина калмыцкого водоема была немного холодноводнее раннеолигоценового, и представители субтропических родов здесь практически отсутствовали. Похолодание также отмечается по составу литоральной ихтиофауны (Данильченко, 1980). По спорово-пыльцевым данным установлено, что по берегам позднеолигоценового моря произрастали сосновые, таксодиевые и листопадные широколиственные леса с участием редких субтропических элементов - *Mugica*, *Magnolia* и др. (Козьяр, 1959; Панова, 1981). В спектре сережкоцветных на первый план вышли березовые. Такой состав растительности был сходным повсюду вдоль северного побережья и свидетельствовал о ровном, умеренно теплом, влажном климате. В закавказской части бассейна присутствие таких родов, как *Arca*, *Barbatia*, *Isognomon*, *Argoragia*, позволяет делать выводы о значительно более тепловодных, субтропических условиях. Флористические данные для верхнего олигоцена Закавказья довольно скудные, но макро- и микрофлористические материалы по Армении и северному склону Малого Кавказского хребта также указывают на заметное участие субтропических компонентов во флористических комплексах.

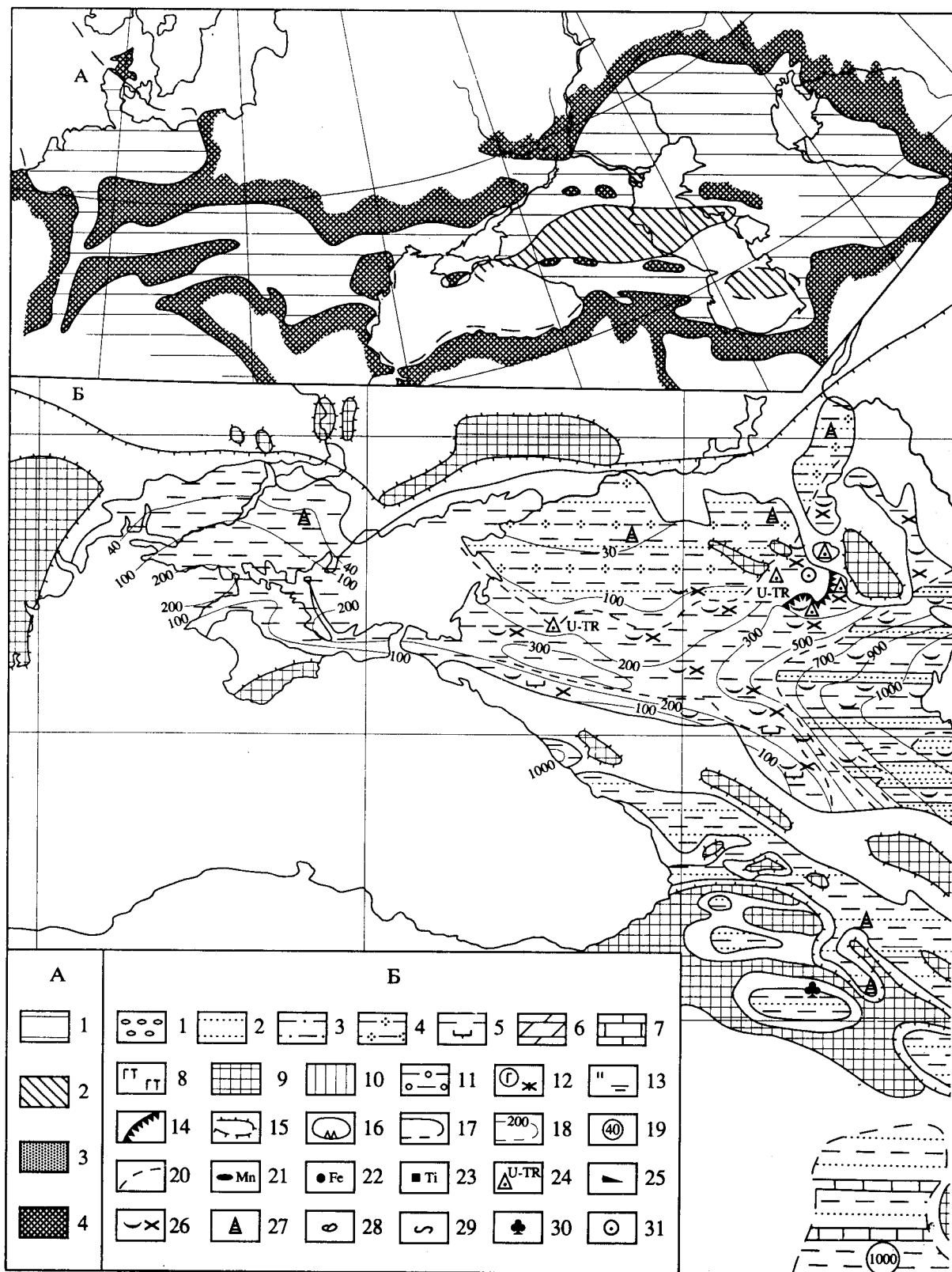
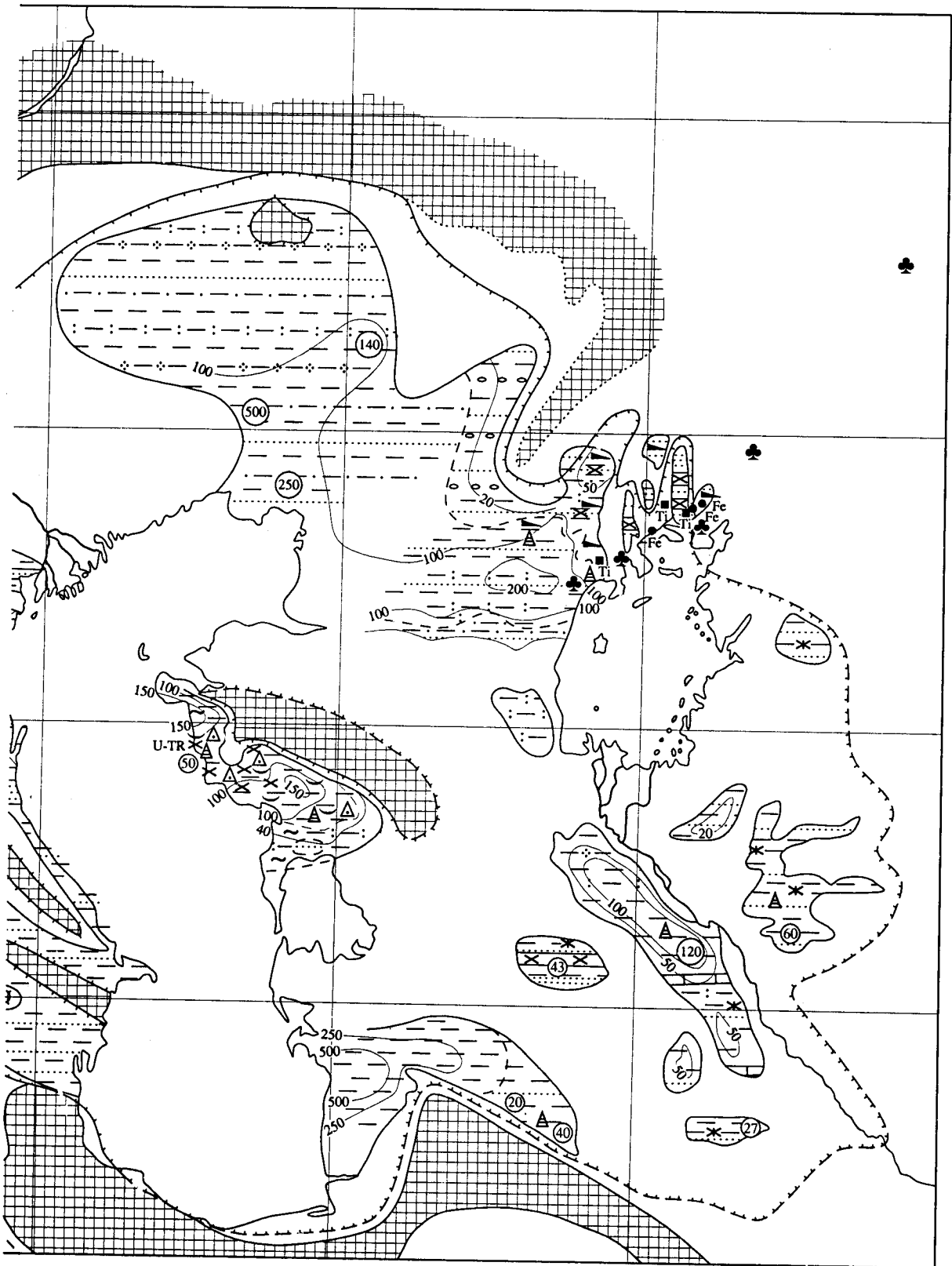


