Геологические и биотические события позднего эоцена-раннего олигоцена

Часть II

ГЕОС

LATE EOCENE-EARLY OLIGOCENE GEOLOGICAL AND BIOTICAL EVENTS

ON THE TERRITORY OF THE FORMER SOVIET UNION

Part II
The geological and biotical events

Transactions, vol. 507
Founded in 1932

Responsible Editors:
V.A.Krasheninnikov, M.A.Akhmetiev

Publishing office GEOS

Moscow 1998

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА - РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР

Часть II
Геологические и биотические события

Труды, вып. 507
Основаны в 1932 году

Ответственные редакторы:
В.А.Крашенинников, М.А.Ахметьев

Издательство ГЕОС

Москва 1998

ББК 26.323
Г 36
УДК 551.781(47+57)

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть II: Геологические и биотические события. – М.: ГЕОС, 1998. 250 с. (Тр. ГИН; Вып. 507)
ISBN 5-89118-052-9

Вторая часть коллективной монографии посвящена геологическим и биотическим событиям позднего эоцена и раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Она основывается на тех региональных геологических и палеонтологических материалах, которые изложены в первой части этой монографии.

Анализируются развитие и изменение в пограничном интервале эоцена и олигоцена различных групп морской и континентальной фауны и флоры, а также литолого-фациальной, палеогеографической и климатической обстановок, характера вулканизма и тектонических процессов, особенностей состава и размещения полезных ископаемых. Большое внимание уделено проблеме синхронности/асинхронности этих процессов и событий. Подробно описываются региональные стратотипы границы эоцена и олигоцена на территории Армении, России (Северный Кавказ, Камчатка) и Казахстана (Устюрт, оз.Зайсан).

Монография имеет большое научное и практическое значение, может быть использована при различных геологических исследованиях, включая геологическое картирование. Рассчитана на геологов и палеонтологов широкого профиля.

Табл. 8. Ил. 22 + 11 фотографий. Библ. 622 назв.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-78021).

Редакционная коллегия:
Ю.Г.Леонов (главный редактор), М.А.Ахметьев, Ю.О.Гаврилов,
Ю.В.Карякин, С.А.Куренков, М.А.Семихатов

Рецензенты:
И.А.Басов, М.П.Долуденко

Late Eocene – Early Oligocene geological and biotical events on the territory of the former Soviet Union. Part II: The geological and biotical events. – Moscow: GEOS, 1998. 250 p.

The second part of the monograph is devoted to the geological and biotical events of the Late Eocene and Early Oligocene on the territory of the former USSR. It is based on those regional geological and paleontological materials which were outlined in the first part of this monograph.

Different scientific topics are considered here: development and change of various groups of marine and terrestrial fauna and flora at the Eocene/Oligocene boundary as well as transformation of lithologic-facies, paleogeographic and paleoclimatic conditions, the character of volcanic and tectonic processes, peculiarities of composition and distribution of mineral resources. A special attention was given to the problem of synchronism/asynchronism of these processes and events. Regional stratotypes of the Eocene/Oligocene boundary on the territory of Armenia, Russia (North Caucasus, Kamchatka) and Kazakhstan (Ustyurt, the Zaisan depression) are described in details.

The monograph has the theoretical and practical importance and can be used by geologists and paleontologists for the different geological investigations including the geological mapping.

Tabl. 8. Il. 22 + 11 Photographs. Bibl. 622 titles.

The monograph has been fulfiled under financial support of the Russian Foundation of Basic Research (the grant 97-05-78021).

Editorial Board:
Yu.G.Leonov (Editor-in-Chief), M.A.Akhmetiev, Yu.O.Gavrilov,
Yu.V.Karyakin, S.A.Kurenkov, M.A.Semikhatov

Reviewers:
I.A.Basov, M.P.Doludenko

ББК 26.323
Г 36
ISBN 5–89118-052-9

© Коллектив авторов, 1998
© Геологический институт РАН, 1998
© ГЕОС, 1998

Предисловие

Коллективная монография "Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР" состоит из двух частей.

Часть I, опубликованная в 1996 г., посвящена региональной геологии верхнего эоцена и нижнего олигоцена. Напомним, что территория бывшего СССР была разделена на 27 регионов: I – Украинские Карпаты и Предкарпатье, II – Запад Русской (Восточно-Европейской) платформы (Литва, Беларусь и Калининградская область России), IV – Молдова, V – Юг Русской платформы (Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб), VI – Северное Причерноморье и Крым, VII – Предкавказье и низовье Дона, VIII – Нижнее Поволжье и Северо-Западный Прикаспий,IX – Грузия, X – Армения, XI – Азербайджан, XII – Туркменистан, XIII – Узбекистан, XIV – Кыргызстан, XV – Таджикистан, XVI – Прикаспийская впадина, XVII – Мангышлак, XVIII – Северо-Восточная часть Туранской плиты, XIX – Древняя Казахстанская суша, XX – Зайсанская впадина, XXI – Предуралье, XXII – Западная Сибирь, XXIII – Сибирская платформа и ее северное и южное обрамления, XXIV – Северо-Восток России (Якутия, Чукотка), XXV – Приморье (хребет Сихотэ-Алинь), Приамурье, XXVI – Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье, Курильские и Командорские острова, внутренние моря Дальнего Востока, XXVII – Арктический бассейн.

Для каждого из этих регионов приведены литолого-стратиграфические особенности отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена, их распространение и положение в тектонических структурах регионов, описаны опорные разрезы, дана характеристика комплексов фауны и флоры, палеогеографической и палеоклиматической обстановки, магматизма, размещения полезных ископаемых, последовательности геологических и биотических событий.

Огромные размеры изученной территории с широким спектром геологических обстановок (палеотектонических, литолого-фациальных, палеогеографических, палеобиогеографических, палеоклиматических) позднеэоценового–раннеолигоценового времени привели к тому, что в первой части монографии аккумулирован гигантский объем фактической информации об отложениях, фауне, флоре и событиях рассматриваемого интервала. Этот раздел монографии – своего рода "банк данных" верхнего эоцена и нижнего олигоцена для 1/6 части площади земного шара, занятой континентами.

Содержание предлагаемой части монографии составляет анализ всего комплекса геологических и палеонтологических данных, приведенных в региональных очерках первой части: этапы развития различных групп морской и континентальной фауны и флоры и изменения биоты на рубеже эоцена и олигоцена, эволюция литолого-фациальной, палеогеографической и палеоклиматической обстановок, оценка важнейших геологических событий позднего эоцена – раннего олигоцена и проблема их синхронности (или асинхронности), особенности полезных ископаемых в отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена, установление границы эоцена и олигоцена для крупных областей бывшего Советского Союза с описанием региональных опорных разрезов пограничного интервала.

Конечно, авторы некоторых разделов использовали и дополнительные материалы, отсутствовавшие в первой части, что сделало геологическую и биотическую картину позднего эоцена и раннего олигоцена более полной. Естественно, основная задача заключалась в расшифровке всей гаммы геологических и биотических событий этого времени на территории бывшего СССР. В свою очередь, изложенные в монографии данные позволят в будущем провести сравнительный анализ и сопоставление с геологиче-

скими и биотическими событиями на других континентальных блоках земной коры, в океанических бассейнах и в Южном полушарии.

По Проекту № 174 МПГК "Геологические события терминального эоцена" за рубежом опубликованы три монографии.

В монографии "События терминального эоцена" [Pomerol, Premoli Silva (Eds.), 1986], в которой приняли участие и специалисты СССР, описаны характерные разрезы отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена в ряде стран Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки, в Австралии и Новой Зеландии, а также некоторые биотические, геохимические, литологические, тектонические, геофизические и космические события на рубеже эоцена и олигоцена.

Монография "Граница эоцена и олигоцена в бассейне Марке – Умбрия (Италия)" [Premoli Silva, Coccioni, Montanari (Eds.), 1988] посвящена всестороннему (биостратиграфическому, литологическому, магнитостратиграфическому, хемостратиграфическому и геохронологическому) описанию разреза Массиньяно, рекомендованного на 28-ой сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, 1989 г.) в качестве стратотипа границы эоцена и олигоцена.

Наконец, в монографии "Климатическая и биотическая эволюция эоцена и олигоцена" [Prothero, Berggren (Eds.), 1992] рассматривается общая геохронологическая и магнитостратиграфическая шкала позднего эоцена и олигоцена, климатическая эволюция этого интервала времени и изменение морской и континентальной биоты на рубеже эоцена и олигоцена. В поле зрения авторов монографии находились многие группы фауны и флоры: планктонные и бентосные фораминиферы, радиолярии, наннопланктон, диатомеи, динофлагеллаты, остракоды, моллюски, морские ежи, амфибии, рептилии, млекопитающие, листовая флора и палинокомплексы. Эта работа основана на материале эоценовых и олигоценовых отложений Северной Америки и лишь отдельные главы ее касаются территории Западной Европы, а данные по верхнему эоцену и нижнему олигоцену СССР полностью отсутствуют.

Таким образом, предлагаемая монография по своей структуре существенным образом отличается от названных выше – она характеризуется органичным сочетанием огромного фактического материала по региональной геологии верхнего эоцена и нижнего олигоцена обширного блока земной коры с последующим анализом геологических и биотических событий этого времени. Нужно полагать, что наша монография будет важным вкладом в общий свод знаний о геологическом развитии Северного полушария в позднем палеогене.

В силу ряда причин моменты написания и публикации части II монографии разделены значительным интервалом времени. В этот период авторский коллектив понес потери – ушли из жизни кандидаты наук В.Ю.Решетов и Н.С.Шевырева (Палеонтологический институт РАН, Москва), которые являются авторами разделов о крупных и мелких млекопитающих.

Издание части II монографии стало возможным благодаря помощи Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-78021), за что мы выражаем глубокую признательность.

Общая редакция рукописи выполнена В.А.Крашенинниковым и М.А.Ахметьевым. Работа по составлению сводных литолого-фациальных и палеогеографических карт проведена Ю.Г.Цеховским, Е.А.Соколовой и А.С.Столяровым. Перепечатка рукописи осуществлена К.А.Печниковой.

Фауна и флора позднего эоцена и раннего олигоцена

Морские и континентальные отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена различных регионов бывшего СССР содержат богатые и разнообразные комплексы органических остатков, принадлежащих различным палеогеографическим провинциям и палеоклиматическм поясам. Эти обстоятельства позволяют достаточно подробно рассмотреть процесс эволюционного изменения фауны и флоры у рубежа эоцена и олигоцена на общем фоне глобальных климатических и палеогеографических изменений. Конечно, особенности этого процесса сильно осложняются и моделируются наложением чисто местных биономических условий. Необходимо также отметить, что пространственно и в интервале позднего эоцена – раннего олигоцена органические остатки распространены неравномерно и подчас расчленение и стратиграфическая корреляция осадков сталкиваются с большими затруднениями.

К наиболее распространенным группам фауны и флоры принадлежат планктонные и бентосные фораминиферы, наннопланктон, органикостенный планктон, остракоды, пелециподы, гастроподы, рыбы, крупные и мелкие млекопитающие, листовая флора, плоды и семена, а также спорово-пыльцевые комплексы. Кремневый планктон (диатомеи, радиолярии) встречается спорадически или вообще отсутствует. Эпизодически в отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена территории бывшего СССР устанавливаются зубы акул, насекомые, харовые водоросли, спикулы губок, кораллы, остатки птиц.

Ниже приводится характеристика наиболее важных групп фауны и флоры.

Фораминиферы верхнего эоцена и нижнего олигоцена Украины, Крымско-Кавказской области и Закаспия

Планктонные, крупные и мелкие бентосные фораминиферы широко распространены в отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена на юге Русской платформы, в Крымско-Кавказской области и Закаспии. Они являются одной из ведущих групп для расчленения и корреляции отложений этого возраста. Однако их качественное разнообразие и количественная характеристика различны для осадков позднеэоценового и раннеолигоценового времени. В карбонатных осадках верхнего эоцена фораминиферы обычно обильны и таксономически разнообразны; в слабокарбонатных и некарбонатных осадках нижнего олигоцена Менилитового и Майкопского бассейнов, нередко формировавшихся в условиях аноксического режима, они сравнительно бедны и могут отсутствовать вообще. Резкая литологическая граница между эоценом и олигоценом затрудняет оценку эволюционного фактора в изменении фауны фораминифер, ибо на этот фактор идет мощное наложение местных биономических условий (хотя влияние этих условий может прослеживаться на расстоянии многих сотен и даже нескольких тысяч километров). Некоторым исключением являются разрезы верхнего эоцена и нижнего олигоцена Южной Армении, где осадки олигоцена сохраняют свой карбонатный характер. Правда, и здесь в них резко воз-

растает объем терригенного материала – сначала глинистого, а затем песчаного.

Планктонные фораминиферы

Состав планктонных фораминифер отражает палеоклиматическую зональность. На юге Армении они характеризуют южный субтропический пояс, а на всем остальном пространстве рассматриваемой области принадлежат к северному субтропическому поясу.

В верхнем эоцене и нижнем олигоцене Южной Армении планктонные фораминиферы разнообразны и многочисленны [Саакян-Гезалян, 1957; Мартиросян, 1970; Габриелян и др., 1960; Крашенинников, 1974; Крашенинников, Птухян, 1973,1986; Крашенинников, Музылев, Птухян, 1985; Крашенниников и др., 1989; Krasheninnikov et al., 1986]. Общий их список практически включает все виды, развитые в Средиземноморье и в тропической полосе океанов и Карибского бассейна, но некоторые из них немногочисленны или исчезают в разрезе ранее их эволюционного вымирания.

Верхний эоцен подразделяется на три зоны.

Зона Globigerapsis semiinvoluta (P15) характеризуется редкими экземплярами индекс-вида и многочисленными G. tropicalis, G. index, Globigerina corpulenta, G. galavisi, G. tripartita, G. subtriloculinoides, G. praebulloides, G. ouachitaensis, Preudohastigerina micra, Turborotalia cerroazulensis, T. centralis, Hantkenina suprasuturalis.

Зона Turborotalia cocoaensis (P16), своеобразие которой определяется появлением индекс-вида, Cribrohantkenina inflata и редких Turborotalia cunialensis. Им сопутствуют все названные выше виды за исключением Globigerapsis semiinvoluta.

Зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (P17) – из подстилающих отложений сюда переходят многочисленные Globigerina corpulenta, G. tripartita, G. galavisi, G. ouachitaensis, G. praebulloides, Pseudochastigerina micra, более редкая Turborotalia centralis и совсем единичные и спорадически встречающиеся T. cunialensis и Hantkenina suprasuturalis. К новым элементам микрофауны принадлежат Globigerina gortanii и немногочисленные G. officinalis, G. prasaepis, G. ampliapertura, Turborotalia permicra. В эту зону не переходят представители родов Globigerapsis и Cribrohantkenina, Turborotalia cerroazulensis и T. cocoaensis, а экземпляры Hantkenina столь редки, что нельзя исключать их переотложения.

В нижнем олигоцене достоверно установлены две зоны.

Зона Globigerina tapuriensis (P18) содержит, кроме индекс-вида, многочисленные G. officinalis, G. ampliapertura, G. prasaepis, G. galavisi, G. praebulloides, G. tripartita, G. ouachitaensis, G. angustiumbilicata, Cassigerinella chipolensis, Turborotalia nana, T. gemma, T. permicra, Pseudohastigerina micra, Ps. barbadoensis, Chiloguembelina cubensis.

Зона Globigerina sellii (P19) характеризуется тем же комплексом фораминифер в сочетании с редкими экземплярами индекс-вида.

В самой верхней части разреза нижнего олигоцена Южной Армении представители рода Pseudohastigerina отсутствуют. Возможно, отложения относятся уже к зоне Globigerina ampliapertura (P20), завершающей нижний олигоцен. Но здесь развиты груботерригенные породы (песчаники) с обедненным комплексом фораминифер, и отсутствие тех или иных видов может быть связано с неблагоприятными палеоэкологическими условиями.

Если рассматривать комплекс планктонных фораминифер зоны Turborotalia cocoaensis как типично эоценовый, а комплекс зоны Globigerina tapuriensis как типично олигоценовый, то можно сказать, что у рубежа эоцена и олигоцена произошло кардинальное изменение фауны планктонных фораминифер. Однако две названные зоны разделены зоной Turborotalia centralis – Globigerina gortanii с микрофауной переходного типа, т.е. планктонные фораминиферы в Южной Армении менялись постепенно, как бы на двух уровнях. В подошве этой зоны исчезают представители родов Globigerapsis и Cribrohantkenina, почти вся группа Turborotalia cerroazulensis, но основной костяк ассоциации составляют еще эоценовые виды Globigerina. Им сопутствуют немногочисленные новые виды Globigerina и Turborotalia, которые встречаются в массовом количестве экземпляров с подошвы зоны Globigerina tapuriensis, т.е. с подошвы олигоцена. Здесь же появляется род Cassigerinella. Надо полагать, этот процесс эволюционного изменения

планктонных фораминифер был вызван и контролировался ухудшением климатических условий – по данным спорово-пыльцевых комплексов интервалу зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii соответствует температурный пессимум.

Аналогичный процесс изменения планктонных фораминифер наблюдается и в Средиземноморье [Toumarkine, Bolli, 1975; Coccioni et al., 1988; Coccioni, 1988]. Однако здесь последние представители родов Hantkenina и Cribrohantkenina, как и Turborotalia cunialensis, исчезают несколько позднее, в кровле зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii. Вероятно, более слабые климатические изменения в низких широтах служили своеобразным амортизатором эволюционного преобразования фораминифер, но не смогли его остановить.

На территории Карпат, Южной Украины, Крымско-Кавказской области, Мангышлака, Устюрта, Прикаспия, Туркмении, Приаралья верхний эоцен подразделяется на две зоны – Globigerapsis tropicalis и Turborotalia centralis – Globigerina gortanii. Правда, последняя установлена не во всех разрезах, что связано, скорее всего, со степенью изученности микрофауны. Надежное зональное деление олигоцена невозможно. Подобная ситуация объясняется отсутствием в отложениях Северной субтропической области целого ряда тропических видов (Globigerapsis semiinvoluta, Turborotalia cerroazulensis, T. cocoaensis, T. cunialensis, видов Hantkenina и Cribrohantkenina, Globigerina tapuriensis, G. sellii), а в случае олигоцена – также общей обедненностью известкового планктона в Майкопском бассейне и его растворением в некарбонатных или слабокарбонатных породах.