Рис. 5. Бассейны позднего олигоцена: А – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов. 1 – шельфовая область; 2 – глубоководные некомпенсированные котловины; 3 – равнина, временами заливаемая морем; 4 – суша. Б – литолого-фациальная карта Калмыцкого бассейна: 1 – гравийно-галечные отложения; 2 – пески и песчаники; 3 – алевроиты и алевролиты; 4 – глины песчаные и алевроитистые; 5 – глины и известковистые глины; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – вулканогенные породы, кислые и средние; 9 – размываемая суша; 10 – области отсутствия отложений (на рис. 2 карта раннего олигоцена); 11 – низменная аккумулятивная равнина; 12 – глауконитсодержащие и красноцвет-



ные породы; 13 – кремнистость и глинистость пород; 14 – морфологические уступы дна; 15 – контуры береговой линии, установленные и предполагаемые; 16 – участки отсутствия отложений; 17 – контуры современного распространения отложений установленные и предполагаемые; 18 – изопакиты достоверные и предполагаемые; 19 – мощность отложений по отдельным разрезам; 20 – границы литофаций. Полезные ископаемые: 21 – марганец, 22 – железо, 23 – титан, 24 – уран и редкие металлы, 25 – уголь. Ископаемые: 26 – остатки рыб – чешуя и кости, 27 – моллюски, 28 – остракоды, 29 – ходы илоедов, 30 – флора, 31 – стратотипические и парастратотипические разрезы регионариусов.

Караджалгинский бассейн

Палеогеография и особенности осадконакопления. Как уже говорилось, сведения об отложениях этого бассейна пока еще крайне отрывочны и бедны. Если мы правильно сопоставляем осадки сивашских слоев Украины, кинтыкчинских слоев Устюрта, кашкаратинских Мангышлака, верхов верхнесарбатырской свиты Кызыл-Кумов, кизылчинских слоев Туркмении и гиссаракских – Таджикистана с глубоководными отложениями караджалгинской свиты Предкавказья, то трансгрессия этого времени мощно проявилась на северо-западной (Днепровско-Донецкой) и восточной окраинах бассейна, но не прослеживается в Северном Приаралье и Закавказье (рис. 6). Общий характер осадконакопления имел черты сходства с предшествующим этапом развития, однако наиболее глубоководная, некомпенсированная осадками (50 м) область бассейна была проявлена в восточной части моноклинали Северного Кавказа, севернее, в Терско-Каспийском прогибе мощности осадков достигали 300 м. В краевых частях отлагались кварцевые пески с разнообразными (но плохо сохранившимися) комплексами моллюсков. Среди них на фоне многочисленных видов, унаследованных от предшествующего бассейна, появилось много новых тепловодных вселенцев, часто общих с эгерской фауной Центральной Европы. По-видимому, к этому времени связь с Норвежско-Гренландским бассейном была утрачена или не чувствовалась из-за климатических барьеров и основное соединение с Мировым океаном происходило через Западный Паратетис. В глубоководной зоне моря в это время накапливались илы, богатые неразложившейся органикой со следами сероводородного заражения и многочисленными рыбными остатками (“рыбные литофации”).