Комплекс планктонных фораминифер зоны Globigerapsis tropicalis включает обильные экземпляры индекс-вида, G. index, Globigerina corpulenta, G. tripartita, G. galavisi, G. eocaenica irregularis, Pseudohastigerina micra и немногочисленные Turborotalia centralis. Эта зона соответствует зонам Globigerapsis semiivoluta и Turborotalia cocoaensis Армении и тропического пояса. Она установлена на Карпатах – верхние части быстрицкой и попельской свит, шешорский горизонт [Стратотипы ..., 1988; Вялов, Андреева-Григорович и др., 1987; Вялов, Гавура и др., 1987; Вялов, Гавура, Пономарева, 1987; Дабагян и др., 1987; Дабагян, 1987; Андреева-Григорович и др., 1987], в Северном Причерноморье [Краева, Люльева, 1985; Краева, Маслун, 1987], в Крыму – альминский горизонт [Субботина, 1953 а; Шуцкая, 1970; Печенкина, 1971 б], на Северном Кавказе – белоглинская свита [Субботина, 1953 а, 1960; Шуцкая, 1956, 1960 а, б, 1970; Морозова, 1959; Крашенинников, Музылев, 1975; Krasheninnikov, 1986], в Грузии – тбилисская нуммулитовая свита, адигенская свита (частично) Ахалцихской депрессии [М.В.Карачава, 1977; М.В.Карачава, Хучуа, 1991], в Азербайджане – верхний коун [Халилов, 1962, 1967; Халилов, Мамедова, 1984; Керимов, 1979], в Западном Приаралье [Крашенинников и др., 1989] и Южном Приаралье [Авербург, 1970; Минакова, 1964], на западе Устюрта – адаевская свита [Быкова, 1974], в Северо-Западных Кызылкумах [Авербург, 1970], на п-ове Бузачи и Южной Эмбе [Крашенинников и др., 1989], в центральных и юго-восточных районах Каракумов [Шуцкая, 1964; Ткачук, 1964], на севере Туркмении – ахгакаинская свита [Саперсон, 1964], на Малом Балхане [Халилов, 1948], в различных районах Западной и Восточной Туркмении [Палеоген Туркмении, 1975; Родионова, 1963; Бугрова, 1987; Ткачук, 1962].

Зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii характеризуется присутствием этих видов в сочетании с G. corpulenta, G. galavisi, G. pseudovenezuelana, G. officinalis и более редкими G. ampliapertura, G. ouachitaensis, Pseudohastigerina micra, Globigerinita unicava, Turborotalia nana. Эта зона прослежена в Крыму [Зональная стратиграфия ..., 1991], на Северном Кавказе [Крашенинников, Музылев, 1975; Krasheninnikov, 1986], п-ове Бузачи, Южной Эмбе и в Западном Приаралье [Крашенинников и др., 1989], в Туркмении [Зональная стратиграфия ..., 1991].

Отложения нижнего олигоцена Крыма, Северного Кавказа, Грузии, Азербайджана и Закаспия содержат обедненные комплексы планктонных фораминифер, причем они обычно приурочены к базальным слоям, а выше фораминиферы вообще исчезают. Их комплекс включает мелкие Globigerina officinalis, G. praebulloides, G. ouachitaensis, G. ampliapertura, G. prasaepis, Pseudohastigerina micra, Turborotalia nana, T. gemma, Chiloguembelina gracillima. Эта ассоциа-

ция свидетельствует лишь о нижнеолигоценовом возрасте осадков, но не позволяет провести зональное расчленение. Подобный комплекс планктонных фораминифер прослежен в основании майкопской серии многих районов – Северный Кавказ, Мангышлак, Западное Приаралье, Грузия, Азербайджан, Туркмения [Субботина, 1953 а; Быкова, 1980; Krasheninnikov, 1986; Халилов, 1962, 1967; Халилов, Мамедова, 1984; Крашенинников и др., 1989; М.В.Карачава, Хучуа, 1991; Авербург, 1970; Богданович, 1960; Тер-Григорьянц, 1964, 1969; Иванова, 1964, 1966; Кожевникова, 1969; Невмирич, 1976; Прусова, 1964; Коровина, 1964; Печенкина, 1971 а; Балахматова, 1964].

Несколько более богатые ассоциации планктонных фораминифер свойственны нижнеолигоценовой части менилитовой серии Карпат. Здесь выделяются: 1) слои с Globigerina vialovi – G. vialovi, G. droogeri, G. officinalis, Turborotalia gemma, T. nana, T. liverovskae, Chiloguembelina cubensis; 2) слои с Turborotalia liverovskae, где совместно с индекс-видом встречаются T. nana, T. gemma, Globigerina praebulloides, G. officinalis, Pseudohastigerina micra; 3) слои с Cassigerinella chipolensis, которые характеризуются индекс-видом в сочетании с Globigerina praebulloides, G. angustiumbilicata, G. officinalis, Turborotalia nana, Chiloguembelina gracillima; 4) слои с Globigerina ampliapertura, где развиты индекс-вид, G. ouachitaensis, G. tripartita, G. praebulloides, G. angustiumbilicata [Грузман, 1983, 1987; Объяснительная записка ..., 1984].

Крупные бентосные фораминиферы

В отложениях верхнего эоцена крупные бентосные фораминиферы (нуммулитиды и дискоциклиниды) встречены в Армении, Грузии, Азербайджане, Северном Причерноморье и на Карпатах. В отложениях нижнего олигоцена нуммулиты пользуются ограниченным распространением – Армения, Грузия, Карпаты.

Наиболее детально крупные фораминиферы изучены в разрезах верхнего эоцена и нижнего олигоцена Армении [Габриелян, 1955, 1958, 1964; Габриелян, Григорян, 1981; Григорян, 1960, 1961, 1979, 1986; Вегуни, Птухян, 1959; Птухян, 1979]. Их стратиграфическое положение четко определено в рамках зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону [Крашенинников, Птухян, 1973, 1986; Крашенинников, Музылев, Птухян, 1985].

Верхний эоцен Армении соответствует зоне Nummulites fabianii и подразделяется на три местные стратиграфические единицы: слои с Nummulites millecaput, слои с Discocyclina veronensis и слои с Nummulites fabianii retiatus. По другой интерпретации, под зоной Nummulites fabianii подразумевается два первых подразделения, а слои с Nummulites fabianii retiatus рассматриваются в качестве самостоятельной зоны.

Термин "слои с Nummulites millecaput" обычен для старой геологической литературы по стратиграфии палеогена Армении. Согласно современному пониманию таксономии нуммулитов в действительности в этих слоях развиты N. maximus и N. dufrenoyi – конечные, наиболее крупные по размерам таксоны филогенетической линии группы N. millecaput. Поэтому вышеприведенное название слоев заменено новым – слои с Nummulites maximus [Григорян, 1986]. Эти слои характеризуются обильными экземплярами индекс-вида, N. dufrenoyi, N. fabianii, N. incrassatus, N. striatus, N. garnieri, N. chavannesi, редкими N. perforatus, N. biedai совместно с Operculina alpina, Spiroclypeus granulosus, Grzybowskia reticulata, Pellatispira douvillei, Discocyclina sella, D. nummulitica, Actinocyclina radians.

В разрезах Азатек и Азизбеков верхний эоцен начинается слоями с Nummulites gizehensis мощностью до 50-60 м. Необходимо пояснить, что в соответствии с современной таксономией нуммулитов под этим названием в действительности фигурирует вид N. lyelli – конечный таксон филогенетической линии группы N. gizehensis, т.е. данное местное стратиграфическое подразделение следует называть – слои с Nummulites lyelli. Комплекс крупных фораминифер состоит из огромных скоплений N. lyelli в сочетании с N. striatus, N. fabianii, N. incrassatus, N. chavannesi, N. aff. pulchellus, N. garnieri, Grzybowskia reticulata, Pellatispira douvillei, Operculina alpina, различных дискоциклин. В других разрезах верхнего эоцена Армении слои с Nummulites lyelli не установлены. С.М.Григорян [1986] считает их аналогом слоев с Nummulites maximus. Однако в разрезе у пос. Азизбеков четко наблюдается, что слои с

Nummulites lyelli подстилают слои с Nummulites maximus, хотя и занимают близкую стратиграфическую позицию [Крашенинников и др., 1985].

Слои с Nummulites lyelli и слои с Nummulites maximus находятся в нижней части зоны Globigerapsis semiinvoluta по планктонным фораминиферам и в зоне Chiasmolithus oamaruensis по наннопланктону.

Слои с Discocyclina veronensis отличаются обилием дискоциклинид – D. veronensis, D. augustae, D. nummulitica, D. douvillei, D. andrusovi, Actinocyclina radians, Asterocyclina pentagonalis. Совместно с ними встречаются Grzybowskia reticulata, G. armenica, Spiroclypeus granulosus, S. carpaticus, Pellatispira douvillei, P. madaraczi, Operculina alpina, O. ammonea, O. canalifera, Nummulites fabianii, N. garnieri, N. chavannesi, N. striatus, N. bouillei, N. stellatus, N. incrassatus. Вид N. maximus (A) присутствует в единичных экземплярах. Слои с дискоциклинами соответствуют зоне Turborotalia cocoaensis, хотя говорить о точном совпадении границ трудно. По наннопланктону слои находятся в пределах зоны Isthmolithus recurvus.

Слои (зона) с Nummulites fabianii retiatus характеризуются обедненным комплексом – N. fabianii retiatus, N. incrassatus, N. bouillei, N. vascus initialis, N. striatus, N. garnieri, Operculina victoriensis, редкие Discocyclina nummulitica. Представители Asterocyclina, Actinocyclina, Pellatispira, Spiroclypeus, Grzybowskia здесь полностью отсутствуют. Слои с Nummulites fabianii retiatus коррелируются с зоной Turborotalia centralis – Globigerina gortanii по планктонным фораминиферам.

Нижнеолигоценовый комплекс нуммулитов выделяется в зону Nummulites intermedius (= N. fichteli) с индекс-видом, N. vascus, N. incrassatus. В базальных слоях этой зоны еще встречается N. vascus initialis, N. fabianii retiatus, N. bouillei. Отложения соответствуют зонам Globigerina tapuriensis и Globigerina sellii по планктонным фораминиферам.

В Азербайджане зона Nummulites fabianii (верхний эоцен) с N. prestwichianus, N. budensis, N. pulchellus, N. orbignyi прослежена в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа, на юго-восточном его погружении и, возможно, на Талыше. Олигоценовые нуммулиты неизвестны [Багманов, 1983; Бабаев, 1990].

Гораздо шире распространены верхнеэоценовые нуммулиты и дискоциклиниды в верхнеэоценовых отложениях Грузии [И.В.Качарава и др., 1960; Мревлишвили, 1978] – Аджаро-Триалетия, Ахалцихская депрессия, Колхидская область, Кахетия. Нередко верхний эоцен подстилается здесь лиролеписовыми слоями (кумский горизонт, зона Globigerina turkmenica). На основании нуммулитид в различных районах Грузии устанавливаются местные горизонты и слои разного наименования. В целом, комплекс крупных фораминифер включает Nummulites fabianii, N. budensis, N. incrassatus, N. schaubi, N. striatus, N. orbignyi, N. chavannesi, N. bouillei, N. pulchellus, Discocyclina sella, D. pratti, D. scalaris, D. nummulitica, Operculina alpina.

Нижнеолигоценовые нуммулиты обнаружены только в Кахетии (бассейн р. Малая Лиахви) – песчаники с Nummulites vascus, N. kakhadzei, N. garnieri.

В Причерноморской впадине и на южном склоне Украинского кристаллического массива верхнеэоценовые нуммулиты встречены главным образом в осадках, вскрытых буровыми скважинами [Зернецкий, 1982; Биостратиграфическое обоснование ..., 1979]. В их составе определены Nummulites rectus, N. prestwichianus, N. chavannesi, N. concinnus, N. litoralis, N. vascus initialis, N. bouillei, N. orbignyi. К верхнему эоцену относятся мандриковские слои в окрестностях Днепропетровска с N. orbignyi, N. prestwichianus, N. chavannesi, N. rectus, N. concinnus [Ярцева, 1960].

В Восточных Карпатах в верхней части быстрицкой свиты и шешорском горизонте встречены нуммулиты верхнего эоцена – Nummulites fabianii, N. bouillei, N. striatus, N. chavannesi, N. budensis, N. incrassatus [Немков, 1955, 1967; Голев, Совчик, 1972; Стратотипы ..., 1988]. Находки нижнеолигоценовых нуммулитов (нижнеменилитовая свита) редки – Nummulites vascus, N. intermedius [Немков, 1955, 1967; Хлопонин, 1961].

Мелкие бентосные фораминиферы

Мелкие бентосные фораминиферы верхнего эоцена замечательны своим разнообразием, включая многие десятки видов с известковой и

агглютинированной раковиной. Преобладает известковый бентос, причем раковины обычно характеризуются крупными размерами и богатой скульптурой. Особенно многочисленны представители булиминид, лагенид, нодозариид, роталиид, аномалинид. Эта микрофауна описана в серии монографий и статей [Субботина, 1953 б; Халилов, 1967; Шуцкая, 1963; Самойлова, 1946, 1947; Пономарева, 1987; и др.], но в несравненно большем числе публикаций бентосные мелкие фораминиферы фигурируют в виде списков. Несомненно, они заслуживают дальнейшего детального монографического описания.

К наиболее типичным и широко распространенным видам принадлежат Bolivina antegressa, B. nobilis, B. budensis, Bifarina millepunctata, Neobulimina fraudulenta, Uvigerina costellata, U. jacksonensis, U. mexicana, Bolivinoides reticulatus, Bulimina sculptilis, B. aksuatica, B. truncana, Vaginulina mexicana, Saracenaria arcuata, Frondicularia budensis, Siphonodosaria volgensis, S. exilis, S. spinescens, Nodosaria bacillum, Dentalina inornata, Marginulina behmi, M. fragaria, M. eocaenica, M. subbulata, Lenticulina limbosa, L. laticostata, Robulus budensis, Baggina iphigenia, Globocassidulina globosa, Planulina costata, Anomalina acuta taurica, A. granosa, A. affinis, A. kasinaensis, Cibicides bionus, C. pygmeus, C. perlucidus, Eponides subumbonatus, Halkyardia minima, Pararotalia octocamerata, Cancris erevanensis, Osangularia mexicana, Clavulinoides czaboi, Valvulina pectinata, Karreriella siphonella, Queraltina epistominoides.

В целом, состав мелких бентосных фораминифер от подошвы к кровле верхнего эоцена меняется мало, что позволяет рассматривать отложения этого возраста в качестве единой зоны Planulina costata [Бугрова, 1988 а, б]. Особенно обильны бентосные фораминиферы в самой верхней части верхнего эоцена, выделяемой в слои с Bolivina antegressa. Отличительная черта разреза верхнего эоцена Крыма заключается в появлении на границе с олигоценом нового рода Almaena (слои с Almaena taurica).

Фораминиферы зоны Planulina costata в отложениях верхнего эоцена встречаются во всех районах Украины, Крымско-Кавказской области и Закаспия, где развиты и комплексы планктонных фораминифер. В слабокарбонатных породах они могут резко преобладать над планктонными формами и в этом случае особенно важны для стратиграфического расчленения осадков – чеганская свита Северного Чинка Устюрта и Северного Приаралья [Бондарева, 1964; Прусова, 1970], верхнебыстрицкая свита Карпат [Маслакова, 1955; Мятлюк, 1970], еландинская свита Марыйского района Туркмении [Бугрова, 1987], а также верхний эоцен целого ряда других районов Туркмении [Палеоген Туркмении, 1975].

Поскольку фораминиферы зоны Planulina costata приурочены к белоглинскому горизонту (или его аналогам), они получили нарицательное название – белоглинский комплекс бентосных фораминифер. Под ним понимается весьма богатая ассоциация последних, обитавшая в условиях карбонатного или карбонатно-глинистого, преимущественно пелагического осадконакопления.

Иной характер носят комплексы мелких бентосных фораминифер из слабокарбонатных или некарбонатных осадков нижнеолигоценовой части майкопской или менилитовой серий Крымско-Кавказской области, Закаспия, Северного Причерноморья и Восточных Карпат. Популяции их не отличаются высокой плотностью, заметно снижается таксономическое разнообразие, раковины обладают небольшими и средними размерами.

Списки мелких бентосных фораминифер из отложений нижнего олигоцена содержатся во многих публикациях. Уже краткое их перечисление показывает, что эта группа микрофауны изучалась во всех основных районах развития осадков нижнего олигоцена: Восточные Карпаты [Дабагян, 1964; Грузман, 1983; Палеонтологический сборник, 1987; Стратотипы ..., 1988], Причерноморская впадина [Краева, 1964; Печенкина, 1964, 1971а; Биостратиграфическое обоснование..., 1979), Крым [Краева, 1972; Печенкина и др, 1971], Северный Кавказ и бассейн Дона [Никитина, 1964; Тер-Григорьянц, 1969; Печенкина, 1971а], Прикаспий [Печенкина, Холодилина, 1971], Грузия [Арчвадзе, 1964; И.В.Качарава, 1964; М.В.Качарава, Хучуа, 1991], Азербайджан [Халилов, Кузнецова, 1964; Региональная стратиграфическая схема ..., 1989], Мангышлак [Быкова, Азбель, 1962; Коровина, 1964; Быкова, 1980], Приаралье, Устюрт, Тургай [Бондарева, 1964; Айзенштат, 1964; Прусова, 1964; Иванова, 1964, 1966, 1971; Авербург, 1970; Липман, Хохлова, 1964], Туркмения [Балахматова, 1964; Невмирич, 1976, 1987; Палеоген Туркмении, 1975],

Узбекистан [Минакова, 1964]. К сожалению, количество публикаций с описаниями и изображениями нижнеолигоценовых мелких фораминифер совсем невелико: Причерноморье [Краева, 1960], Крым [Самойлова, 1946; Шуцкая, 1963], Северный Кавказ [Богданович, 1960; Тер-Григорьянц, 1964], Азербайджан [Халилов, 1967; Халилов, Мамедова, 1984], Туркмения [Коровина, 1964]. Конечно, эта группа микрофауны заслуживает более углубленного монографического изучения.

В интервале от подошвы майкопской серии и до подошвы соленовского (остракодового) горизонта нижнеолигоценовые отложения по фауне мелких бентосных фораминифер подразделяются на зону Lenticulina herrmanni и зону Spiroplectammina carinata oligocenica.

Зона Lenticulina herrmanni характеризуется индекс-видом, Quinqueloculina romboidea, Spiroloculina praecanaliculata, Marginulina salensis, Biapertorbis asiaticus, Gavelinella multa, G. postacanica, G. schurabica, Anomalina munda, Cibicides almaensis, C. oligocenicus, C. extremus, C. crimaensis, C. sulzensis, C. tchagalensis, C. amphisyliensis, Bolivina mississippiensis, Haplophragmoides deformabilis, H. fidelis, Plectofrondicularia volgensis, Nonion pseudolaevis, N. dosularensis, Baggina iphigenia.

В зоне Spiroplectammina carinata oligocenica комплекс фораминифер включает индекс-вид, Neogyroidina memoranda, Cibicides speciosus, C. macrurus, C. pseudoungerianus, C. expertus, C. karabogasicus, C. amphisyliensis, Planorbulina anomalinoida, P. hadlei, P. liverovskayae, Quinqueloculina errmanni, Q. enoplostoma, Robertina declivis, Anomalina munda, Caucasina schischkinskyae, Uvigerinella californica parva, Globocassidulina oblonga, Melonis dosularensis, Cyclammina constrictimargo, Verneuilina rasilis. Названными видами не исчерпывается список мелких бентосных фораминифер из отложений нижнего олигоцена. В литературе они нередко фигурируют под общим названием "хадумский комплекс фораминифер".

Общие черты изменения фораминифер на рубеже эоцена и олигоцена

Из приведенных материалов очевидно, что на рубеже эоцена и олигоцена планктонные фораминиферы меняются резко – в связи с похолоданием исчезают высокоспециализированные Globigerapsis, Globigerinatheca, Hantkenina, Cribrohantkenina, группы видов Turborotalia и Globigerina. В зоне Globigerina tapuriensis наблюдается уже полностью сформированный олигоценовый комплекс фораминифер, включающий виды Globigerina, Pseudohastigerina, Globigerinita, Turborotalia, Cassigerinella. Но это изменение происходило постепенно, в два этапа – в подошве и в кровле зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, которая представляет собой промежуточную стадию в эволюции планктонных фораминифер.

Аналогичен ход изменения на границе эоцена и олигоцена фауны крупных бентосных фораминифер. У этого рубежа исчезает семейство дискоциклинид, роды Pellatispira, Spiroclypeus, Grzybowskia, большая группа видов Nummulites. В зоне Globigerina tapuriensis (= нижняя часть зоны Nummulites intermedius) присутствует типичная ассоциация олигоценовых нуммулитов. Но и крупные фораминиферы изменялись постепенно, в два этапа – в подошве и в кровле зоны (слоев) Nummulites fabianii retiatus. Объем последней практически совпадает с планктонной зоной Turborotalia centralis – Globigerina gortanii. Таким образом, эволюционное изменение планктонных и крупных бентосных фораминифер происходило синхронно – и по масштабности изменения, и по стратиграфическим уровням этих изменений.

В отношении мелких бентосных фораминифер такой ясной картиной к настоящему времени мы не располагаем. Конечно, верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые комплексы мелких бентосных фораминифер различаются весьма сильно, но столь же резко различаются биономические условия белоглинского и майкопского бассейнов. На эволюционный процесс изменения мелких фораминифер шло наложение местных биономических условий и разграничить влияние этих двух факторов трудно. Термины "белоглинская микрофауна" и "хадумская микрофауна" в значительной мере имеют палеоэкологический смысл. В случае карбонатного характера базальных слоев олигоцена в них наблюдается значительное количество видов, переходящих из верхнего эоцена, причем иногда оно достигает 46% [Невмирич, 1976; Иванова, 1966]. Многие виды мелких бентосных фораминифер

верхнего эоцена Армении переходят в известковые глины разрезов Ланджар и Шагап. Очевидно, роль эволюционного фактора в изменении мелких бентосных фораминифер будет установлена в монофациальных карбонатных разрезах. Скорее всего, трансформация их комплексов происходила на рубеже эоцена и олигоцена как смена групп видов. Появление в олигоцене рода Almaena общей картины не меняет, поскольку его представители всегда немногочисленны.

Бентосные фораминиферы верхнего эоцена и олигоцена Дальнего Востока

В позднепалеогеновых отложениях Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья и Командорских островов планктонные фораминиферы крайне редки, малочисленны, имеют широкий вертикальный диапазон и не могут быть использованы для надежного определения возраста пород [Крашенинников и др., 1988]. Руководящей группой для детального расчленения и корреляции Дальнего Востока и Северной Пацифики являются бентосные фораминиферы, которые встречаются в значительном количестве во всех фациальных разностях пород.

В комплексах бентосных фораминифер практически отсутствуют эндемики, что позволяет с достаточной достоверностью коррелировать биостратиграфические подразделения Дальневосточной шкалы с ярусами и зонами Калифорнийской шкалы, разработанной по бентосным фораминиферам [Kleipell, 1938; Mallory, 1959]. Позднее в нее были внесены существенные коррективы по планктонным фораминиферам и наннопланктону [Lipps, 1965, 1967 a, b; Brabb et al., 1971; Bukry, 1975; Warren, Newell, 1976].

На основании изменения фораминиферовых комплексов во времени и корреляции с Калифорнией и Японией граница эоцена и олигоцена в разрезах Дальневосточного региона устанавливается: на Западной Камчатке (Точилинский разрез) – между ковачинским и аманинско-гакхинским горизонтами, на побережье Пенжинской губы – между иргирнинской и ратэгинской свитами, на п-ове Ильпинский – между кыланским (лапареламская свита) и алугинским горизонтами, на о-ве Карагинский – между свитой горы Перешеек и ильхатунской свитой, на Командорских островах – между командорской серией и никольской свитой [Серова и др., 1975]. На Сахалине (п-ов Крильон, р. Китоси) эта граница проходит по кровле нижней подсвиты аракайской свиты, в разрезе по р. Аральская – по подошве такарадайской свиты.

На этом рубеже происходят наиболее существенные и однонаправленные изменения состава бентосных фораминифер на видовом и родовом уровнях и изменяется вся структура комплекса – заметно сокращается численность известкового бентоса и резко увеличивается численность агглютинирующих фораминифер при бедности систематического состава последних.

Для верхнеэоценовых отложений Дальневосточного региона и одновозрастных осадков Тихоокеанского побережья Северной Америки (Аляска, Орегон, Вашингтон, Калифорния) и Японии характерен бурный расцвет секреционных фораминифер. В разрезе полуострова Ильпинский (лапареламская свита) определено более 200 видов преимущественно секреционных фораминифер, относящихся к 40 родам и 19 семействам. Также богат и разнообразен этот комплекс в верхнеэоценовых отложениях о-ва Карагинский (свита мыса Плоского), в Точилинском разрезе Западной Камчатки (верхняя часть ковачинского горизонта), в нижней части аракайской свиты полуострова Крильон на Южном Сахалине, в верхней части формации Поронаи острова Хоккайдо, в верхней части яруса Рефуджиен и его стратиграфических аналогах Северной Америки. Характерными для этого комплекса являются: Plectofrondicularia packardi Cushm. et Schenck, P. multilineata Cushm. et Sim., P. smithi Kaiho, Bulimina sculptilis Cushm., Caucasina schwageri (Yok.), C. eocenica kamchatica Serova, Gyroidina condoni Cushm. et Schenk, Alabamina kernensis Smith, Uvigerina gazaensis nudorobusta

Mall. Обычны, но представлены меньшим количеством экземпляров – Dentalina consobrina d'Orb., Praeglobobulimina ovata (d'Orb), P. cowlitzensis Beck, Valvulineria tumeyensis Cushm. et. Sim., Virgulina zetina indirecta Mall., Cibicides pseudoungerianus evolutus Cushm. et Hobson.

На рубеже эоцена и олигоцена происходит резкое обеднение фораминиферового комплекса, исчезает множество секреционных фораминифер. Этот рубеж переходят лишь несколько видов с песчаной раковиной, имеющих широкий возрастной диапазон: Bathysiphon eocenicus Cushm., Ammodiscus tenuis Brady, Haplophragmoides subevolutus Kaiho, H. spadix V.Kuzn., H. yokoyamai Kaiho, H. asagaiensis (Asano), Cyclammina pacifica Beck, Budashevaella deserta (Volosh.), Asanospira carinata (Cushm. et Renz). Представители рода Haplophragmoides становятся массовыми и доминируют в комплексах фораминифер более верхних горизонтов олигоцена совместно с отдельными представителями эльфидиид и нонионид: Melonis shimokinense (Asano), Cribroelphidium sumitomoi (Asano et Murata), Astrononion hamadaensis Asano, Protelphidium gakhensis Serova, Cribrononion praeincertus V.Kuzn.

Изменение фораминифер на границе эоцена и олигоцена происходит независимо от того, меняется ли литологический состав или он остается более или менее постоянным. В разрезе п-ова Ильпинский переход между лапареламской и алугинской свитами постепенный, а смена микрофауны чрезвычайно резкая – практически полностью исчезает секреционный бентос и остается лишь несколько агглютинирующих фораминифер, составляющих основной фон олигоценового комплекса. В Точилинском разрезе Западной Камчатки на границе эоцена и олигоцена происходит отчетливая смена литологического состава; изменение же фораминифер менее резкое за счет перехода из ковачинского горизонта в аманинско-гакхинский отдельных видов нодозариид и полиморфинид.

Аналогичная картина в смене бентосных фораминиферовых комплексов отмечается в пограничных отложениях эоцена и олигоцена Тихоокеанского побережья Северной Америки и Японии, где они ассоциируют с планктонными фораминиферами и наннопланктоном. В отложениях яруса Рефуджиен [Wilson, 1954; Hornaday, 1961; Mallory, 1959, 1970; Kleinpell, Weaver, 1963; McDougall, 1980, 1983] основной фон комплексов составляют Plectofrondicularia packardi Cushm. et Schenk, P. multilineata Cushm. et Sim., Bulimina sculptilis Cushm., B. schwageri Yok., Uvigerina atwili Cushm. et Schenk, Cibicides haydoni Cushm., Gyroidina condoni Cushm. et Schenk. Отложения яруса Рефуджиен на Аляске [Rau et al., 1977] также охарактеризованы комплексом с Plectofrondicularia packardi Cushm. et Schenk и Bulimina sculptilis Cushm.

В Японии для верхнеэоценовых отложений (формация Поронаи о-ва Хоккайдо, ярус Окиносиман о-ва Кюсю) характерны те же виды: Plectofrondicularia packardi Cushm. et Schenk, P. multilineata Cushm. et Sim., P. smithi Kaiho, Bulimina sculptilis Cushm., B. schwageri Yok., Gyroidina condoni Cushm. et Schenk [Asano, 1963; Ujiie, Watanabe, 1960; Kaiho, 1984].

Если фораминиферовые комплексы позднего эоцена обнаруживают большое сходство систематического состава в пределах Тихоокеанской провинции, то сменяющие их олигоценовые ассоциации не столь однообразны. Так, в североамериканских разрезах, на юге Японии, в отложениях аманинско-гакхинского горизонта Западной Камчатки и в такарадайской свите по р. Аральская на Сахалине еще значителен элемент секреционных фораминифер, переходящих рубеж эоцена и олигоцена, тогда как в разрезах п-ова Ильпинский (алугинский горизонт), о-ва Карагинский (ильхатунская свита) Восточной Камчатки и на о-ве Беринга (николаевская свита) секреционный бентос отсутствует.

Приведенные данные показали, что наиболее существенные и однонаправленные изменения систематического состава комплексов фораминифер фиксируются на рубеже кыланского и алугинского горизонтов в разрезе п-ова Ильпинский, свиты горы Перешеек и ильхатунской свиты на о-ве Карагинский. Заметные, но менее резкие изменения отмечаются на рубеже ковачинского и аманинско-гакхинского горизонтов Охотоморского побережья Камчатки. На Сахалине эта граница проходит по кровле нижней подсвиты аракайской свиты (п-ов Крильон, р. Китоси) и по подошве такарадайской свиты в Углегорском районе (р. Аральская).

Существенные изменения на этом уровне отмечаются и в составе комплексов моллюсков, поскольку ранее на этом уровне проводилась по

моллюскам граница палеогена и неогена [Криштофович, 1961, 1969; Гладенков, 1972; и др.].

Выводы о положении границы эоцена и олигоцена в разрезах палеогена Дальневосточного региона, сделанные исходя из анализа развития фораминиферовых комплексов, согласуются с палеоклиматическими данными, полученными по океанам [Shackleton, Kennett, 1975; Letolle et al., 1979]. На кривых, построенных по изотопам кислорода, наиболее резкое похолодание, начавшееся еще в позднем эоцене, падает на олигоцен. В нашем материале это похолодание фиксируется двумя факторами: широким развитием в олигоцене холодноводных агглютинированных фораминифер и наличием в породах "плавающей" гальки, трактуемой как результат ледового разноса [Grechin, 1980].

Наннопланктон верхнего эоцена и нижнего олигоцена

Для зональной стратиграфии верхнего эоцена–нижнего олигоцена (как и всего кайнозоя) по наннопланктону используются две равноправные шкалы – шкала Э.Мартини [Martini, 1971] в ее последней модификации Э.Мартини и К.Мюллер [Martini, Müller, 1986] и шкала Д.Бакри [Bukry, 1973] в ее последней модификации Х.Окада и Д.Бакри [Okada, Bukry, 1980]. Их соотношение представлено на табл. 1, из которой видно, что между шкалами нет принципиальных противоречий.

На территории бывшего СССР наннопланктон верхнеэоценовых–нижнеолигоценовых отложений изучен и известен сейчас только на юге – Крым, Карпаты, Причерноморская впадина, Закавказье, Средняя Азия [Андреева-Григорович, 1974, 1980, 1981, 1987; Веселов и др., 1975; Гавтадзе, 1985; Зосимович и др., 1985; Крашенинников, Музылев, Птухян, 1985; Музылев, 1980; Музылев и др., 1990; Музылев, Табачникова, Воронина, 1992; Носовский и др., 1984; Панова и др., 1984; Kazahasvili, Kacharava, 1984; и др.].

Для большей части рассматриваемой территории граница эоцена и олигоцена совпадает с границей белоглинской свиты (и ее аналогов) и майкопской серии в Крымско-Кавказской области, шешорского горизонта и менилитовой серии на Карпатах. Она маркирует собой важнейший рубеж в развитии соответствующих палеобассейнов: переход от оксического и преимущественно карбонатного осадконакопления к аноксическому и преимущественно бескарбонатному.

В Крымско-Кавказской области белоглинская свита (верхний эоцен) подразделяется на три зоны: Chiasmolithus oamaruensis (NP18) – без ее самой нижней части, Isthmolithus recurvus (NP19) и Sphenolithus pseudoradians (NP20). В нижнеолигоценовой части майкопской серии наннопланктон беден по систематическому составу, но все же дает возможность установить следующие датировки: хадумский (пшехский) горизонт соответствует зонам Ericsonia subdisticha (NP21) и Helicosphaera reticulata (NP22); полбинский горизонт (остракодовый пласт) коррелируется с пограничными слоями зоны Helicosphaera reticulata (NP22) и зоны Sphenolithus predistentus (NP23); горизонт Морозкиной балки (по крайней мере, большая часть) принадлежит зоне Sphenolithus predistentus (NP23).

На Карпатах в верхнем эоцене различаются две зоны: Discoaster barbadiensis и Coccolithus subdistichus (NP21). Зона Discoaster barbadiensis включает две подзоны: Chiasmolithus oamaruensis и Isthmolithus recurvus и слои с Sphenolithus pseudoradians. Отложения этой зоны в Скибовой полосе Карпат приурочены к верхней части быстрицкой свиты (исключая глобигериновые мергели). Последние характеризуются наннопланктоном зоны Coccolithus subdistichus (NP21). Противоречивая интерпретация стратиграфического положения этой зоны будет рассмотрена ниже. В нижнем олигоцене установлены: зона Helicopontosphaera reticulata (NP22) – нижняя часть нижнеменилитовой подсвиты и зона Sphenolithus predistentus (NP23) – верецкая свита.

Можно указать только три региона в пределах Юга бывшего СССР, где граница эоцена и олигоцена проходит в литологически монотонных

Таблица 1. Соотношение зональных шкал по наннопланктону Э. Мартини и Д. Бакри

Возраст	Зональные шкалы по наннопланктону					
	Шкала Э.Мартини в модификации Э.Мартини и К.Мюллер [Martini, Müller, 1986]		Датировочные уровни в шкале Э.Мартини	Датировочные уровни в шкале Д.Бакри	Шкала Д.Бакри в модификации Х.Окады и Д.Бакри [Okada, Bukry, 1980]	
					Зоны	Подзоны
Олигоцен	NP25	*Sphenolithus ciperoensis*	*D. enormis*		CP19 *Sphenolithus ciperoensis*	CP19b *Dictyococcites bisectus*
	NP24	*Sphenolithus distentus*	*Sph. distentus*			CP19a *Cyclicargolithus floridanus*
			C. abis., *H. recta*			
			Sph. ciperoensis			
	NP23	*Sphenolithus predistentus*		*Sph. distentus*	CP18 *Sphenolithus distentus*	
					CP17 *Sphenolithus predistentus*	
	NP22	*Helicosphaera reticulata*	*Ret. umbilica*	*Ret. hillae*	CP16 *Helicosphaera reticulata*	CP16c *Reticulofenestra hillae*
	NP21	*Ericsonia subdisticha*	*Coc. subdistichus*	*Coc. formosus*		CP16b *Coccolithus formosus*
				Coc. subdistichus		CP16a *Coccolithus subdistichus*
Поздн. эоцен	NP20	*Sph. pseudoradians*	*Disc. saipanensis*		CP15 *Discoaster barbadiensis*	CP15b *Isthmolithus recurvus*
	NP19	*Isthmol. recurvus*	*S. pseud.*	*D. barb.*		
			Isth. recurvus			
	NP18	*Chiasmolithus oamaruensis*	*Chiasm. oamaruensis*			CP15a *Chiasmolithus oamaruensis*
Средн. эоцен	NP17	*Discoaster saipanensis*			CP14 *Reticulofenestra umbilica*	CP14b *Discoaster saipanensis*

Появление вида — Исчезновение вида — Окончание акме вида

фациях. Во-первых, это Южная Армения [Андреева-Григорович, 1981; Крашенинников, Музылев, Птухян, 1985]. Здесь рубеж проходит внутри так называемой карбонатно-глинистой свиты (толщи), прекрасно охарактеризованной наннопланктоном. Два других региона – Приаралье [Музылев и др., 1990] и Западный Копетдаг. В первом из них граница лежит внутри слабокарбонатных "чеганоподобных" глин, во втором – в слабокарбонатных породах верхнеторымбеурской подсвиты. В обоих регионах наннопланктон очень беден и не позволяет достоверно фиксировать границу эоцена и олигоцена.

Граница эоцена и олигоцена – один из самых ненадежных рубежей в зональной шкале по наннопланктону. Два вида розетковидных дискоастеров, исчезновение которых определяет границу – Discoaster bardadiensis и D. saipanensis, тепловодны, и их стратиграфическое и географическое распространение находятся под отчетливым климатическим прессом [Cavelier, 1975 и др.]. Многолетнее изучение наннопланктона разрезов юга бывшего СССР автором настоящего раздела показало, что реальными регионами применения наннопланктона для установления границы могут быть только Крым, Кавказ, Предкавказье и (по литературным данным) Карпаты. В Средней Азии (Западный Копетдаг, Северная Туркмения, Таджикистан и Ферганская депрессия), Прикаспии и Устюрте D. barbadiensis и D. saipanensis исчезают в несомненном верхнем эоцене и не могут быть использованы для определения рубежа эоцена–олигоцена.