Органический мир. Моллюски. На илисто-алевритистых грунтах северной окраины бассейна (Ергени) вновь появился полигалинный бентос (*Palliolium incomparabile*, *Lentipecten corneus*, *Nemocardium* и др.). На песчаных грунтах в Днепровско-Донецкой впадине и Закаспии характерными стали *Callista lilacinoides*, *Pteria*, *Cubitostrea*, *Gibbolucina*, *Glycymeris*, *Venus multilamella*. В закавказской части бассейна обитали представители полигалинных, тепловодных родов: *Arga*, *Varbatia*, *Isognomon*, *Cardita s. s.* и др. Соленость была около 30‰, но, вероятно, колебалась в восточной части водоема, понижаясь до 10 - 15‰.

Всего для этого водоема известно около 100 видов двустворчатых моллюсков, почти половину (42) составляли виды, общие с олигоценовыми бассейнами, но значительную часть (39) – новые мигранты, в основном из Западного Паратетиса.

Комплексы фитопланктона обеднены и насчитывают не более 40 - 50 таксонов. К этому времени, вероятно, в связи с похолоданием, приходив-

шимся на позднекараджалгинское время, вымирает большое количество палеогеновых видов, особенно среди представителей *Deflandrea*, практически полностью ветцелиелловая группа, *Thalassiphora* и др. В растительном покрове суши, прилегающей к Паратетису, появилось больше открытых пространств, занятых травянистыми ценозами. Сезонность климата стала выраженной в большей степени. Началось обеднение лесной мезофильной тургайской флоры.

Климат. По составу двустворчатых моллюсков кажется несомненным, что тепловодность караджалгинского бассейна была выше, чем предшествовавших олигоценовых морей. В Восточный Паратетис в это время смогла войти и расселиться по всему бассейну значительно более богатая фауна, в состав которой входили роды субтропического распространения, которые раньше отсутствовали в этом бассейне либо обитали лишь в его южной части (*Isognomon*, *Atrina*, *Cubitostrea*, *Megaxinus* (*Gibbolucina*), *Divalinga*, *Cardita s. s.*, *Europicardium*, *Venus* и др.). На фоне такого разнообразия моллюсков кажутся менее резкими отличия фауны северного и южного побережий, но, возможно, это определяется неполнотой данных о закавказских фаунах. В караджалгинских осадках продолжала встречаться пыльца, свидетельствующая о распространении в прибрежной зоне мезофильных хвойно-широколиственных лесов, где доля вечнозеленых и жестколистных растений очень мала. В осадках кашкаратинской свиты Мангышлака встречено много пыльцы теплолюбивых растений, включая пальмы, лавровые, миртовые и др. В закавказской части бассейна Л.А. Панова (Воронина и др., 1991) по нашим образцам в осадках верхней части уплисицкой свиты установила заметное изменение состава пыльцы. Эта смена, вероятно, не была прямым следствием климатических изменений, а скорее свидетельствовала о перестройке палеогеографии, которая привела к появлению таксонов, характерных для миоцена: сильнее стала чувствоваться расчлененность рельефа. Для Таджикской депрессии в гиссаракское - шурусайское время данные М.З. Пулатовой (1983) также свидетельствуют о заметной расчлененности рельефа с хорошо выраженными вертикальными поясами растительности, увеличении во времени доли травянистых растений, ксерофитизации комплексов.

Можно сделать вывод о более сухом климате пограничного интервала олигодена и миоцена и начала миоцена, при котором древесные растения, образующие хвойно-широколиственные леса, занимали подчиненное положение по отношению к полуоткрытым пространствам, занятым кустарниково-травянистыми ценозами. В Предкавказье заметное увеличение содержания в палинокомплексах темнохвойных возможно связано с заметным воздыманием Большого Кавказа в это время.

Сакараульский бассейн

Палеогеография и особенности осадконакопления. Сакараульский бассейн был регрессивным. Особенно значительно отступило море на северной и восточной окраинах, где на сакараульское время приходится перерыв или континентальное осадконакопление (рис. 6), и морские условия здесь сохранились лишь на территории Западного Копетдага и в отдельных впадинах Южного Приаралья. Регрессивной серией представлены эти отложения в Причерноморском прогибе и в Предкавказье, где в дельтовых отложениях на северном склоне островного массива Западного Кавказа было сформировано Лабинское марганцевое месторождение. В прибрежных участках глинистое осадконакопление сменилось песчаным (в Картлийской депрессии, на территории Западной Грузии и на Копетдаге), но в глубоководных зонах продолжали накапливаться преимущественно глинистые отложения.

Несмотря на регрессивный характер, связи сакараульского водоема с Мировым океаном не только не сократились, но, вероятно, расширились. Несомненно, оставалось достаточно широкое соединение с Западным Паратетисом, по которому происходил обмен фауной между этими водоемами и далее к западу с бурдигальским бассейном Средиземноморья. Такие связи подтверждаются по фауне не только моллюсков, но и остракод: в осадках ольгинской свиты впервые появляется род *Capinvalva* средиземноморского происхождения (Шнейдер, 1968). Однако всех особенностей сакараульской фауны соединение с океаном через Западный Паратетис объяснить не может: в составе сакараульских моллюсков остается много морских, явно аллохтонных форм, которые не являются общими с европейской фауной. Таких видов особенно много среди кардиид, некоторые роды которых в миоцене были более характерны для индо-пацифической фауны, чем для средиземноморской (*Plagiocardium*, *Fragum*). Имелись индо-пацифические элементы и в составе ихтиофауны: род *Aleres* из батисифоновой свиты Восточного Крыма (Банников, 1985). Эти данные заставляют предполагать наличие прохорезов из Индо-персидского региона, тем более что для бурдигальского времени такие связи вполне реальны, так как в раннем миоцене на территории Восточной Турции и Ирана существовал обширный морской бассейн (Lüttig, Steffens, 1975; Steininger, Rögl, Nevesskaja, 1985).