Точка зрения на совпадение уровней исчезновения розетковидных дискоастеров с границей эоцена и олигоцена (по фораминиферам) ранее была общепринятой. Но сейчас есть и другая, согласно которой их исчезновение происходит ниже этой границы. При изучении очень детальных серий образцов из разрезов по рекам Хеу и Кубань [Крашенинников, Музылев, 1975; Музылев, Табачникова, 1987] было, однако, установлено, что верхняя граница биозон розетковидных дискоастеров совпадает с подошвой фораминиферовой зоны Globigerina tapuriensis, т. е. с границей эоцена и олигоцена, хотя в самой верхней части белоглинской свиты они исчезающе редки, а на отдельных уровнях вообще отсутствуют. Таким образом, нельзя согласиться с точкой зрения о позднеэоценовом возрасте осадков подзоны Coccolithus subdistichus, распространенной среди многих отечественных и зарубежных исследователей: это лишь результат более раннего исчезновения по разным причинам (прежде всего, климатическим) розетковидных дискоастеров.

При переходе от верхнеэоценовых оксических осадков к нижнеолигоценовым аноксическим юга бывшего СССР видовое разнообразие наннопланктона меняется незначительно, но его численность заметно падает, и он уже не является основным породообразующим компонентом. Трудно назвать главную причину этого явления. Очевидно только, что ею была не аноксия: наннопланктон как фототрофную группу организмов в наименьшей степени должна затронуть вертикальная стратификация водной толщи. Скорее всего, падение первичной численности наннопланктона майкопско-менилитовой системы бассейнов связано с двумя факторами: общее похолодание и общее ухудшение сообщения системы бассейнов с Мировым океаном. Не нужно забывать и о "вторичном" обеднении наннопланктоном в осадках из-за резко возросшего, сравнительно с эоценом, терригенного разбавления.

Совершенно необычный комплекс присутствует в полбинской свите Крымско-Кавказской области и ее аналогах на Карпатах. И в том и в другом случае наннопланктон вновь становится породообразующим, но представлен практически монотиповым комплексом (Reticulofenestera clathrata и/или R. ortata). Эти осадки занимают пограничный интервал между зонами Helicosphaera reticulata (NP22) и Sphenolithus predistentus (NP23) и отвечают кратковременному, но очень мощному эпизоду опреснения, охватившему весь Восточный Паратетис.

Выше полбинской свиты в пределах нижнего олигоцена присутствуют только единичные экземпляры наннопланктона.

В заключение, остановимся на проблеме выделения в позднеэоценовом-раннеолигоценовом интервале основного рубежа в развитии наннопланктона, который можно было бы рассматривать как границу эоцена и олигоцена. Если отталкиваться только от разрезов юга бывшего СССР, то, очевидно, этим рубежом должна быть граница между осадками белоглинской свиты (и ее аналогов) и майкопской или менилитовой серий. Но также очевидно, что резкая количественная перестройка в составе наннопланктона

здесь – следствие региональных (пусть даже широкорегиональных) причин. Анализ же общего развития верхнего эоцена–нижнего олигоцена не происходит существенных качественных изменений. Зональная шкала нижнего олигоцена вообще основывается только на отрицательных признаках (уровни исчезновения отдельных видов). Только в средней части отложений зоны Sphenolithus predistentus (NP23) или, что то же самое, с основанием зоны Sphenoithus distentus (CP18), с началом глобального потепления в середине олигоцена в составе наннопланктонных ассоциаций появляются качественно новые термофильные элементы (сфенолиты). Это первый с начала олигоцена отчетливый рубеж в развитии наннопланктона.

Смена флор диатомовых водорослей на границе эоцена и олигоцена

На территории России (и бывшего СССР) не известны разрезы, в которых пограничные отложения эоцена и олигоцена содержали бы остатки диатомовых водорослей. Однако отдельные эпизоды позднеэоценовой и олигоценовой истории получают характеристику по этой группе организмов.

Диатомовые позднего эоцена обнаружены в разрезе у станции Кантемировка Воронежской области из отложений касьяновской свиты, соответствующих самым низам верхнего эоцена. Олигоценовые диатомовые водоросли описаны А.П.Жузе [1978] на Мангышлаке из диатомитов карагиинской свиты, датируемой поздним олигоценом. К позднему олигоцену, возможно, относится комплекс диатомей из майкопских диатомитов в разрезе по р. Шибик Краснодарского края [Шешукова-Порецкая, Глезер, 1962]. На Дальнем Востоке палеогеновые диатомовые водоросли встречены в отложениях в интервале от среднего эоцена до позднего олигоцена включительно [Орешкина, 1982; Пушкарь, 1984; Болдырева и др., 1984; А.Ю.Гладенков, 1993]. Однако весь этот материал очень отрывочный и не всегда хорошо датированнный[1].

В Северном полушарии за пределами России комплексы диатомей позднего эоцена и раннего олигоцена встречены в Атлантическом океане (скв. 406 – район плато Роколл, скв. 112 – южная часть моря Лабрадор) и в Норвежском море (скв. 337). В этих районах также нет ни одного разреза, где в непрерывной последовательности осадков присутствовали бы комплексы диатомей позднего эоцена и раннего олигоцена [Стрельникова, 1992].

Таким образом, имеющийся по Северному полушарию материал дает возможность судить лишь по отрывочным данным о систематическом составе и характере смены флор диатомовых водорослей на рубеже эоцена и олигоцена.

В Северном полушарии диатомовые водоросли позднего эоцена представлены 32 родами и 83 видами и внутривидовыми таксонами, относящимися к 6 порядкам и 11 семействам (по классификации, принятой в отечественной литературе [Диатомовые водоросли СССР..., 1988]). Эта флора характеризуется доминированием представителей порядка Coscinodiscales и Biddulphiales. Во флоре позднего эоцена отмечено крупное сокращение числа родов, по сравнению со среднеэоценовой, и появление лишь одного нового рода Cestodiscus Grev.

Раннеолигоценовая флора представлена 7 порядками, 19 семействами, 36 родами с 83 видами и внутривидовыми таксонами. В раннеолигоценовой флоре произошло увеличение роли пеннатных диатомовых водорослей, что отражает крупную перестройку в структуре флор, затронувшую таксоны высокого ранга – классы. Доминирующим по числу видов стал порядок Araphales класса Pennatophyceae. Роль Coscinodiscales и Biddulphiales остается существенной, так как представители этих порядков, уступая по числу видов, преобладают по количеству створок.

От позднеэоценовой флоры во флору раннего олигоцена перешло 11 родов (31%) – это роды, проходящие по всему палеогену, которые объе-

[1] Поэтому представляется интересным и необходимым проследить изменение диатомей в более полных разрезах океанических осадков верхнего эоцена и олигоцена.

диняют 30 видов (36% от общего количества видов олигоцена). К ним относятся роды Coscinodiscus Ehr., Actinoptychus Ehr., Pyxidicula Ehr.

На рубеже эоцена и олигоцена появилось 6 новых родов: Actinocyclus Ehr., Asteromphalus Ehr., Synedra Ehr., Rouxia Brun et Herib., Pseudodimerogramma Schrader, Huttonia Gr. et St. и два семейства Hemidiscaceae и Achnanthaceae.

В раннем олигоцене из состава флоры исчезают 17 родов, а теплолюбивые формы перестроили ареалы распространения из-за похолодания в Северном полушарии (роды Aulacodiscus Ehr., Auliscus Ehr., Entogonia Grev., Ethmodiscus Castr.). Изменяется видовой состав родов–транзитов. Появляются новые виды Coscinodiscus: C. oligocaenika Jousé, C. praenitidus Fenner; уменьшается видовое разнообразие рода Hemiaulus Ehr., который в олигоцене представлен H. polymorphus Grun., H. kittonii Grun., H. incisus Hajos. Сокращается количество видов родов Pyxidicula Ehr. и Pyxilla Grev. Напротив, увеличивается число видов Rhizosolenia Ehr., Thalassiosira Cl., а также пеннатных диатомей из родов Rhaphoneis Ehr. и Sceptroneis Ehr. Для раннего олигоцена характерными родами являются Cestodiscus Grev. и Thalassiosira Cl.

Перестройка структуры флоры, затронувшая таксоны разного ранга до классов включительно, привела к изменению типа флоры. В Северном полушарии изменения внешней среды, всей геологической обстановки определили малочисленность местонахождений диатомей позднего эоцена и раннего олигоцена. Эти же события определили и резкое сокращение таксономического разнообразия флор диатомовых. Изменения абиотических факторов, из которых основным можно назвать похолодание, привели к вымиранию на этом рубеже родов, существовавших длительное время в течение мела и палеогена. В раннем олигоцене формируется флора переходного типа, в которой наряду с элементами эоценовой флоры появляются новые таксоны. Это привело в дальнейшем (поздний олигоцен – неоген) к формированию нового типа флоры, в которой доминирующее положение заняли представители порядка Thalassiosirales и класса Pennatophyceae.

В отличие от внетропических районов Северного полушария, в тропиках и Приантарктическом регионе пограничные слои эоцена и олигоцена охарактеризованы диатомовыми водорослями. По данным Ю.Феннер [Fenner, 1984 a,b], во многих разрезах в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах в тропической области прослежена смена комплексов диатомей на границе эоцена и олигоцена, т. е. между диатомовыми зонами Baxteriopsis brunii и Coscinodiscus excavatus, положение которых контролируется планктонными фораминиферами. В тропической области в позднем эоцене и раннем олигоцене отмечается сокращение систематического разнообразия диатомовых водорослей. В отличие от бореальной области Северного полушария, на границе эоцена и олигоцена крупных вымираний в составе флор не происходило, и эти две флоры (позднеэоценовая и раннеолигоценовая) характеризуются близостью родового состава и большой степенью преемственности.

В Приантарктической области в районе Фолклендского плато известен непрерывный разрез (скв. 511), в котором прослежена смена позднеэоценовых и раннеолигоценовых диатомовых водорослей. По данным А.Гомбоса и П.Цизильски [Gombos, Ciesielski, 1983] и Н.И.Стрельниковой [1988], пограничные отложения эоцена и олигоцена соответствуют зонам Rylandsia inaequiradiata и Asterolampra insignis. Анализ изменения систематического состава флор на этом рубеже свидетельствует о большой преемственности раннеолигоценовой флоры от позднеэоценовой. Наиболее резкие изменения систематического состава диатомей в Приантарктической области произошли не на границе эоцена и олигоцена, а между ранним и поздним олигоценом. Раннеолигоценовая флора на 96% состоит из родов–транзитов. Однако и на границе эоцена и олигоцена происходили существенные изменения в составе флоры. Раннеолигоценовая флора является более обедненной по сравнению с позднеэоценовой за счет вымирания длительно существовавших родов.

Таким образом, на рубеже эоцена и олигоцена и в конце раннего олигоцена происходили глобальные изменения, приведшие к смене типа флор диатомовых водорослей.

Распространение диатомей в отложениях эоцена и олигоцена России

Оценка изменений диатомей на рубеже эоцена и олигоцена в России затруднена – с одной стороны, в связи с ограниченным распространением в палеогене разных регионов кремневых толщ, а с другой – в связи с недостаточной разработанностью зональной стратиграфии по диатомеям и противоречиями в интерпретации возраста отложений с кремневым планктоном.

Традиционным являлось представление о широком распространении диатомовых толщ в верхнем эоцене – олигоцене Русской платформы и Западной Сибири. Однако за последнее десятилетие данные о возрасте этих диатомитов претерпели серьезные изменения.

Западно-Сибирский регион

В Западно-Сибирской низменности диатомеями охарактеризованы серовский, ирбитский и нюрольский горизонты. В отложениях серовской, ирбитской, нюрольской свит в разрезах Таз-Пурского междуречья, Приобья, восточного склона Урала, как и в соответствующей им люлинворской серии в разрезах Томь-Обского междуречья и Тургайского прогиба работами А.П.Жузе, А.И.Кротова, К.Г.Шибковой, Т.В.Возженниковой, Н.И.Стрельниковой, З.И.Глезер, В.В.Векшиной, Н.В.Парамоновой, Е.П.Бочкова была намечена последовательность диатомовых комплексов, послужившая основой для единого зонального расчленения всего региона [Глезер, 1979]. Первоначально вся серия зон – Coscinodiscus uralensis, Coscinodiscus payeri, Pyxilla gracilis, Pyxilla oligocenica была отнесена к верхнему эоцену [Диатомовые водоросли ..., 1974]. Переход от верхнего эоцена к олигоцену для всего региона литологически был выражен как смена морских кремневых отложений люлинворского надгоризонта тавдинскими тонкотерригенными отложениями [Стратиграфия ..., 1975].

В дальнейшем, в связи с переходом на Международную стратиграфическую шкалу палеогена [Постановления МСК..., 1983], возраст кремневых толщ стал интерпретироваться как среднеэоценовый.

В те же годы Г.Э.Козлова в ирбитской и серовской свитах обнаружила реперные виды радиолярий зоны Buriella clinata, характеризующей нижний эоцен. Возраст диатомовых зон Coscinodiscus payeri и Pyxilla gracilis, выделенных в том же разрезе, также был изменен на раннеэоценовый [Козлова, Стрельникова, 1984].

Неясным остается положение зоны Pyxilla oligocenica, которая, согласно З.И.Глезер [Зональная стратиграфия ..., 1991], соответствует середине среднего эоцена, а согласно Н.И.Стрельниковой [1992], венчает нижний эоцен.

Таким образом, стратиграфический интервал кремнистых толщ Западной Сибири от Карского побережья до Северного Казахстана в настоящее время может рассматриваться как преимущественно нижнеэоценовый, во всяком случае – как доверхнеэоценовый.

Южная часть Русской платформы

Наиболее высокие горизонты палеогена на Русской платформе известны в Днепровско-Донецкой впадине. В палеогеновой последовательности впадины есть только один горизонт, надежно охарактеризованный микрофоссилиями: киевская свита с фораминиферами и наннопланктоном и перекрывающие ее отложения нижней части харьковской свиты с радиоляриями и диатомеями. Однако точное стратиграфическое положение и объем киевской свиты до сих пор дискуссионны.

Диатомеи были изучены первоначально из стратотипического разреза харьковской свиты [Успенская, 1930, 1950; Жузе, 1949] и отнесены к олигоцену. Позднее этот комплекс послужил основой для выделения зоны Paralia oamaruensis, его возраст датировался сначала олигоценом [Глезер и др., 1965], затем – верхним эоценом [Глезер, 1979].

Исследования литологов ПГО "Центргеология" подтвердили представления О.К.Каптаренко-Черноусовой о фациальном замещении карбонатных отложений киевской свиты в бортовых частях Днепровско-Донецкой впадины

кремнисто-терригенными. При этом оказалось, что литологически верхняя часть киевской свиты не отличима от харьковской. Н.И.Стрельникова в разрезе у с. Кантемировка в тишкинской толще (аналог киевской свиты) выделила комплексы с Coscinodiscus aff. tenerrimus, Hemiaulua polymorphus var. charkovianus, Coscinodiscus succinctus, которые она отнесла к среднему эоцену, а в касьяновской свите (аналог харьковской свиты) – комплекс Rutilaria lymonirormis, который сопоставлен с верхним эоценом.

Анализ кремневого планктона из скважин стратотипической области [Радионова и др., 1994] показал, что кремнесодержащая часть харьковской серии не имеет реперных верхнеэоценовых видов диатомей, силикофлагеллат и радиолярий. Граница зон Naviculopsis foliaceae и Dictyocha hexacantha зональной шкалы по силикофлагеллатам, проходящая заведомо внутри среднего эоцена, совпадает с границей между киевской и харьковской толщами, что было прослежено в непрерывном разрезе. Данные по диатомеям, силикофлагеллатам, радиоляриям не позволяют говорить о позднеэоценовом возрасте харьковской серии.

Таким образом, для обоих регионов охарактеризовать изменения в кремневом планктоне на рубеже эоцена и олигоцена не представляется возможным. Более перспективным кажется анализ кремневых организмов на этом рубеже в областях альпийской складчатости. Кремнистые толщи в составе олигоцена известны в менилитовой серии Карпат и в майкопской серии Крымско-Кавказской области, однако содержащиеся в них диатомеи не изучены или изучены недостаточно. В связи со сказанным целесообразно кратко остановиться на изменении диатомей у рубежа эоцена и олигоцена в осадках океанических бассейнов.

Переход от эоцена к олигоцену в тепловодной зоне океана по диатомовым водорослям

Переход от эоцена к олигоцену является одним из наиболее значительных изменений в истории развития океанической диатомовой флоры. С эти рубежом связана принципиальная океанологическая перестройка областей развития диатомей. Если в раннем палеогене пояса биогенного кремненакопления располагались преимущественно в средних и высоких широтах (30–70°) Северного и Южного полушарий, в пределах которых климатическое разделение диатомовых комплексов отсутствовало, то в олигоцене существовали экваториальный, северный и южный умеренные пояса кремненакопления с достаточно четким климатическим разграничением диатомовых комплексов. Поздний эоцен, очевидно, стал временем основной географической перестройки областей кремненакопления. Следствием этого является фрагментарность верхнеэоценовых диатомовых комплексов, которые изучены в нескольких океанических разрезах экваториальной и австральной областей.

В экваториальной области диатомовые илы появляются с основания среднего эоцена для Атлантического океана и со второй половины среднего эоцена для Тихого и сохраняются до настоящего времени. Ю.Феннер [Fenner, 1984 a] разработала зональную шкалу для эоцена и олигоцена. Для верхов среднего эоцена и позднего эоцена она выделила одну зону – Asterolampra marylandica. При изучении скв. 166, 167, 289 в Тихом океане установлено, что к рубежу среднего и позднего эоцена приурочены существенные изменения состава диатомового комплекса, и зона Asterolampra marylandica была разделена на зоны Cosmiodiscus patera – верхи среднего эоцена и Cestodiscus convexus – верхний эоцен [Radionova, 1996].

В верхней части среднего эоцена значительно возрастает видовое разнообразие и численность рода Cosmiodiscus, а к началу позднего эоцена приурочено появление первых представителей рода Cestodiscus. К концу позднего эоцена в экваториальном поясе роль первого сходит на нет, а второй становится основной доминантой комплекса.

С рубежом среднего–верхнего эоцена также связано значительное уменьшение видового разнообразия в родах Hemiaulus и Sheshukovia. Исчезновение Sheshukovia (Triceratium) kanayae var. фиксирует границу среднего и верхнего эоцена [McLeon, Barron, 1989], а появление Hemiaulus subacutus, одного из последних представителей рода Hemiaulus, – начало позднего эоцена [Fenner, 1985].