Органический мир. Моллюски. В северной части водоема на илисто-алевритовых грунтах обитали *Palliolium simile*, *Plagiocardium abundans*, *Nucula*, *Nuculana* и др. Комплексы более грубых грунтов не известны.

В южной (закавказской) части бассейна известны, напротив, лишь обитатели песчаных грунтов, где преобладали *Anadara sakaraulense*, *Acanthocardia kupradzei*, *Arctica*, *Glycymeris*, *Fragum*.

Всего в сакараульском бассейне известно около 100 таксонов. Преобладали виды, обитавшие в Восточном Паратетисе и раньше (38) и виды – иммигранты из Западного Паратетиса (34), но значительный вклад в разнообразие вносили и виды, вероятно, индо-персидского происхождения (17). Все известные комплексы представлены полига Линными формами, так что соленость была близка к нормальной.

Комплекс фитопланктона нижнего миоцена обеднен, составляет обычно не более 5% от общего количества палиноморф. Видовое разнообразие невелико (вряд ли более 50 видов), однако в его составе уже заметную роль начинают играть миоценовые таксоны, принадлежащие родам *Tuberculodinium*, *Paleocystodinium*, *Melitosphaeridium*.

Климат. Сакараульская фауна моллюсков – это несомненно самая теплолюбивая фауна из известных в Восточном Паратетисе после эоцена. Наряду с субтропическими формами, здесь впервые появились виды родов, современные представители которых обитают лишь в тропических водах (*Fragum*, *Discors*). Кроме того, крупные размеры моллюсков и богатство комплексов также свидетельствуют об очень тепловодных условиях. Имеются и палинологические доказательства резкого потепления климата и обогащения растительности: в наших образцах разреза Гори-Уплисцихе в сакараульской части разреза Л.А. Пановой обнаружены очень богатые комплексы с разнообразной субтропической флорой и многочисленными экзотическими формами, свидетельствующие о сезонном, жарком климате. На северном побережье моря столь заметных изменений палинокомплексов не произошло. Здесь, по заключению В.В. Коралловой (1982), по-прежнему чувствуется фитогеографическое единство с бореальными флорами побережий Северного моря, с преобладанием мезофитных арктотретичных хвойных и широколиственных элементов. Восточнее наряду с лесной флорой существовала растительность саванного типа с ксерофитными элементами и значительным участием *Ephedra* (Заклинская, 1958). Большая сухость климата обусловила замещение таксоидиевых лесов сосновыми (Ахметьев, Ильинская в кн.: Стратиграфия СССР, 1986, т. 2, с. 364). Сезонный летнесухой теплый климат был в прибрежной зоне, ограничивающей Паратетис с востока. Здесь в полуотшнурованных лагунах накапливались карбонатные и глинисто-карбонатные отложения аральской свиты s.l.

Коцахурский бассейн

Палеогеография. В коцахурское время бассейн вновь опреснился, в нем, так же как в начале соленовского времени, обитала лишь эндемичная солоноватоводная фауна. По размерам и конфигурации водоема коцахурский бассейн лишь немного отличался от сакараульского: в западной части море продолжало регрессировать и почти

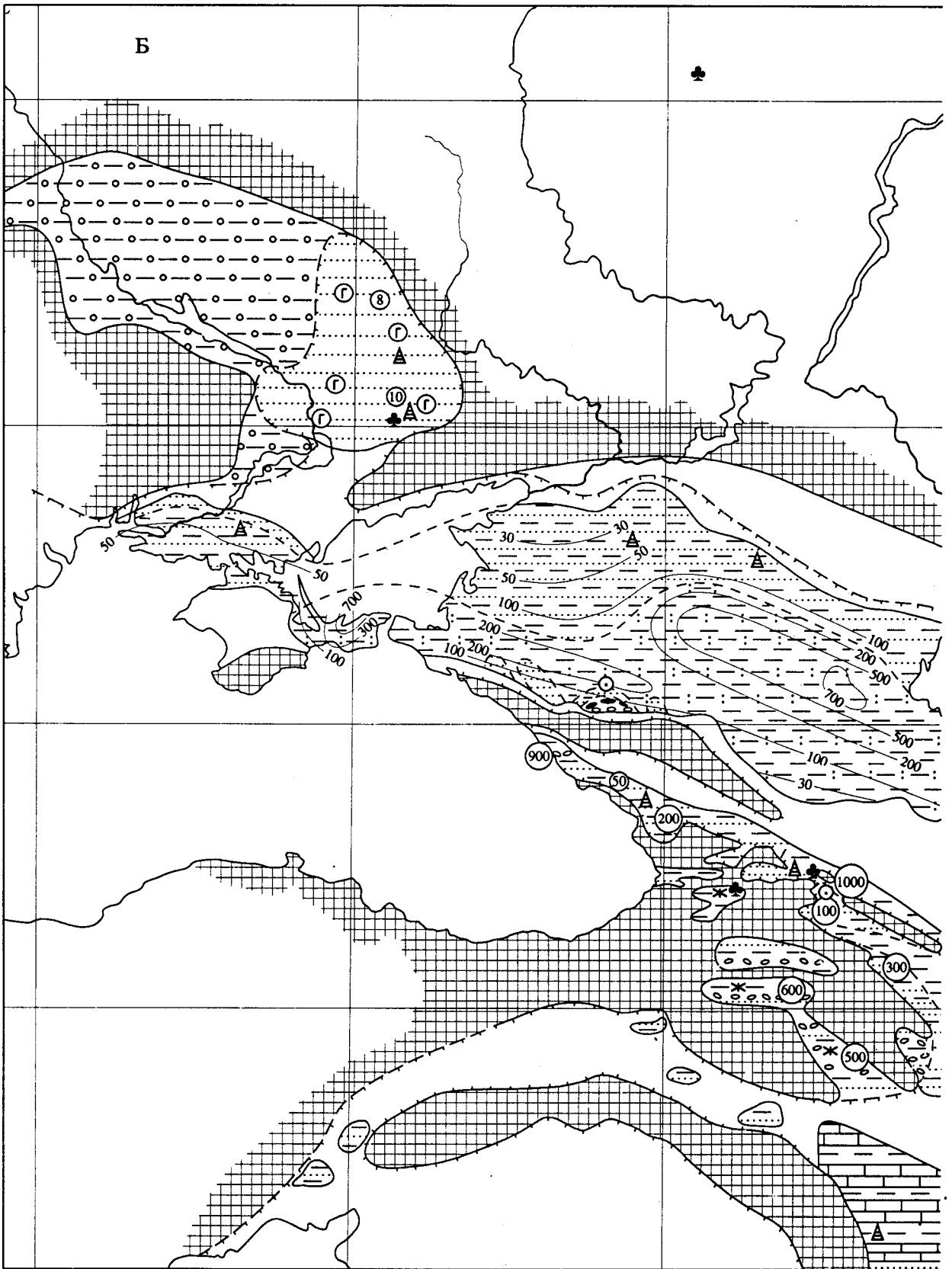


Рис. 6. Бассейны начала раннего миоцена.

А – палеогеографическая схема Паратетиса и окружающих бассейнов; Б – литолого-фациальная карта караджалгинско-сакараульского бассейна.

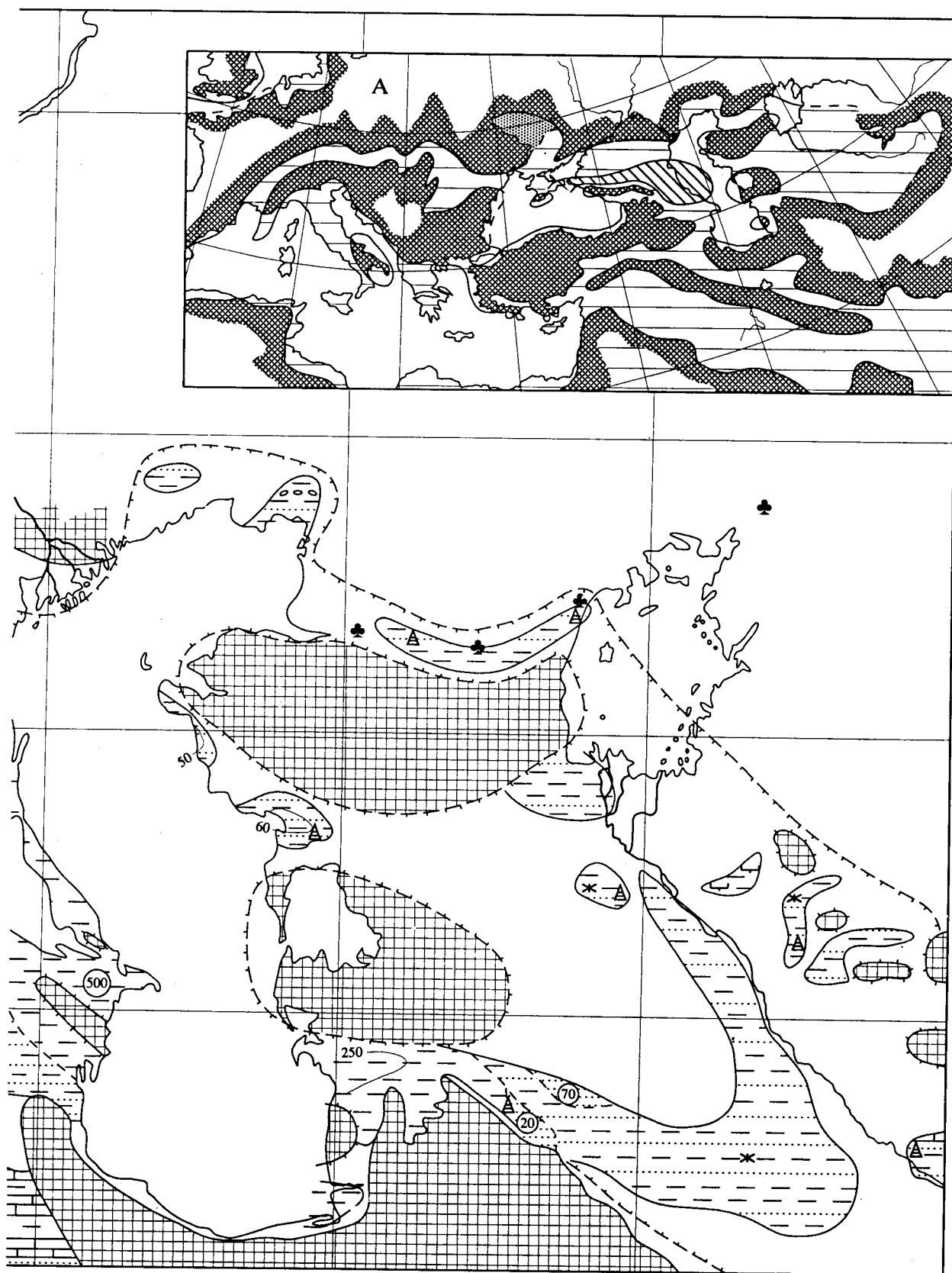


Рис. 6. Окончание.

исчезло в пределах Причерноморского прогиба, тогда как на северо-восточной окраине в устьертской части бассейна аналоги коцахурских отложений, напротив, ложатся трансгрессивно.

Западный Паратетис в это время также был обособленным, регрессивным бассейном, который распался на четыре водоема (Seneš (ed.), 1973), однако присутствие общих солонатоводных форм в этих водоемах и в Восточном Паратетисе заставляет предполагать наличие эпизодических связей между ними (Попов, Воронина, 1983).