По шкале Ю.Феннер, две зоны – Baxteriopsis brunii и Coscinodiscus excavatus, выделяемые по

появлению индекс-видов, характеризуют низы олигоцена. Выше олигоценовые отложения включают зоны Cestodiscus reticulatus, Rocella vigilans, Bogorovia veniaminii и Rocella gelida. По скв. 166, 167, 289 в экваториальной части Тихого океана нижняя часть олигоцена расчленена на зоны Baxteriopsis brunii, Cestodiscus reticulatus и Thalassiosira mediaconvexa (рис. 1).

Начало олигоцена (зоны Baxteriopsis brunii и Cestodiscus reticulatus) отмечено появлением холодноводных видов – Coscinodiscus marginatus, Pyxidicula spinodissima, Riedelia sp., Stellarima sp., а также Coscinodiscus excavatus и Baxteriopsis brunii. Однако в составе комплекса по-прежнему доминируют представители рода Cestodiscus. По данным Ю.Феннер [Fenner, 1985], они составляют до 80% общего числа видов.

Значительные эволюционные изменения происходят в более высоких горизонтах олигоцена. Они фиксируются зоной Thalassiosira mediaconvexa и коррелируются с основанием зоны Sphaenolithus praedistentus (CP17) по наннопланктону. Здесь впервые появляются роды Thalassiosira, Cavitates, Thalassionema, Rossiella.

Таким образом, наиболее значительные эволюционные изменения океанических диатомей в экваториальном поясе Тихого океана приурочены к рубежу среднего – позднего эоцена и к раннему олигоцену. Сравнение этих данных с изотопной кривой, сделанной по скв. 807а и 167 (рис. 2) показывает, что с этими рубежами связаны и значительные температурные скачки.

А.П.Жузе [Jouse, 1978], анализируя распространение 50 наиболее богатых видами родов диатомей в течение мела–кайнозоя, отмечала позднеэоценовый–раннеолигоценовый интервал как этап наиболее быстрой эволюции диатомей во всем кайнозое. Роды Trinacria, Stephanopyxis, Hemiaulus, Triceratium, имевшие в течение позднего мела – раннего кайнозоя наибольшее видовое разнообразие и наиболее высокую численность, перестают быть доминантами.

Н.И.Стрельникова [1992] указывала, что рубеж среднего–позднего эоцена характеризуется значительным сокращением родового состава диатомей (исчезает более 40 родов) и появлением только одного рода Cestodiscus. Однако этот род принадлежит новому семейству – Hemidiscaceae, роль которого в позднем кайнозое прогрессивно увеличивалась. Роды Cestodiscus и Hemidiscus (Kozloviella ?) [Corliss et al., 1984; Fenner, 1985] доминируют в океанических комплексах олигоцена.

Для неритических комплексов раннего олигоцена типично существенное увеличение роли пеннатных диатомей, составляющих более 30% всех родов диатомей, а для океанических, – наряду с пеннатными диатомеями родов Cavitates, Rouxia, Bogorovia, – появление рода Thalassiosira, принадлежащего второму прогрессивному семейству позднего кайнозоя – Thalassosiraceae, и значительное увеличение роли семейства Rhizosolenaceae.

Органикостенный фитопланктон в отложениях верхнего эоцена – нижнего олигоцена на территории бывшего СССР

Органикостенный фитопланктон включает три группы водорослей с оболочкой, близкой по составу спорополленину – динофлагеллаты, зеленые водоросли и акритархи. Изучение палеогенового фитопланктона было начато в конце 50-х годов Т.Ф.Возженниковой [1967, 1979] и позже продолжено ею и ее учениками – А.С.Андреевой-Григорович [1991], Э.С.Олейник [1979], И.А.Кульковой [Ильина и др., 1994] и др.

Существенные различия в гидрологическом режиме бассейнов седиментации и, прежде всего, солености и температуры, обусловили заметные изменения в составе комплексов органикостенного фитопланктона, его видовом разнообразии.

В более теплом позднеэоценовом эпиконтинентальном море (Армения), имевшем широкие связи с Тетисом, комплексы фитопланктона включали до 150–200 видов. Ведущими, особенно в удалении от береговой линии, были хоратные цисты. Их содержание колебалось в широких пределах. Для некоторых районов удается выделить два пика массового развития хоратных

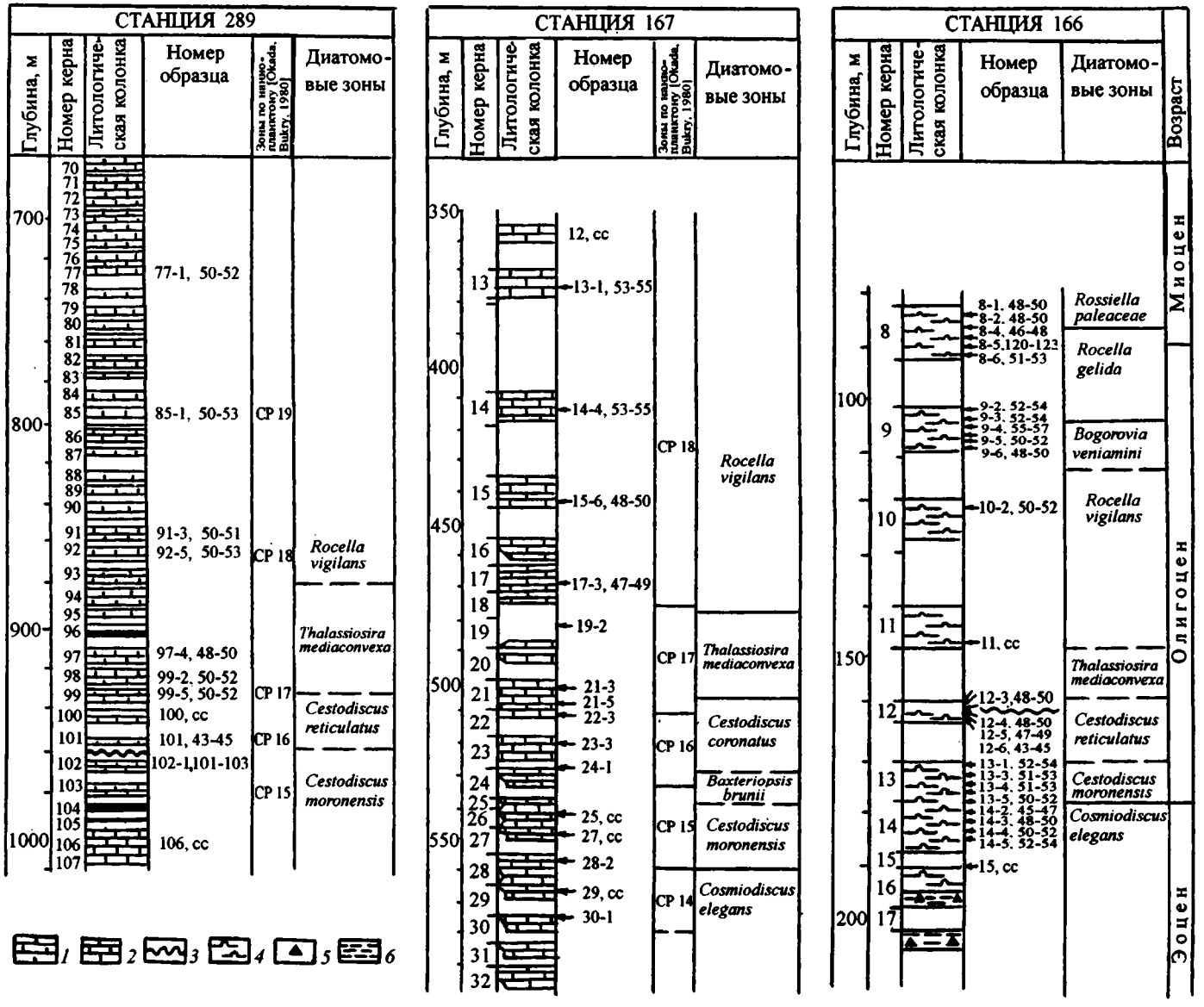


Рис. 1. Зональное расчленение эоценовых и олигоценовых отложений по диатомеям (данные автора) в экваториальной области Тихого океана по материалам станций Проекта глубоководного бурения и корреляция с зонами по наннопланктону (данные Е.А.Щербининой, 1992)

1 – наннонилы; 2 – известняки; 3 – несогласия; 4 – радиоляриевые илы; 5 – кремни; 6 – глины

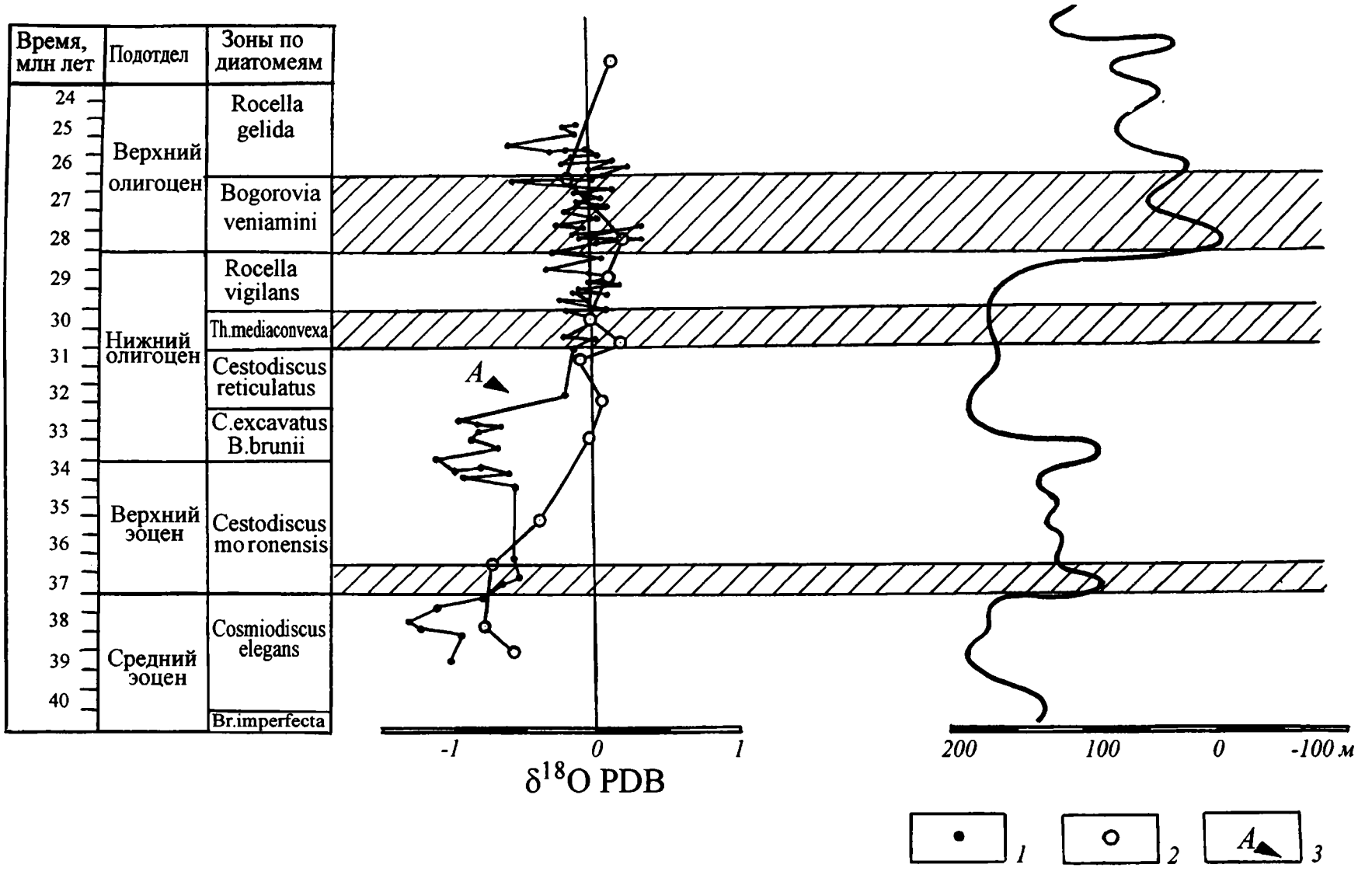


Рис. 2. Уровни наиболее значительных изменений диатомовой флоры (заштриховано) и их корреляция с данными по изотопии кислорода (1 – по скв. 807А [Cornfield, Cartlidge, 1993]; 2 – по скв. 167 [Douglas, Savin, 1973]; 3 – возможное несогласие) и эвстатической кривой [Harland et al., 1990] по материалам из экваториальной области Тихого океана

цист. Высокое разнообразие, тесно связанное с заметным возрастанием коэффициента мористости[1], исключало абсолютное преобладание в верхнеэоценовых комплексах каких-либо определенных таксонов. Максимальное значение каждого из них редко достигало 12-15%. Весьма специфичен был и состав зеленых водорослей с доминированием "Lanjaria" и Tytthodiscus.

В олигоценовую эпоху изменилась структура комплексов: они становятся олигодоминантными, иногда – монодоминантными. На смену хоратным цистам приходят преимущественно каватные. Резко падает их видовое разнообразие и, соответственно, уменьшается коэффициент мористости. Обычное для позднего эоцена соотношение 5(10):1 в олигоцене меняется на обратное. Колебания в режиме солености и температуры морского бассейна в олигоцене обусловили не только четкую смену доминирующих таксонов в комплексах, но и принципиальную смену их в целом, создавая широкий спектр так называемых динофаций, т. е. локальных комплексов диноцист, тесно зависимых от фациальной обстановки осадконакопления.

Схема зонального распространения верхнеэоценовых и олигоценовых отложений разработана сравнительно недавно. Для юга бывшего СССР она была предложена А.С.Андреевой-Григорович и вошла в Схему стратиграфии палеогена юга СССР [1989]. Верхний эоцен рассматривается ею в объеме единой зоны Charlesdowniea clathrata angulosa, причем зональный вид нередко отсутствует. Нижний олигоцен подразделяется на три зоны – Phthanoperidinium amoenum, Wetzeliella symmetrica и Wetzeliella gochtii (последняя зона частично охватывает и хаттинские отложения). Вид W. symmetrica иногда отсутствует, и интервал, соответствующий этой зоне, включается в объем зоны Wetzeliella gochtii s. l. Для отдельных регионов (Карпаты, Крым, Причерноморье, Северный Кавказ, Приаралье, Тургай, Западная Сибирь) ряд авторов (И.А.Кулькова, Н.И.Запорожец, О.Н.Васильева и др.) предложили выделение местных или региональных зон и подзон, которые органически дополняют зональную стратиграфию, предложенную А.С.Андре-евой-Григорович с соавторами [Andreeva-Grigorovich et al., in press).

Зональная шкала позднего эоцена и олигоцена, разработанная для юга бывшего СССР, близка к зональным шкалам, предложенным для различных регионов Западной Европы [Chateauneuf, 1980; Gruas-Cavagnetto, Barbin, 1989; Costa, Manum, 1988; Powell, 1992; и др.]. Различия шкал не столько в составе самих зональных комплексов, сколько в выборе того или иного индекс-вида (табл. 2).

Общая характеристика комплексов фитопланктона

Диноцисты верхнего эоцена изучены из многих разрезов морских отложений Крымско-Кавказской области, юга Русской платформы, Туранской плиты, Средней Азии и юга Западной Сибири. Известны они и из верхнеэоценовых отложений Камчатки и Сахалина. В отложениях эпиконтинентального морского бассейна, связанного с Тетисом, комплексы диноцист относятся, как уже сказано выше, к единой зоне Charlesdowniea clathrata angulosa, хотя состав их заметно меняется по мере продвижения с запада на восток от Карпат к Казахстану, а также с севера на юг с удалением от древней береговой линии позднеэоценового морского бассейна во внутреннюю зону эпиконтинентального моря. Принципиальное различие в составах верхнеэоценовых диноцист заключается в большем участии каватных цист ветцелиелло-дефландровой группы в ассоциациях прибрежной зоны и доминировании хоратных форм во внутренних частях морского бассейна. Ранее единую верхнеэоценовую зону Charlesdowniea clathrata angulosa в последние годы удалось подразделить по крайней мере на две части, обособив в ее основании слои, насыщенные Microdinium, Areoligera, Areosphaeridium и Trigonopyxidia. Эти таксоны образуют своего рода переходный комплекс от среднего к позднему эоцену.

В отложениях нижнего олигоцена в пределах всей Крымско-Кавказской области и юга Русской платформы, а также Туранской плиты четко обособляются два подразделения: зона Phthanoperidinium amoenum (кроме Карпат и Беларуси), в которой помимо зонального вида присутствуют

[1] Коэффициент мористости – отношение количества морского органикостенного фитопланктона к количеству палиноморф (споры и пыльца).

Таблица 2. Схема сопоставления зональных региональных шкал верхнего эоцена и олигоцена по диноцистам для территории бывшего СССР*

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Зональная шкала по диноцистам по А.С.Андреевой-Григорович [Схема ..., 1989]		Свита, подсвита	Карпаты А.С.Андреева-Григорович	Свита	Литва, Калининградская область А.Ф.Бурлак
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Chiropteridium partispinatum s.l.	c b DP14 a	Среднеменилитовая	Слои с Deflandrea heterophlycta	Шоколадные глины	
							Слои с Lingulodinium xanthium		
							Слои с Chiropteridium partispinatum		
		Нижний	Рюпельский	Wetzeliella gochtii	DP13	Нижнеменилитовая	Wetzeliella gochtii	Пальвеская	
				Wetzeliella symmetrica Phthanoperidinium amoenum	DP12		Wetzeliella symmetrica		
	Эоцен	Верхний	Приабонский	Charlesdowniea clathrata angulosa	DP11	Быстрицкая	Charlesdowniea clathrata angulosa	Прусская	Слои с Charlesdowniea clathrata
		Средний	Бартонский	Rhombodinium porosum	DP10		Rhombodinium porosum	Алкская	Слои с Kisselovia ornata/ Wetzeliella articulata
				Dracodinium intermedium/ Areosphaeridium diktyoplokus	DP9		Dracodinium intermedium		

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Зональная шкала по диноцистам по А.С.Андреевой-Григорович [Схема .... 1989]		Серия Свита	Беларусь А.Ф.Бурлак	Серия	Северная Украина и Днепровско-Донецкая впадина Н.А.Савицкая, С.Г.Вялова
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Chiropteridium partispinatum s.l.	c b DP14 a	Полтавская	Слои с Cordosphaeridium cantharellum/Lejeunecysta hyalina	Полтавская	Wetzeliella gochtii s.l.
		Нижний	Рюпельский	Wetzeliella gochtii	DP13				
				Wetzeliella symmetrica	DP12				
				Phthanoperidinium amoenum				Харьковская	Phthanoperidinium amoenum
	Эоцен	Верхний	Приабонский	Charlesdowniea clathrata angulosa	DP11	Харьковская	Слои с Charlesdowniea clathrata		Charlesdowniea clathrata
		Средний	Бартонский	Rhombodinium porosum	DP10	Киевская	Слои с Kisselovia ornata	Киевская	Rhombodinium porosum
				Dracodinium intermedium/ Areosphaeridium diktyoplokus	DP9		Слои с Areosphaeridium diktyoplokus/Achomosphaera alcicornu		Areosphaeridium diktyoplokus

* По материалам А.С.Андреевой-Григорович, А.Ф.Бурлак, О.Н.Васильевой, С.Г.Вяловой, Н.И.Запорожец, И.А.Кульковой, Э.С.Олейник, Н.А.Савицкой, Н.Г.Шарафутдиновой, А.И.Яковлевой

Таблица 2 (продолжение)

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Зональная шкала по диноцистам по А.С.Андреевой-Григорович [Схема ..., 1989]		Свита, горизонт	Крым, Причерноморье А.С.Андреева-Григорович	Свита, горизонт	Северный Кавказ А.С.Андреева-Григорович, Н.И.Запорожец	
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Chiropteridium partispinatum s.l.	c b DP14 a	Горностаевская	Слои с Homotryblium floripes	Сеттариевая	Chiropteridium partispinatum	Слои с Deflandrea spinulosa
						Асканийская		Баталпашинская		Слои с Lingulodinium xanthium
						Серогозский	Chiropteridium partispinatum	Морозкиной балки		Слои с Ch. partispinatum s. str.
		Нижний	Рюпельский	Wetzeliella gochtii	DP13	Остракодовый	Wetzeliella gochtii	Полбинский	Wetzeliella gochtii s.l.	Слои с Hystrichokolpoma
				Wetzeliella symmetrica	DP12	Никопольский	Wetzeliella symmetrica	Пшехский	Wetzeliella symmetrica	
				Phthanoperidinium amoenum		Кызылджарский	Phthanoperidinium amoenum		Phthanoperidinium amoenum	
	Эоцен	Верхний	Приабонский	Charlesdowniea clathrata angulosa	DP11	Альминский	Charlesdowniea clathrata angulosa	Белоглинская	Charlesdowniea clathrata angulosa	
		Средний	Бартонский	Rhombodinium porosum	DP10	Кумский	Rhombodinium porosum	Кумский	Rhombodinium perforatum	
				Dracodinium intermedium/ Areosphaeridium diktyoplokus	DP9		Areosphaeridium diktyoplokus		Areosphaeridium diktyoplokus	

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Зональная шкала по диноцистам по А.С.Андреевой-Григорович [Схема ..., 1989]		Свита, толща	Армения А.С.Андреева-Григорович, Н.И.Запорожец		Свита, горизонт	Северный Устюрт, Приаралье Н.И.Запорожец	Свита, горизонт	Северные Ергени Н.И.Запорожец	
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Chiropteridium partispinatum s.l.	c b DP14 a	Шорагбюрская			Байгубекский	Homotryblium floripes Ch.partispinatum s.str./ Rhombodinium draco	Калмыцкая	Chiropteridium partispinatum s.l.	Deflandrea spinulosa Lingulodinium xanthium Rhombodinium draco
		Нижний	Рюпельский	Wetzeliella gochtii	DP13		Wetzeliella gochtii s.l.		Соленовский	Wetzeliella gochtii	Соленовский	Wetzeliella gochtii	
				Wetzeliella symmetrica	DP12				Ащеайрыкская	Wetzeliella symmetrica	Цимлянская	Wetzeliella symmetrica	
				Phthanoperidinium amoenum			Phthanoperidinium amoenum			Phthanoperidinium amoenum		Phthanoperidinium amoenum	
	Эоцен	Верхний	Приабонский	Charlesdowniea clathrata angulosa	DP11		Areosphaeridium diktyoplokus / A. arcuatum	Слои с Hysticho-kolpoma salacium / Thalassiphora delicata	Чеганская	Charlesdowniea clathrata Слои с Microdinium reticulatum	Солонская	Charlesdowniea clathrata Слои с Microdinium reticulatum	
		Средний	Бартонский	Rhombodinium porosum	DP10	Азатекская	Wetzeliella articulata		Саксаульская	Rhombodinium porosum/ Rhombodinium perforatum	Кумский	Rhombodinium porosum/ Rhombodinium perforatum	
				Dracodinium intermedium/ Areosphaeridium diktyoplokus	DP9		Rhombodinium draco						

Таблица 2 (окончание)

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Зональная шкала по диноцистам по А.С.Андреевой-Григорович [Схема ..., 1989]		Свита	Тургайский прогиб О.Н.Васильева, З.С.Олейник, Н.И.Запорожец, Н.Г.Шарафутдинова	Свита, слои	Западная Сибирь И.А.Кулькова, Н.И.Запорожец, И.А.Яковлева	
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Chiropteridium partispinatum s.l.	c b a DP14	Уркимбайская	Слои с Phthanoperidinium amoenum	Курганские	Слои с Phthanoperidinium amoenum	
		Нижний	Рюпельский	Wetzeliella gochtii	DP13					
				Wetzeliella symmetrica Phthanoperidinium amoenum	DP12					
	Эоцен	Верхний	Приабонский	Charlesdowniea clathrata angulosa	DP11	Чеганская	Charlesdowniea clathrata angulosa	Тавдинская	Ch.clathrata angulosa	Слои с Hydropteris
		Средний	Бартонский	Rhombodinium porosum	DP10		Kisselovia ornata		Kisselovia ornata Wetzeliella irtyschensis/ Areosphaeridium diktyoplokus	
				Dracodinium intermedium / Areosphaeridium diktyoplokus	DP9	Саксаульская	Rhombodinium draco			

и другие представители рода, зона Wetzeliella symmetrica (также не повсеместно) и зона Wetzeliella gochtii. Для отложений соленовского горизонта, входящего в объем последней зоны, формировавшейся в условиях опреснения, при сокращении общего участия ветцелиелловой группы получает широкое развитие группа родственных таксонов: Adnatosphaeridium–Glaphyrocysta–Cyclonephelium, которым сопутствуют Gerdiocysta, Batiacasphaera, мелкие тонкостенные Hystrichokolpoma, а также представители других родов.

На рубеже эоцена и олигоцена заметно меняется состав зеленых водорослей и акритарх. В тепловодном бассейне Крымско-Кавказской области широкое развитие получили Tytthodiscus beloglinensis (особенно во второй половине позднего эоцена) и "Lanjaria" (в начале позднего эоцена). В олигоцен оба эти таксона не переходят. В связи с периодическим опреснением морского бассейна в олигоцене многочисленны (особенно на участках, примыкающих к морскому побережью) Micrhystidium и Pediastrum.

Верхний эоцен

Распространение органикостенного фитопланктона в морском бассейне позднего эоцена определялось широтно-климатической зональностью и глубинами. В наиболее тепловодной Армении, где количество видов достигало 200, доминировали хоратные и проксиматные цисты, представленные широким спектром родов и видов. Для слоев с Thalassiphora delicata, которая занимает основной объем местной позднеэоценовой зоны Areosphaeridium diktyoplokus – A. arcuatum, являющейся возрастным аналогом зоны Charlesdowniea clathrata angulosa, характерны, кроме зональных видов, представители родов Cordosphaeridium (C. exilimurum), Spiniferites (S. ramosus, S. pseudofurcatum), Thalassiphora (в том числе T. delicata), Homotryblium (H. aculeatum), Impagidinium, Impletosphaeridium. Каватные цисты встречаются реже и представлены родами Rhombodinium, Deflandrea и родами ветцелиелловой группы. Microdinium, обычный для низов верхнего эоцена северных районов, здесь встречается редко. Много зеленых водорослей, принадлежащих родам "Lanjaria" и Tytthodiscus, причем содержание последнего особенно велико близ границы с олигоценом.

Ассоциация диноцист Эвксино-Каспийской части бассейна при сохранении разнообразия отличается заметным сокращением видового состава хоратных цист за счет каватных, что связано не только с мелководностью бассейна, но и со снижением температуры вод. В более глубоководных шельфовых фациях белоглинского бассейна Предкавказья (разрезы по рекам Белая и Кубань) доминируют Achomosphaera (в том числе A. sagena), Impagidinium, Spiniferites, Systematophora. Из характерных таксонов позднего эоцена присутствуют Areosphaeridium arcuatum, Cordosphaeridium funiculatum, Rottnestia borussica, Tytthodiscus beloglinensis, Pterodinium. Обычен зональный вид – Charlesdowniea clathrata angulosa. На рубеже кумского и белоглинского времени в группу доминирующих таксонов входили также Corrudinium incompositum, Tectatodinium, Thalassiphora pelagica, Batiacasphaera (B. hirsuta и B. sphaerica), Operculodinium (O. placitum и O. tiara), Hystrichokolpoma и Microdinium.

Заметно более бедные ассоциации динофитовых водорослей формировались в окраинных шельфовых зонах, занимавших Прибалтику, Беларусь и платформенную Украину. В относительно более глубоководных фациях этих бассейнов в палеоальгоценозах преобладали проксиматные цисты рода Impagidinium, а также Microdinium, на мелководьях – дефландровые, зеленые водоросли и акритархи.

Богатые альгоценозы получили развитие в восточной части Тетического бассейна, особенно в зоне перехода карбонатных фаций в тонкотерригенные в Западном Казахстане. Еще восточнее, где формировалась толща чеганских глин, роль органикостенного фитопланктона несколько падает, так же как и его видовое разнообразие (до 10–15% от общего количества палиноморф, возрастая до 50% в кровле чеганской свиты). Кроме широкого участия каватных цист, принадлежащих таксонам ветцелиелловой группы, родам Rhombodinium, а особенно Deflandrea, обычны Areosphaeridium diktyoplokus и A. arcuatum, Glaphyrocysta semitecta, виды Thalassiphora, Selenopemphix nephroides. В чеганской свите Тургая выше последних горизонтов кремнистых конкреций доминирует Deflandrea phosphoritica, которой сопутствуют Phthano-

peridinium, Cordosphaeridium funiculatum, Phelodinium, Cyclonephelium ordinatum, Palaeocystodinium golzowense.

Состав зеленых водорослей, особенно в Приаралье и Тургае, меняется по разрезу. В нижних горизонтах чеганской свиты, принадлежащей еще среднему эоцену, доминирует Crassosphaera, в средней части свиты – Tytthodiscus, в верхней – "Lanjaria", Micrhystridium, Ptanospermella bujakii, Cymatiosphaera и Pediastrum.

Палеоальгоценозы в среднеазиатской части Паратетиса (Таджикская депрессия, Гиссарский хребет) характеризуются видовым разнообразием родов Deflandrea, Rhombodinium, Areosphaeridium, Thalassiphora, Pentadinium, Impagidinium. В позднем приабоне большую роль играли зеленые водоросли.

Группа таксонов, присутствующая в единичных экземплярах во всех палеоальгоценозах позднего эоцена от Карпатского региона и до Приаралья, включает Phthanoperidinium geminatum, Phth. echinatum, Glaphyrocysta semitecta, G. vicina, Heteraulacacysta leptalea, Thalassiphora pelagica, Th. fenestrata, Achilleodinium biformoides, Selenopemphix nephroides, Microdinium sp., Trigonopyxidia fiscellata, Lejeunecysta hyalina, Lentinia serrata, Batiacasphaera baculata, B. comta, Hystrichokolpoma salacium, H. cinctum, Rottnestia borussica.

В Западной Сибири, по данным И.А.Кульковой, комплекс верхних слоев тавдинской свиты имеет позднеэоценовый возраст. В его составе заметное место принадлежит каватным цистам (представители родов Deflandrea и Wetzeliella), появляется зональный индекс-вид Charlesdowniea clathrata angulosa и особый западносибирский вид Wetzeliella irtyschensis.

Определенный интерес представляет сравнение ассоциаций динофлагеллат из осадков позднего эоцена открытого океана (с оценкой их разнообразия в низких, средних и высоких широтах) и эпиконтинентального бассейна северной окраины Тетиса.

В качестве океанической модели выбрана Северная Атлантика, наиболее тесно связанная с Тетисом. Материалом для сопоставления послужили данные обработки 23 скважин Проекта глубоководного бурения [Damassa, Williams, 1994]. Разнообразие динофлагеллат зависело от двух факторов: палеошироты и влияния морских течений. В целом оно падало от низких к высоким широтам, но поддерживалось на севере Атлантики благодаря влиянию Прото-Североатлантического течения, вне которого (например, в районе Ньюфаундлендской банки) разнообразие заметно уменьшалось. Сравнение комплексов проведено по скважинам у северо-западного побережья Африки и юго-восточной части Северной Америки (низкие широты), в Ньюфаундлендском бассейне, на плато Роколл и в троге Поркупайн (средние широты), а также в пределах Норвежско-Гренландского бассейна (высокие широты).

Из 104 видов диноцист приабонского яруса – 25 (24%) распространены только в низких широтах, 18 (17,3%) – в средних и только 8 (7,6%) – в высоких широтах. В сумме это составляет чуть более половины всех видов. Высокий процент космополитов (25,9%) свидетельствует о сравнительно слабо выраженной широтной климатической зональности по сравнению с современной. Большое количество общих видов (20 или 19,2%), встреченных во всей полосе влияния Прото-Североатлантического течения, обусловлено его прямым влиянием на рассеяние фитопланктона. Различие в составе комплексов Западной и Восточной Атлантики невелико и значительно ниже, чем для олигоцена. Видов, ограниченных в своем распространении только Европейским сектором – 25 (24%), Американским – 18 (17,3%). Видовое разнообразие меняется от 11 видов у берегов Флориды до 60 – у Нью-Джерси.

Для северной окраины Тетиса провинциальные особенности диноцистовых комплексов и их разнообразие пранализированы на примере разрезов Армении (Ланджар), Предкавказья (реки Белая и Кубань), Устюрта (стратотип чеганской свиты у горы Сандал), Тургая (Челкар-Нуры). Все эти разрезы мало различаются по широте, так как находятся в полосе между 40 и 47° с.ш.; их местные особенности определяются не климатической зональностью, а фациальной обстановкой осадконакопления и особенностями связей с Мировым океаном. Поэтому стержневыми моментами для сравнения являются два: 1) сравнительный анализ состава более внутренних частей эпиконтинентального бассейна, где существенно превалировала пелагическая карбонатно-глинистая седиментация (Предкавказье), с его северо-восточными окраинными частями с тон-

котерригенной седиментацией в сочетании с влиянием стока пресных вод (Устюрт, Тургай); 2) сравнение разнообразия диноцист в северной окраинной части Тетиса (Армения) и отшнурованного эпиконтинентального моря – Прото-Паратетиса (Предкавказье, Устюрт, Тургай).

Следует заметить, что видовое разнообразие диноцист в эпиконтинентальном бассейне оказалось не ниже, а выше, чем в Северной Атлантике, даже в ее низких широтах. Наибольшей величины оно достигает в наиболее тепловодной зоне Армении (120 видов). Около 30 видов из них севернее, в Предкавказье, не известны. Для кратковременных эпизодов потепления здесь характерен рост численности и разнообразия хоратных цист (два пика). Приблизительно 50% видов – космополиты, но встречаются только в областях с карбонатной или глинисто-карбонатной седиментацией.

В Предкавказье общая численность видов сокращается до 90–100 при частичной редукции хоратных цист и увеличении разнообразия каватных. На Устюрте максимальное число видов характерно для начала позднего эоцена (101 вид), снижаясь к его концу до 80, при большом участии празинофитов и акритарх. Отмечается редукция хоратных цист при усилении роли каватных (Rhombodinium, Wetzeliela, Deflandrea). Количество общих видов с Предкавказьем около 60%, с Арменией – до 40%.

Наконец, на крайнем востоке – в Тургае – видовое разнообразие заметно меняется по разрезу. В каждой из проб оно колеблется от 40 до 50 видов, иногда сокращаясь до 10–15, но интегрально по всем пробам их не менее 100. Для этой части бассейна обычно постоянное присутствие Horologinella и зеленых водорослей. Группа каватных цист включает наиболее широкий спектр видов.

Нижний олигоцен

Органикостенная альгофлора раннего олигоцена Паратетиса заметно реагировала на изменение гидрологической обстановки в бассейне. Ее состав был весьма различен, особенно в краевой восточной части бассейна, где в условиях периодического опреснения большое развитие получали либо эвригалинные формы, либо формы, обитавшие в эстуариях и лагунах. Практически во всех наиболее полных разрезах нижнего олигоцена удается выделить два разновозрастных комплекса – нормальносоленый, характеризующий пшехский уровень, и солоноватоводный соленовский, включающий остракодовый пласт и пачки над ним, формировавшиеся в условиях еще не окончательного восстановления солености бассейна. Лишь в Закавказье, в пределах Еревано-Ордубадского прогиба, где соленовское распреснение никак не проявилось, комплекс органикостенного фитопланктона был представлен преимущественно стеногалинными формами, многие из которых, особенно хоратные, являлись проходящими с эоцена.

По сравнению с поздним эоценом состав органикостенного фитопланктона в начале олигоцена обновился больше, чем наполовину. В конце позднего эоцена, а в более южных районах – в самом начале олигоцена исчезают Rottnestia borussica, Areosphaeridium diktyoplokus, A. arcuatum, Tytthodiscus beloglinensis, эоценовые виды Phthanoperidinium, Spiniferites, Hystrichokolpoma, Deflandrea, Thalassiphora, Wetzeliella и др. Появляются новые таксоны, получившие широкое распространение в раннем олигоцене – Phthanoperidinium amoenum, Areosphaeridium pectiniforme, Membranophoridium aspinatum и др.

В наиболее полных разрезах раннего олигоцена обычно удается выделить три зоны – Phthanoperidinium amoenum, Wetzeliella symmetrica и Wetzeliella gochtii. В соответствии с появлением зональных видов они коррелируются с зонами D13 и D14, с подзонами “a” и “b”. Однако такая последовательность выдерживается не везде. В карпатских разрезах, а также в Беларуси, обычно плохо выделяется нижняя зона, так как зональный вид встречается крайне редко. В восточных разрезах (Устюрт), а также в некоторых разрезах Предкавказья, зона Phthanoperidinium amoenum, напротив, выделяется очень четко, а зона Wetzeliella symmetrica из-за отсутствия индекс-вида – условно. Лишь зона Wetzeliella gochtii, характеризующая вторую половину раннего олигоцена, фиксируется практически повсеместно.