Несмотря на резкое изменение гидрологического режима, характер осадконакопления в основной акватории водоема не изменился, и литологически отложения этого возраста не отличаются от подстилающих. По-видимому, продолжало существовать сероводородное заражение бассейна. В прибрежных частях, так же как в сакараульское время, были широко распространены песчаные осадки.

Органический мир. Состав моллюсков, известных для северной окраины водоема, крайне беден. Резко доминировавшим видом был вид *Rzehakia dubiosa*, вместе с которым иногда находят остатки кардиид. Присутствие в коцахурском бассейне специфичных солонатоводных родов (*Ergrosodasna*) и лишь самых эвригаллиных – лагунных родов морского происхождения *Cerastoderma*, *Corbula* (*Lenticorbula*), *Siliqua* свидетельствует не только об опресненности коцахурского водоема, но и о нарушенном составе солей. Вымирание в начале коцахурского времени даже таких эвригаллиных родов, как *Mytilus* и *Parvicardium*, позволяет предполагать условия, близкие к современным условиям Каспийского моря, и соленость не выше 10 - 14‰. Комплекс органикостенного фитопланктона из коцахурских отложений пока не изучен.

Климат. Эндемичный состав коцахурской фауны моллюсков не дает оснований для климатических реконструкций. По палинологическим данным климат был близок к таковому в сакараульское время, но еще более сухой. Большая роль травянистых растений в палиносpectрах указывает на начальную стадию развития степных ассоциаций (Ахметьев, Ильинская в кн.: Стратиграфия СССР, 1986). К востоку от Паратетиса в Приаралье и Тургае были развиты склерофильные лиственные леса с участием буквых (каштан, дуб), ясеня, фисташки, лапыны и др. В палиносpectрах кушукских слоев Тургая много трав и эфедры. Климат этого времени был, вероятно, сходен с современным климатом Восточного Средиземноморья.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Восточный Паратетис в олигоцене - раннем миоцене явился ареной грандиозного по масштабам рудообразования. Он (Паратетис) составляет

крупнейшую в фанерозое провинцию промышленных марганцевых руд, а также включает уникальные по своей природе месторождения сульфидно-фосфорной ураново-редкометалльной рудной формации, представленные пластовыми скоплениями костного детрита рыб и сульфидов железа с редкими землями, ураном, скандием, рением, никелем, кобальтом, молибденом и другими элементами. Подобные промышленные рудные образования не имеют аналогов в мировой практике. Среди прочих рудных накоплений известны оолитовые железные руды, а из горючих – газ и нефть.

Стратиграфический контроль рудных концентраций в настоящее время авторам представляется в следующем виде (в объеме регионарусов):

1. Пшехский: марганцевые месторождения Южной Украины (Никопольский район), Грузии (Чиатурский район), Мангышлака и Болгарии (Варненский район); ураново-редкометалльные проявления Волго-Дона (Черные Земли) и Закаспия (п-ов Бузачи); проявление железных руд в Северном Приаралье.

2. Соленовский: железорудные проявления Северного Приаралья.

3. Калмыцкий: ураново-редкометалльные месторождения Закаспия (Мангышлак) и Волго-Дона (Ергени), железорудные месторождения Северного Приаралья, возможно, частично регенерированные.

4. Сакараульский: Лабинское марганцевое месторождение на Северном Кавказе, ураново-редкометалльные проявления Предкавказья.

Наиболее крупные концентрации руд сосредоточены на двух стратиграфических уровнях – пшехском и калмыцком, что указывает на проявление уникальных эпох рудообразования: раннеолигоценый марганцеворудной и позднеолигоценый ураново-редкометалльной.

Тектонические движения раннего олигоцена составляют полный цикл, начавшийся интенсивными опусканиями большой амплитуды и завершившийся относительным выравниванием морфологии морского дна. При этом тектонические движения имели дифференциальный характер, что определялось главным образом высокой подвижностью областей прогибов (глубоководных котловин). Грандиозная вспышка марганцевого рудообразования приурочена к периоду смены направленности тектонических движений от опусканий к воздыманиям. С началом поднятия дна глубоководных котловин совпадает трансгрессивное наступление моря в марганцеворудных районах Украины и Грузии, а также проявление рудообразующих процессов с залеганием марганценосных образований зачастую непосредственно на корях выветривания кристаллических пород. Совмещение процессов трансгрессии и рудообразования может быть связано с вытеснением вод из котловин, подъемом глубинных сероводородных

марганценосных растворов на шельфовые, прибрежные площадки, где на окислительном (кислородном) барьере происходило выпадение гидроокислов марганца. Подобная историко-геологическая модель марганцевого рудообразования позволяет более определенно судить о синхронности проявления рудообразующих процессов в весьма удаленных друг от друга районах Восточного Паратетиса (Украина, Грузия, Мангышлак, Болгария), где они приурочены к отложениям основания зоны *Spiroplectamina carinata*.

Такое стратиграфическое положение марганцеворудного горизонта было подтверждено и исследованием органикостенного фитопланктона в районах Никополя и Мангышлака. Удалось установить, что накопление рудного вещества происходило в интервале зоны *Wetzeliella symmettica*, включая переходные слои к зоне *W. gochti* (табл. 2). С этим интервалом связано появление в массовом количестве в составе фитопланктона *Micthystridium* – показателя обмеления и увеличения притока пресных вод, возможно с одновременной дополнительной доставкой марганцесодержащих компонентов. Появление в фитопланктонном комплексе в большом количестве *Deflandrea* и цист ветцелиелловой группы, толерантных к солености, может указывать и на частые флуктуации солевого режима бассейна, что не приводило к гибели этих таксонов. Хотелось бы обратить внимание, что в это время в прибрежной зоне, а также в низовьях речных долин, в которые ингрессировали морские рукава, происходило формирование железных руд.

Итак, раннеолигоценовая эпоха марганцевого рудообразования несомненно связана с активным проявлением тектонических процессов, с проседанием котловин по глубинным разломам. Последние могли являться каналами поступления гидротермальных марганценосных растворов, обогащавших сероводородные воды растворенным марганцем.