Достаточно определенно устанавливаются возрастные соотношения диноцистовых зон с зональными подразделениями других планктон-

ных, а отчасти и бентосных групп. Это удалось установить при комплексном опробовании армянских, северокавказских и карпатских разрезов. Зона Phthanoperidinium amoenum отвечает зоне Ericsonia subdisticha[1] и, возможно, нижней части зоны Helicopontosphaera reticulata по наннопланктону и части зоны Globigerina tapuriensis по планктонным фораминиферам; зона Wetzeliella symmetrica – большей части зоны Helicopontosphaera reticulata, а также верхней части зоны Globigerina tapuriensis и нижней части зоны Globigerina sellii. Зона Wetzeliella gochtii, объем которой, возможно, приближается к суммарному объему двух предыдущих, включает верхнюю часть зоны Helicopontosphaera reticulata и целиком зону Sphenolithus predistentus, а также, соответственно, часть зоны Globigerina sellii и зону Globigerina ampliapertura. Граница нижнего и верхнего олигоцена, которая по диноцистам проводится по смене зон Wetzeliella gochtii и Chiropteridium partispinatum (s. l.), приблизительно совпадает или проводится несколько ниже границы зон Sphenolithus predistentus и Sphenolithus distentus. В Восточном Паратетисе нижняя граница зоны Wetzeliella gochtii практически совпадает с подошвой зоны Spiroplectammina carinata по бентосным фораминиферам.

В Паратетисе из-за распреснения бассейна в соленовское время состав диноцист в зоне Wetzeliella gochtii заметно различен. Нижний комплекс характеризуется распространением преимущественно стеногалинных форм, верхний – солоноватоводных. На составе диноцист майкопской серии в значительной степени отразились периоды существования в бассейне аноксической обстановки, охватившей, вероятно, и часть фотического слоя. Эти интервалы разреза отличаются падением разнообразия и сдвигом состава комплекса в сторону монотаксонности. В фациальном плане эти интервалы в северокавказских разрезах отличаются преимущественным накоплением черных бескарбонатных глин с конкрециями и рассеяными сульфидами.

Таксономическое разнообразие органикостенного фитопланктона в полносоленых осадках достигает 60–80 видов, уступая позднеэоценовому (до 120 и более видов). Оно заметно падает в солоноватоводных фациях (до 40–60 видов), при преобладании 2–3 видов (до 90–95% состава комлекса). Политаксонность олигоценовых ассоциаций сохраняется в полносоленых осадках Армении (более 100 видов), где среди факторов, способствовавших этому, наряду с гидрологическим, большую роль играл и климатический. В Паратетисе значение климатического фактора в росте разнообразия было также велико. Диноцисты из полносоленых осадков Северного Предкавказья богаче соответствующих комплексов Воронежской антеклизы, Нижнего Поволжья и Устюрта. В акватории всей восточной окраины Паратетиса, особенно в регрессивные фазы, заметно возрастало значение празинофитов и акритарх, количественное распределение которых хорошо соответствует циклам седиментации.

В основании олигоцена состав органикостенного фитопланктона обычно обеднен, что связано с общим паденим температуры поверхностных вод бассейна (вероятно, не менее чем на 5–6°С) и некоторым снижением солености, особенно в его окраинных частях. В мелководных осадках периферических частей Воронежской антеклизы и Устюрта масса переотложенных форм из подстилающих эоценовых отложений, которые в известной степени "маскируют" олигоценовый комплекс. В окраинной, северо-восточной части акватории бассейна, а также в пределах Ергеней, видимо, в связи с неравномерным, но постоянным поступлением пресных вод с суши, состав диноцист аномален и более тесно связан с изменением фациальной обстановки.

Это позволяет выделить в разрезе серию сменяющих друг друга "динофаций" с попеременным преобладанием Wetzeliella, Deflandrea, Hystrichokolpoma, Phthanoperidinium, группы Cyclonephelium, Adnatosphaeridium или Micrhystridium. По мере развития морской трансгрессии в ащеайрыкское время возрастает разнообразие комплекса, исчезает монотаксонность. Ведущими остаются виды Deflandrea, Wetzeliella, Phthanoperidinium, группа Glaphyrocysta–Cyclonephelium – Adnatosphaeridium в сочетании с Areosphaeridium pectiniforme, Membranophoridium aspinatum, видами Lejeunecysta, Hystrichokolpoma, Spiniferites, Dapsilidinium, Dinopterigium и др. Набор этих же таксонов при большем разнообразии комплекса в целом ха-

[1] Зоны по наннопланктону даны по Е.Мартини, по планктонным фораминиферам – по В.А.Крашенинникову.

рактеризует и другие изученные разрезы майкопской серии Восточного Паратетиса (Мангышлак, Северное Предкавказье, юг Русской платформы, Карпатский регион).

В северокавказских разрезах (реки Белая, Кубань) при переходе от планорбелловых слоев (низы пшехского горизонта) к остракодовому пласту комплекс диноцист становится более бедным. Теряя разнообразие, в остракодовом слое он практически моновидовой. Два-три вида составляют до 95% от общего количества экземпляров. Зональный вид – Wetzeliella gochtii – встречается крайне редко. Обычны тонкостенные Hystrichokolpoma (до 7 морфотипов), виды Batiacasphaera (sphaerica, baculata, micropapillata). Сопутствующими таксонами являются Gerdiocysta, Parallecaniella, Selenopemphix, Palaeocystodinium golzowense, Horologinella, Leberidocysta, Chiropteridium. В некоторых разрезах, как, например, в Кубанском, доминируют цисты группы Cyclonephelium–Glaphyrocysta–Adnatosphaeridium.

В целом, состав диноцист соленовского горизонта (s. l.) указывает на периодические колебания солености поверхностных вод бассейна и отсутствие полной изоляции от открытого океана. Во всей нижнеолигоценовой "надостракодовой" части разреза, наряду с эвригалинными видами и видами, обитавшими в бассейнах с пониженной соленостью, постоянно отмечались, хотя и в небольшом количестве, стеногалинные формы.

В переходных слоях от нижнего к верхнему олигоцену выше регрессивных песчаных фаций в северокавказских разрезах разнообразие органикостенного фитопланктона вновь заметно возрастает. Эту часть майкопской толщи, вероятно, следует относить к верхнему олигоцену, так как в массовом количестве начинают встречаться виды Chiropteridium и Rhombodinium draco.

В Западной Сибири просмотр отдельных проб из района Кургана (из так называемых курганских слоев, выделенных А.П.Карпинским [1886] как "пески с ципринами"), а также из самых верхних горизонтов морского разреза в Томском Приобье (скв. 2) показал, что по присутствию индекс-вида Phthanoperidinium amoenum в сочетании со встреченным в спорово-пыльцевом комплексе Boehlensipollis hohli часть морского разреза несомненно имеет раннеолигоценовый возраст, причем не выходит за пределы нижней зоны олигоцена по диноцистам. Курганские слои довольно уверенно сопоставляются с нижней пачкой ащеайрыкской свиты Устюрта, являясь ее возрастным аналогом. Однако еще предстоит выяснить, являются ли эти осадки продуктом самостоятельной ащеайрыкской трансгрессии раннего олигоцена или относятся к заключительному циклу позднеэоценовой тавдинской–чеганской седиментации. В пользу первой точки зрения свидетельствует состав моллюсков из курганских слоев, известных из ащеайрыкской свиты, но пока не установленных в тавдинской.

На Дальнем Востоке олигоценовый комплекс, приуроченный к палинозоне Podocarpus totara – Tsuga parva, в осадках восточного побережья Центрального Сахалина (скв. 1 Борисовская, участок шельфа Пограничный) был выявлен Н.Я.Брутман и И.В.Поздняковой в 1993 г. Его основу составляют представители рода Spinidinium (Sp. cf. densispinatum Stanley, Sp. cf. ovale (Vozzhen.) Lentin and Williams). Здесь были также встречены Trinovantedinium boreale Bujak, Heteraulacacysta campanula Drugg and Loeblich, Hystrichostrogilon membraniphorum Agelopoulos, cf. Chiropteridium sp., Cyclopsiella sp., Batiacasphaera sp., Selenopemphix crenata Matsuoka and Bujak, Operculodinium echigoense Matsuoka, Op. aff. alcium Matsuoka and Bujak, Apteodinium sp., Impagidinium sp., Spiniferites spp. Такой состав комплекса позволяет предположить наличие слоев, синхронных слоям с Trinovantedinium boreale из олигоценовых отложений Берингова моря [Matsuoka, Bujak, 1983]. Как видно из приведенного списка форм, он имеет много общего с таксономическим составом олигоценового фитопланктона европейских и западноазиатских разрезов.

Зональная шкала по диноцистам в разрезе палеогеновых отложений по р. Белая

На предыдущих страницах изложены общие данные о стратиграфическом и биогеографическом распределении органикостенного фитопланктона в отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена. Ниже мы позволим себе остановиться на конкретном разрезе по р. Белая (Северо-Западное Предкавказье), где по данным

Н.И.Запорожец с большой полнотой может быть прослежена смена комплексов органикостенного фитопланктона в осадках второй половины эоцена – раннего олигоцена. Здесь выделяются все зоны диноцистовой шкалы юга бывшего СССР [Схема стратиграфии палеогена юга СССР, 1989], которые хорошо сопоставляются с соответствующими диноцистовыми зонами Европы [Costa, Manum, 1988].

Разрез олигоцена по р. Белая начинается с кумской свиты. Она залегает с размывом на отложениях палеоцена и имеет мощность 32 м. Как и в Кубанском разрезе, между ней и перекрывающей белоглинской свитой выделяется переходная пачка (4,5 м) с чередованием более светлоокрашенных слоев белоглинского облика и более темноокрашенных – кумского. Последние в пределах всего разреза оказались насыщенными аморфным органическим веществом и палиноморфами, но бедны фитопланктоном (рис. 3).

Фитопланктон кумской свиты обладает высокой степенью разнообразия, что исключает сколько-нибудь заметное количественное преобладание одних таксонов над другими. Среднеэоценовый (бартонский) возраст свиты подтверждается данными изучения других групп планктона (фораминиферы, наннопланктон) и непосредственным сравнением состава кумского органикостенного фитопланктона с бартонскими комплексами Западной Европы и южных районов бывшего СССР, принадлежащих зонам Areosphaeridium diktyoplokus и Rhombodinium perforatum. К нижней из зон по присутствию индекс-вида относится большая часть свиты (кроме переходной пачки).

В монотонных темноокрашенных мергелях с рыбными остатками и марказитовыми стяжениями отмечены Areosphaeridium diktyoplokus, A. arcuatum, Adnatosphaeridium, Achomosphaera, Achilleodinium, Calligodinium, Cerebrocysta, Cerodinium diebelii, Chytroeisphaeridia, Cleistosphaeridium, Cordosphaeridium (в том числе C. exilimurum), Cribroperidinium tenuitabulatum, Deflandrea, Diphyes, Horologinella, Hystrichosphaeropsis, Impagidinium, Impletosphaeridium, Lejeunecysta globosa, Manumiella, Microdinium, Microdinium, Operculodinium, Pentadinium, Phthanoperidinium, Rottnestia borussica, Selenopemphix nephroides, Spiniferites, Tectatodinium, Wetzeliella astra, W. echinata. Среди празинофитов и акритарх – Paucilobimorpha granuligera, Crassosphaera, Cymatiosphaera, крупные Leiosphaeridia, Ptanospermella.

Состав диноцист в переходной пачке в основном сохраняется. Доминируют Areosphaeridium и Microdinium. Вид Areosphaeridium diktyoplocus замещается A. arcuatum. Появляются виды Rhombodinium (R. draco, R. rhomboideum), а также Pterodinium, Microdinium reticulatum, Melitasphaeridium asterium, Thalassiphora pelagica, Cyclopsiella, Dapsilidinium, Systematophora, виды Heteraulacacysta (H. leptalea, H. pustulata), Batiacasphaera sphaerica, Palaeocystodinium golzowense. Состав зеленых водорослей также существенно не меняется.

В отличие от разреза по р. Белая, в Кубанском разрезе в составе переходной пачки заметно преобладание над другими таксонами (более 30%) Chytroeisphaeridia, а также участие Trigonopyxidia fiscellata (8%) и Thalassiphora pelagica (более 5%). Из общих таксонов с кумской свитой разреза по р. Белая здесь сохраняются: Deflandrea, Rhombodinium draco, Areosphaeridium arcuatum, Impagidinium, Wetzeliella echinata, Palaeocystodinium golzowense, Microdinium, Hystrichokolpoma, Horologinella, Pentadinium и Manumiella. Появляются Draconium condylos, Samlandia reticulifera, Apteodinium, Ceratiopsis, Fromea, Melitasphaeridium, Pentadinium lophophorum, Charlesdowniea coleothrypta.

Пробы из белоглинской свиты были отобраны из ее основания с уровня 5–6 м ниже кровли и из слоя с Propeamussium fallax в кровле свиты. Комплекс фитопланктона разнообразен, насчитывает десятки таксонов и составляет не менее 90% всего количества палиноморф. Доминируют виды Achomosphaera (в том числе cf. A. sagena), Impagidinium, Spiniferites, Systematophora – обитатели открытого шельфа. Среди характерных таксонов позднего эоцена – Areosphaeridium arcuatum, Cordosphaeridium funiculatum, Rottnestia borussica, Tytthodiscus beloglinensis, Charlesdowniea clathrata angulosa – зональный вид позднего эоцена западноевропейской диноцистовой шкалы. Среди форм, встреченных единично, но отсутствующих в перекрывающих олигоценовых отложениях, – Achilleodinium, Pterodinium, Corrudinium, Lophocysta, Cannosphaeropsis, Dinopterigium, Wilsonidium, Fibrocysta, Turbosphaera, Microdinium.

Фитопланктонный комплекс в основании свиты составляет 89% всех палиноморф. Из них в

Рис. 3. Разрез эоценовых и олигоценовых отложений по р. Белая (Северо-Западное Предкавказье)

1 – мергели; 2 – мергели глинистые; 3 – мергели остракодовые; 4 – глины карбонатные; 5 – глины бескарбонатные; 6 – алевриты; 7 – пески; 8 – вулканические пеплы; 9 – септариевые конкреции

сумме около 30% приходятся на Impagidinium (12%), Areosphaeridium (главным образом A. arcuatum) и Corrudinium incompositum (по 9%), Tectatodinium, Thalassiphora pelagica (по 7%), Batiacasphaera (включая B. hirsuta и B. sphaerica) (5%). Виды Operculodinium (в том числе, O. placitum и O. tiara), а также Hystrichokolpoma cinctum встречены в количестве 3%. Несколько более 1% – Rhombodinium (в том числе, Rh. rhomboideum и Rh. pustulatum), Pentadinium (включая P. taeniagerum), Spiniferites, Achomosphaera, Microdinium, Deflandrea (в том числе, D. phosphoritica), Melitasphaeridium asterium, Cribroperidinium tenuitabulatum. Среди таксонов, встреченных в единичных зернах, – Pyxidiella, Samlandia, Dyphies colligerum, Gochtodinium, Apteodinium, Phelodinium, Wetzeliella echinata, Rottnestia borussica, Lentinia, Lejeunecysta globosa, Cerebrocysta, Fromea, Achilleodinium, Areoligera, Cyclopsiella, а также Tytthodiscus beloglinensis. Из таксонов, встречающихся и в более молодых отложениях, – Linguladinium, Selenopemphix nephroides, Homotryblium plectilum.

В некоторых образцах преобладают Impagidinium, Systematophora, Achomosphaera, Spiniferites, заметно участие Pterodinium, Operculodinium, Areosphaeridium arcuata, Cordosphaeridium. Общее количество таксонов – более 40. В кровле свиты (слои с Propeamussium fallax) количество таксонов возрастает до 55, однако ни один из них не встречен в количестве более 5%. Несколько более заметно участие Deflandrea, Impagidinium, Operculodinium, Spiniferites, Rottnestia borussica. Обилия зеленых водорослей и акритарх, отмеченных в кровле белоглинских отложений на Украине [Савицкая, 1996], здесь не наблюдается.

В пшехской части разреза майкопской серии были исследованы все ее основные пачки – планорбелловые слои, пачка чередования карбонатных и слабокарбонатных глин, не содержащих планорбелл, и пачка черных бескарбонатных глин, непосредственно подстилающая остракодовые слои. Количество и разнообразие фитопланктона уже в планорбелловых слоях резко сокращается по сравнению с белоглинской свитой, и многие таксоны последней не переходят в олигоцен. Появляется Phthanoperidinium amoenum – характерный зональный вид наиболее древней из зон западноевропейского олигоцена, фиксирующийся в разрезе по р. Белая раньше Wetzeliella symmetrica и W. gochtii. В пробе из слоя с остатками планорбелл, рыб и листьев лавровых, отобранных в 2–2,5 м над подошвой майкопской серии, доминируют виды Homotryblium (H. floripes), Cyclonephelium, Deflandrea (D. phosphoritica), Gonyaulacysta, Horologinella, Hystrichosphaeridia, Lejeunecysta hyalina, Cribroperidinium tenuitabulatum, Ryxidiella. По сравнению со слоем с Propeamussium fallax, где содержание фитопланктона составляло не менее 40–45% от общего числа палиноморф, в планорбелловых слоях оно падает до 5%.

Пачка карбонатных и слабокарбонатных глин опробована в ее верхней части (10 м ниже остракодовых слоев). Фитопланктонный комплекс небогат. Доминируют виды Lejeunecysta (в том числе, L. hyalina) и Selinopemphix (включая S. nephroides и S. coronata). Разнообразны, хотя и единичны, виды Phthanoperidinium (P. comatum, P. amoenum, P. echinatum). Впервые на этом уровне появляется Wetzeliella symmetrica – зональный вид рюпельского яруса Западной Европы. Род Areosphaeridium представлен видами A. arcuatum и A. pectiniforme. Встречен Adnatosphaeridium multispinosum. Появляются Cleistosphaeridium, Cribroperidinium tenuitabulatum, Dapsilidinium simplex, Hystrichosphaeridium, Pentadinium goniferum. В единичных экземплярах отмечены Batiacasphaera, Bitectodinium, Apteodinium, Chitroeisphaeridia, Horologinella, Homotryblium aculeatum, Melitasphaeridium asterium, Palaeocystodinium golzowense, Systematophora placacantha, Thalassiphora pelagica, Tectatodinium. Из празинофитов и акритарх – Micrhystridium и Ptanospermella.

Пачка бескарбонатных глин опробована в разных ее интервалах с целью уловить изменения в составе фитопланктонного комплекса по мере приближения к остракодовым слоям. Эта пачка характеризуется более обедненным составом фитопланктона. Эндемичные таксоны, типичные для остракодовых слоев, появляются уже в верхах пачки, подстилающей их.

В комплексах более заметно участие Deflandrea, Hystrichosphaeridium, Phthanoperidinium (особенно P. amoenum), Lejeunecysta hyalina, Operculodinium. Встречены единичные Achomosphaera, Areosphaeridium arcuatum, A. pectiniforme, Apteodinium, Batiacasphaera (в том

числе, B. baculata), Cleistosphaeridium, Cordosphaeridium (включая C. gracile), Chytroeisphaeridia, Cribroperidinium tenuitabulatum, Deflandrea phosphoritica, Dapsilidinium pastielsii, Kallosphaeridium, Lingulodinium, Melitasphaeridium aspinatum, Palaeocystodinium golzowense, Selenopemphix nephroides, Systematophora, Tectatodinium, Wetzeliella symmetrica. Непосредственно ниже контакта с остракодовыми слоями появляется Wetzeliella gochtii, Membranophoridium aspinatum, Gerdiocysta, Horologinella, Homotryblium (в том числе, H. floripes), несколько тонкостенных морфотипов Hystrichokolpoma, доминирующих в остракодовых мергелях в разрезах по рекам Белая и Кубань.