Позднеолигоценовый тектонический цикл в принципиальном отношении повторил раннеолигоценовый, но отразил иную ураново-редкометалльную рудную эпоху. Пространственное положение этих месторождений более ограниченное – они тяготеют в основном к северной периферии глубоководной котловины Восточного Предкавказья–Среднего Каспия (Южный Мангышлак, Волго-Дон), к системе островных поднятий и отмелей внешней части шельфовой области. Проблема формирования данного уникального типа месторождений еще более загадочна, осложняется чисто биологическими факторами, связанными с решением вопросов прижизненного скопления рыб, причин их массовой гибели, особенностей последующей переработки и концентрации биомассы в виде многочисленных пластово-линзовидных тел костного детрита рыб большой протяженности (до 20 - 30 км) и значительной мощности (до нескольких метров). Костная масса цементи-

руется глинисто-сульфидным материалом, где кроме пирита (до 20 - 25%) содержатся рений, никель, кобальт, молибден, скандий; в костном фосфате концентрируются редкоземельные элементы, уран и скандий. Отсутствие геологических аналогов подобным рудным образованиям, естественно, осложняет решение генетических проблем. Несомненно одно, что их формирование, так же как и марганцевых месторождений, связано с палеотектоническими, палеогеографическими и историко-геологическими особенностями глубоководной области Восточного Паратетиса, с сероводородным заражением вод, которое могло быть как причиной массовой гибели рыб, так и их сохранности в ископаемом состоянии и концентрации в них различных рудных элементов.

В краевых частях бассейна формировались накопления оолитовых железных руд (Северное Приаралье), где отчетливо проявлен иной, “коровый” источник металла (Формозова, 1959). Следует также отметить, что рудообразование здесь было растянуто на весь олигоценовый период развития бассейна, тогда как по краям глубоководной области рудный процесс был относительно кратковременным.

ВЫВОДЫ

1. Авторами изучены разрезы верхнеоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений Причерноморья, Предкавказья, Волго-Донского района, Закавказья и Закаспия, Устюрта, Приаралья, их литология и ископаемые организмы: моллюски, диноцисты, споры, пыльца и листовая флора.

2. С учетом всех новых данных по событийной геологической истории разработана унифицированная стратиграфическая схема олигоцена - нижнего миоцена Восточного Паратетиса.

3. Составлены литолого-фациальные карты и палеогеографические схемы для позднеоценового (белоглинского), раннеолигоценовых (пшехского и соленовского), позднеолигоценового (кальмыцкого) и раннемиоценового (сакараульского) бассейнов.

4. Более детально, чем в работах предшествующих авторов, восстанавливаются гидрологический режим бассейнов, трансгрессивно-регрессивные циклы, температурные условия, климат окружающей суши.

5. Как и в последующей неогеновой истории Восточного Паратетиса, в олигоцене развитие биоты определялось характером соединения с Мировым океаном. Но, вероятно, даже при наиболее затрудненной связи с океаном в соленовское время полного замыкания бассейна не происходило.

6. Коренным отличием майкопского бассейна от более поздних было наличие резкой тектонической и морфологической дифференциации

отдельных его частей с формированием некомпенсированных прогибов как в раннем, так и более ограниченно в позднем олигоцене. Наличие глубоководных котловин при интенсивном речном стоке приводило к резкой стратификации вод, неоднократному возникновению стагнационных условий и накоплению колоссальных масс неразложившегося органического вещества.

7. Это своеобразие майкопского бассейна привело к формированию уникальных залежей полезных ископаемых: марганцевых руд в раннем олигоцене, ураново-редкометаллических в позднем олигоцене, оолитовых железных в основном в середине олигоцена. Все месторождения имеют четкую палеогеографическую приуроченность к элементам палеорельефа и фациям.

8. Фазы потепления климата и его большая континентализация, отчетливо выраженная сезонность падают на периоды затрудненной связи Паратетиса и Мирового океана. В условиях устойчивой связи с Тетисом климат также становился теплым, но был гумидным.

Статья выполнена по программе проектов № 326 МПГК "Переход от олигоцена к миоцену в Северном полушарии" и № 329 "Неоген Паратетиса".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григоревич А.С.* Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще северного Ставрополя // Палеонтол. сб. № 17. Львов: Вища школа, 1980. С. 74 - 79.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Климаты олигоцена Крымско-Кавказской области и Казахстана // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 3. С. 3 - 16.
- Броневой В.А., Жилин С.Г.* Олигоценые отложения Северного берега залива Перовского (Аральское море) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1967. Т. 123. С. 74 - 100.
- Воронина А.А., Попов С.В.* Соленовский горизонт Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 41 - 53.
- Воронина А.А., Кургалимова Г.Г., Попов С.В., Семенов Г.И., Столяров А.С.* Биостратиграфия и фациальные особенности майкопских отложений Волго-Донского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 39 - 50.
- Воронина А.А., Попов С.В., Панова Л.А. и др.* Стратиграфия майкопских отложений Восточной Грузии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 19 - 33.
- Вялов О.С.* Схема деления палеогена Кавказа // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 6. С. 599 - 604.
- Вялов О.С.* О сводном подразделении майкопской толщи // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 23 - 35.
- Давиташвили Л.Ш.* Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции // Л.-М.: Госнаучтехиздат, 1933. 168 с.
- Данильченко П.Г.* Основные комплексы ихтиофауны кайнозойских морей Тетиса // М.: Наука, 1980. С. 175 - 183.
- Жижченко Б.П.* Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и Северного Кавказа // Тр. ВНИИГАЗ. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1953. С. 183 - 224.
- Заклинская Е.Д.* Типы спорово-пыльцевых спектров палеогеновых отложений различных физико-географических провинций // Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып. III. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 42 - 61.
- Запорожец Н.И.* Палинокомплексы и комплексы фитопланктона верхнеэоценовых и олигоценых отложений скважины № 1 (пос. Ланджар, Армения) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: Препринт ГИН РАН, 1989. С. 85 - 103.
- Козяр Л.А.* Расчленение и корреляция разрезов майкопских отложений Ставрополя по данным спорово-пыльцевого анализа. М.: Гос. ИНТИ, 1959. 84 с.
- Кораллова В.В.* Палинокомплекс сакараульского региона юга и его аналогов юга Европейской части СССР // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: ДГУ, 1982. С. 40 - 45.
- Корнилова В.С.* Очерк истории флоры и растительности Казахстана // Растительный покров Казахстана. Алма-Ата, 1966. Т. 1. С. 37 - 190.
- Коротков С.Г.* Краткий обзор палеогеновых отложений Кубанской нефтеносной области // Нефтяное хозяйство. 1935. № 4. С. 28 - 35.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонт. 1975. Вып. 18. С. 212 - 224.
- Кунаев М.С.* Палеомагнетизм эоценовых - олигоценых отложений Туранской плиты: Автореф. канд. дис. Алма-Ата: Ин-т геологии АН Казах. ССР, 1990. 20 с.
- Мерклин Р.Л.* Горизонты средне- и верхнеолигоценых отложений юга СССР // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 2. С. 420 - 423.
- Мерклин Р.Л.* Определитель двустворчатых моллюсков олигоцена юга СССР. М.: Наука, 1974. 72 с.
- Миронова Л.В., Овечкин Н.К., Яркин В.И.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. 214 с.
- Молостовский Э.А.* Шкала магнитной полярности мезозоя и кайнозоя и ее значение для стратиграфии (по материалам Западной части СССР): Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук М.: МГРИ, 1986. 35 с.
- Музылев Н.Г., Табачникова И.П., Воронина А.А.* Раннеолигоценый этап опреснения в бассейнах Паратетиса // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 5. С. 39 - 51.
- Панова Л.А.* Флора и растительность на рубеже палеогена и неогена юга СССР (по палинологическим данным) // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Тр. 23 сес. ВПО. Л., 1981. С. 88 - 98.
- Попов Г.И.* Онкофоровые отложения в олигоцене Северного Прикаспия и Нижнего Дона // Научн. докл. Высш. школы, геол.-геогр. науки. 1959. № 1. С. 55 - 57.
- Попов С.В., Воронина А.А.* Коцахурский этап развития Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 58 - 67.
- Попов С.В., Титова Л.В.* Двустворчатые моллюски аналогов соленовского горизонта Грузии // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 36 - 48.

- Попов С.В., Ильина Л.Б., Николаева И.А. Моллюски и остракоды соленовского горизонта Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 1985. № 1. С. 28 - 41.
- Прокопов К.А. Главнейшие результаты работ в области Ставропольского поднятия // Тр. Геол. службы Грознефти. 1937. Вып. 8. С. 17.
- Пулатова М.З. Фиторайонирование позднеэоцен-олигоценых бассейнов Таджикской депрессии по палинологическим данным // Биогеогр. райониров. Южного Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1983. С. 229 - 251.
- Раюшкина Г.Р. Флора Кумбулака // Оligоценовая флора Чукусинской синклинали (Сев. Приаралье). Алма-Ата, 1983. 75 с. Деп. в ВИНТИ 16.11.83. № 6453-83.
- Семенов Г.И. Новая межрегиональная стратиграфическая схема майкопских отложений Центрального Предкавказья, Ергеней, Мангышлака // Тез. 3 конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968. С. 18 - 19.
- Семенов Г.И., Столяров А.С. О корреляции разрезов разнофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 1. С. 84 - 95.
- Семенов Г.И., Столяров А.С. Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 2. С. 70 - 83.
- Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64 - 80.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. О необычной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 1. С. 52 - 65.
- Столяров А.С., Ивлева Е.И. Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкопских отложениях Ергенинского рудного района // Литология и полезн. ископаемые. 1991. № 6. С. 70 - 83.
- Стратиграфический словарь / Борисьяк А.А. (ред.). Л.-М., 1937. 250 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система / Муратов М.В., Невеская Л.А. (ред.). М.: Недра, 1986. Тома I, II. 420 с., 443 с.
- Тер-Григорьянц Л.С. Фораминиферы майкопских отложений Ставрополья и их стратиграфическое значение // Майкопские отложения и их возр. аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 36 - 51.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника Черноморской впадины // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3 - 20.
- Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 20. 458 с.
- Шнейдер Г.Ф. Этапы развития остракод в неогеновую эпоху Понто-Каспийского бассейна // Proc. I PU. 23 Intern. Geol. Congr. Paris, 1968. P. 211 - 216.
- Щуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГРИ. 1970. Вып. 70. 255 с.
- Baldi T. The early history of the Paratethys // Föld. Közlöny. 1980. V. 110. № 3 - 4. P. 456 - 471.
- Baldi T. Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungari. Budapest: Acad. Kiado, 1986. 178 p.
- Lüttig G., Steffens P. Paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene. Hannover, 1975. 64 p.
- Rusu A. Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei // Anu. Inst. Geol. Geofiz. 1977. V. 51. P. 69 - 223.
- Rusu A. Remarks on Oligocene chrono- and biostratigraphy in Transilvania (Romania) // Anu. Inst. Geol. Geofis. 1983. V. 59. P. 229 - 237.
- Rusu A. Oligocene events in Transilvania (Romania) and the first separation of Paratethys. D.S. Inst. Geol. Geofiz. 1988. V. 72/73. P. 207 - 223.
- Senes I. (ed.). Ottngangien. Bratislava: VEDA. 1973. 841 p.
- Steininger F.F., Rögl F., Nevesskaja L.A. Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Vienna, 1985. 102 p.
- Voronina A.A., Popov S.V. Main features of the evolution of the Eastern Paratethys in the Oligocene and Lower Miocene // Ann. Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol. 1985. V. 25. P. 87 - 97.