Необычный состав фитопланктона характеризует остракодовые слои (полбинский горизонт Северо-Кавказской региональной шкалы). Хотя количество видов в пробах (24 и 25) лишь немного уступает комплексам пшехской части разреза, происходит заметное перераспределение таксонов с появлением новых форм, связанных с опреснением бассейна. Это относится прежде всего к представителям двух родов: Hystrichokolpoma и Batiacasphaera. В сумме они составляют не менее 85–90% от общего состава комплекса фитопланктона. Среди гистрихокольпом, наряду с обычными H. rigaudiae и H. salacium, встречены тонкостенные мелкие формы, дающие не менее 7–8 самостоятельных морфотипов. Род Batiacasphaera представлен тремя основными видами, обычными для олигоцена, – B. sphaerica (доминирует), B. baculata и B. micropapillata. Постоянно встречается Spiniferites (в том числе, S. elongatus и S. cf. mirabilis – виды, которые появляются в солоноватоводных фациях, а не в фациях открытого моря, как все остальные виды этого рода), Horologinella, Gerdiocysta, cf. Leberidocysta, Stoverocysta, Pterodinium, Tectatodinium, Cleistosphaeridium, Oligosphaeridium, Corrudinium incompositum, Paralecaniella indentata, Distatodinium, cf. Caligodinium, Areosphaeridium pectiniforme, Kallosphaeridium, Phthanoperidinium amoenum, Wetzeliella gochtii, цисты группы Glaphyrocysta–Cyclonephelium–Adnathosphaeridium. На этом уровне впервые отмечены Chiropteridium partispinatum.

В краевой части соленовского моря на Восточно-Европейской платформе (северное окончание Ергеней) и на Туранской плите очень большую роль в составе фитопланктона полбинского горизонта играют Micrhystridium и зеленые водоросли.

Аномальный состав фитопланктонного комплекса позволяет выделить остракодовые слои в качестве самостоятельной единицы с доминированием Batiacasphaera–Hystrichokolpoma в объеме зоны Wetzeliella gochtii.

Нижняя подсвита Морозкиной Балки образована черными бескарбонатными глинами и глинистыми алевритами с конкрециями пирита. Органикостенный фитопланктон в количестве от 25 до 35 таксонов составляет до 30% от общего количества палиноморф в нижней части свиты, снижаясь до 7,5% в ее средней части и до 13,5% – в ее кровле. В разностях с наиболее высоким содержанием $C_{орг}$ (до 10%) доминируют виды Batiacasphaera (до 50–70%), в том числе B. hirsuta, B. micropapillata и B. baculata, а также Hystrichokolpoma. Ее тонкостенные "угнетенные" формы (до 10%) указывают на то, что при смене карбонатной седиментации глинисто-кремнистой бассейн оказался солоноватоводным. Зональный вид Wetzeliella gochtii присутствует во всех изученных образцах.

Из других таксонов, обнаруженных в породах подсвиты в количестве от 1 до 5 экземпляров на стекло, присутствуют: Achomosphaera, Apteodinium (A. emslandensis), Areosphaeridium pectiniforme, ? Bitectodinium, Cordosphaeridium (C. exilimurum), Cerebrocysta, ? Chiropteridium, Cribroperidinium cf. guiseppei, Dapsilidinium, Distatodinium ellipticum, Deflandrea spinulosa, Deflandrea sp., Chytroeisphaeridia, cf. Glaphyrocysta inculta, Horologinella, Hystrichosphaeridia, Homotryblium, Impagidinium, Impletosphaeridium insoletum, Kallosphaeridium, Lejeunecysta hyalina, Membranophoridium, Operculodinium, Paralecaniella indentata, Pentadinium laticinctum, Prolixasphaeridium, Rhombodinium draco, Phelodinium, Spiniferites, Tectatodinium, Wetzeliella.

В одном из образцов, происходящем из средней части нижней подсвиты, комплекс фитопланктона характеризуется аномальным содержанием цист Chiropteridium, в том числе Ch. partispinatum (до 50% спектра), а также заметным количеством Wetzeliella symmetrica и W. gochtii (более 15%).

Комплекс фитопланктона из остракодовых слоев и нижней подсвиты Морозкиной Балки

объединяют такие признаки, как присутствие цист Batiacasphaera (включая B. sphaerica и B. baculata) и тонкостенных Hystrichokolpoma.

Таксономический состав цист, встреченных в единичных экземплярах, обычен для всей подсвиты: Rhombodinium draco, Cordosphaeridium exilimurum, Operculodinium, Selenopemphix nephroides, Distatodinium, Impagidinium, Dapsilidinium colligerum, Pentadinium, Chytroeisphaeridia, Hystrychosphaeropsis, Spiniferites, Apteodinium, Heteraulacacysta, Paucilobimorpha triradiata, ex gr. Cyclonephelium, Crassosphaera.

Таким образом, вся нижняя подсвита свиты Морозкиной Балки относится к зоне Wetzeliella gochtii. Состав органикостенного фитопланктона по разрезу не остается постоянным, меняясь в зависимости от перемен в гидрологическом режиме бассейна и, в первую очередь, солености. При опреснении он насыщается типичными компонентами остракодовых слоев – тонкостенными Hystrichokolpoma, Batiacasphaera, Horologinella, Gerdiocysta и др., а при восстановлении солености теряет их при общем росте таксономического разнообразия.

Верхняя подсвита Морозкиной Балки обнажена по р.Белая лучше других интервалов олигоценового разреза. Ею сложена непрерывная стена обрывов на правом берегу реки в центре села, в 0,5 км выше подвесного моста. От подстилающих и перекрывающих отложений подсвита отличается отчетливо выраженным флишевым строением с чередованием карбонатных и бескарбонатных глин и алевритов (прослои по 2–5 см) и редких пластов витрокластических туфов.

Комплекс фитопланктона насчитывает от 30 до 50 таксонов. Hystrichokolpoma и Batiacasphaera, игравшие основную роль в подстилающих отложениях, здесь встречаются в единичных экземплярах, а тонкостенные формы – только в базальной части толщи. Здесь высока роль акритарх, зеленых водорослей, особенно Leiosphaeridia, и более заметно участие Apteodinium emslandense, Lejeunecysta hyalina и L. paratenella, Homotryblium tenuispinosum. Присутствие в разрезе видов Lejeunecysta, впервые описанных из хаттских отложений, в сочетании с Rhombodinium draco и видами Chiropteridium дают основание для отнесения верхней подсвиты к позднему олигоцену. Однако это находится в некотором противоречии с заключением Я.Крховского о принадлежности нижней части подсвиты еще к зоне Sphenolithus predistentus (NP23).

Остракоды верхнего эоцена и нижнего олигоцена Украины, Крымско-Кавказской и Арало-Тургайской областей и Средней Азии

Подкласс остракод класса ракообразных в кайнозое представлен преимущественно отрядом Podocopida, в составе которого имеются как морские, так и неморские группы. В морских отложениях остракоды распространены практически повсеместно на территории юга бывшего СССР. В континентальных отложениях находки эоценовых остракод известны только из Зайсанской впадины, олигоценовые комплексы описаны из Тургайского прогиба, Кызылкумов, Зайсанской впадины и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня.

В глубоководных океанических осадках, по данным Р.Бенсона [Benson, 1975], перестройка комплексов остракод происходила во второй половине эоцена, в интервале зон P14-P17 планктонных фораминифер, с заметным изменением и обеднением состава комплексов в конце эоцена. Такая же перестройка комплексов происходила и в эпиконтинентальных бассейнах.

Начиная с 40-х годов нашего столетия изучением этой фауны занимались С.А.Бубикян, М.Н.Грамм, Р.М.Зиракадзе, М.И.Мандельштам, А.Б.Махкамов, И.А.Николаева, Т.Р.Розыева, Н.И.Сакина, Е.С.Станкевич, А.В.Сузин, А.В.Швейер, В.Г.Шеремета.

На территории бывшего СССР остракоды из пограничных слоев эоцена и олигоцена впервые были описаны М.И.Мандельштамом [1959] из ханабадского и сумсарского горизонтов Ферганской впадины. В конце 60-х годов серия работ по остракодам Украины была опубликована В.Г.Шереметой [1969], уделявшим большое внимание фациальной обстановке обитания фауны. Несколько десятилетий остракоды эоцена и

олигоцена изучала И.А.Николаева (И.А.Хохлова) [1978а, б, 1981, 1985, 1991].

Обобщая данные этих авторов, можно сказать, что поздним эоценом датируются комплексы остракод белоглинского горизонта Крымско-Кавказской области, мандриковских слоев Украины, манаульинских слоев и чеганского горизонта Арало-Тургайской области, сангалакского горизонта (ханабадская–сумсарская свиты) Ферганы и Таджикской депрессии. В олигоценовых отложениях остракоды содержатся в пшехском и соленовском горизонтах Восточного Паратетиса и их стратиграфических аналогах. Видовой состав и распространение этих комплексов здесь подробно не рассматриваются. Сведения о них можно найти в работах М.И.Мандельштама [1959], И.А.Николаевой [1978а, б, 1981, 1991], С.В.Попова и др. [1985], В.Г.Шеремета [1969, 1971].

Родовой состав ассоциаций остракод пограничных эоцен-олигоценовых отложений приведен на табл. 3. Изменение родового состава является отражением определенного эпизода в развитии и миграции фауны остракод в данном отрезке времени на рассматриваемых территориях. Большая часть приведенных родов является транзитной; особенности их распространения будут рассмотрены ниже.

Поскольку остракоды являются донными организмами, они обнаруживают достаточно тесную связь с глубиной бассейна. В морских отложениях позднего эоцена можно выделить два различных типа комплексов остракод: относительно глубоководный (белоглинский) и шельфовый мелководный (мандриковский, манаульинский, чеганский, среднеазиатский). В олигоцене батиметрические различия комплексов сглажены. Состав ассоциаций остракод начала олигоцена примерно однороден по всей площади распространения; различия заметны во второй половине раннего олигоцена и связаны с соленостью бассейна.

Белоглинский комплекс остракод (зона Acanthocythereis spinosa, Hazelina nedlitzensis) характеризуется таксономическим однообразием и низкой плотностью популяций. По систематическому составу он является унаследованным обедненным комплексом глубоководной ассоциации остракод раннего–среднего эоцена. Этот комплекс не содержит типично глубоководных форм (обитателей глубин более 600 м). Однако, наряду с эврибатиальными группами (роды Cytherella, Bairdoppilata, Bairdia, Argilloecia, Trachyleberidea, Hazelina, Krithe), лишенными глазных устройств, имеет в своем составе очень незначительное количество "зрячих" форм, обычных для шельфовых ассоциаций. В силу этого он рассматривается как относительно глубоководный.

Значительно большим таксономическим разнообразием отличаются мелководные комплексы. Фауна остракод мандриковских слоев исключительно обильна и представлена многочисленными (более 90) видами. По данным В.Г.Шереметы [1969], общий фон ассоциации составляют виды, характерные для песков Вемеля Бельгии и латдорфского яруса и слоев Шоневальдер Северной Германии. Сходные экологические условия отражает комплекс остракод манаульинских слоев (зона Leguminocythereis cribrosa), имеющий в своем составе большой процент общих с мандриковским комплексом видов, но значительно более бедный в родовом и видовом отношении.

Остракоды чеганского горизонта (зона Echinocythereis spongiosa, чеганская и туранглинская свиты) отличаются прекрасной сохранностью раковин, таксономическим разнообразием и обилием видов (более 60), представленных, как правило, большим количеством экземпляров. Наряду с доминирующей шельфовой фауной встречаются виды более глубоководных эврибатиальных групп: Pontocypris, Argilloecia, Krithe. В общем составе комплекса заметно преобладают эоценовые элементы, хотя ряд видов (не более 9) известны и в олигоценовых отложениях. По родовому составу чеганский комплекс близок к латдорфскому, имеющиеся отличия носят унаследованный от более древних ассоциаций характер – преобладание представителей подсемейства Echinocytherideinae (Trachyleberididae) в чеганском комплексе и подсемейства Thaerocytherideinae (Thaerocytherididae) в латдорфском. Оба подсемейства принадлежат доминантной группе морского палеогена – надсемейству Trachyleberidacea.

Несмотря на принадлежность чеганских остракод к северному типу, можно отметить наличие близких видов в этом комплексе и в ассоциации остракод приабонского яруса стратоти-

Таблица 3. Стратиграфическое распространение родов остракод в позднем эоцене – раннем олигоцене области Восточный Паратетис

Род	Эоцен			Олигоцен	
	Приабонский ярус			Стампийский ярус	
	Слои по остракодам и типы комплексов				
	Acanthocythereis spinosa, Hazelina nedlitzensis		Переходные комплексы	Cuneocythere marginata	Disopontocypris oligocaenica
	Leguminocythereis cribrosa	Echinocythereis spongiosa			
1	2		3	4	5
Cytherelloidea Alexander	•••••••••••••••••• ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~			
Bairdopillata Coryel, Sample et Jennings	•••••••••••••••••• ----------	•••••••••••••••••• ----------			
Bythocypris Brady		IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Macrocypris Brady		IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Pontocypris Sars	~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIII		
Propontocypris Sylvester-Bradley		IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Argilloecia Sars	•••••••••••••••••• ----------	•••••••••••••••••• ---------- IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Paracypris Sars	••••••••••••••••••	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Cytherura Sars	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Eucytherura G. Müller	•••••••••••••••••• ————————	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Konarocythere Krutak	•••••••••••••••••• ————————	••••••••••••••••••			
Paracytheridea G. Müller	•••••••••••••••••• ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIII		
Schizocythere Triebel	•••••••••••••••••• ———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIII		
Kingmaina Keij	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Eopajenborchella Keij	•••••••••••••••••• ———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIII		
Cytheromorpha Hirschmann	————————	IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII		
Acanthocythereis Howe	•••••••••••••••••• ----------	•••••••••••••••••• ----------			
Hazelina Moos	•••••••••••••••••• ----------	•••••••••••••••••• ----------			
Phacorhabdotus Howe et Laurencich	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Pterygocythere Hill	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Grinoineis Liebau	•••••••••••••••••• ———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIII		
Trachyleberidea Bowen	----------	----------			
Neocyprideis Apostolescu	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			

Таблица 3 (продолжение)

1	2		3	4	5
Aulocytheridea Howe	••••••••••••••••• ————————	••••••••••••••••••			
Clithrocytheridea Stephenson	~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~			
Eucythere Brady	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Xestoleberis Sars	••••••••••••••••••	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIIII		
Uroleberis Triebel	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Hornibrookella Moos	•••••••••••••••••• ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• ~~~~~~~~~~~~~~~~			
Muellerina Bassiouni	•••••••••••••••••• ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• ~~~~~~~~~~~~~~~~			
Boldella Keij	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••			
Occultocythereis Howe	----------	----------			
Bairdia Mc Coy	•••••••••••••••••• ----------	•••••••••••••••••• ----------	----------		
Cyamocytheridea Oertli	———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	----------		
Bythoceratina Hornibrook	————————	IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIIII	
Cytheretta G. Müller	•••••••••••••••••• ———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIIII ----------	
Leguminocythereis Howe	•••••••••••••••••• ————————	••••••••••••••••••			
Ovocytheridea Grekoff	~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIIII	
Schuleridea Swartz et Swain	•••••••••••••••••• ---------- ———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• ---------- IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	---------- IIIIIIIIIII	---------- IIIIIIIIIIIIIII	
Pontocythere Dubowsky	•••••••••••••••••• ————————	••••••••••••••••••	----------	----------	
Krithe Brady et Robertson	•••••••••••••••••• ----------	•••••••••••••••••• ---------- IIIIIIIIIIIIIIIIII	---------- IIIIIIIIIII	---------- IIIIIIIIIIIIIII	
Cytherella Jones	•••••••••••••••••• ———————— ---------- ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIIII ---------- ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIII ----------	IIIIIIIIIIIIIII	
Pokornyella Oertli	••••••••••••••••••	••••••••••••••••••		----------	
Bosquetina Keij		IIIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIIII ››››››››››››››››	››››››››››››››››››››
Cytheropteron Sars	•••••••••••••••••• ---------- ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• ---------- IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	---------- IIIIIIIIIII	---------- IIIIIIIIIIIIIII	----------
Loxoconcha Sars	———————— ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIIII	›››››››››››››››	›››››››››››››››››››
Pterygocythereis Blake	•••••••••••••••••• ---------- ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• ---------- IIIIIIIIIIIIIIIIII ~~~~~~~~~~~~~~~~	---------- IIIIIIIIIII	---------- IIIIIIIIIIIIIII	----------

Таблица 3 (окончание)

1	2		3	4	5
Echinocythereis Puri	•••••••••••••••••• ———————— ---------- ~~~~~~~~~~~~~~~~	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIII ---------- ~~~~~~~~~~~~~~~~	IIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIII ----------	
Haplocytheridea Stephenson	•••••••••••••••••• ————————	•••••••••••••••••• IIIIIIIIIIIIIIIII	IIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIII	
Rablimis Hazel			IIIIIIIIII	IIIIIIIIIIIIII ››››››››››››››	
Koilocythere Deltel			----------		
Flexus Neviani				››››››››››››››	
Cuneocythere Lienenklaus				››››››››››››››	››››››››››››››››››
Megahemicythere Witt				››››››››››››››	››››››››››››››››››
Cytheridea Bosquet				››››››››››››››	››››››››››››››››››
Eucytheridea Bronstein					››››››››››››››››››
Dispontocypris Mandelstam					››››››››››››››››››
Cyprinotus Brady					››››››››››››››››››
Moenocypris Triebel					››››››››››››››››››

Примечание. Комплексы остракод – эоценовые: —— – белоглинский, .•••• – мандриковский, — – манаульинский, IIIIII – чеганский, ~~~~~ – среднеазиатский; ›››› – олигоценовый

пической местности [Barbin, Guernet, 1988]. При этом общим фоном остается существенное отличие приабонских остракод по систематическому составу: количественное преобладание видов теплолюбивого рода Cytherelloidea и значительно больший процент унаследованных глубоководных групп, а также присутствие специфических средиземноморских родов.

Наибольшее количество общих видов (18) чеганская ассоциация имеет с сангалакским комплексом Средней Азии. Сангалакский комплекс Ферганы и Таджикской депрессии объединяет остракод ханабадской и сумсарской свит, практически однородных по систематическому составу [Махкамов, 1980]. По родовому составу он очень близок к чеганскому, однако отличается от него отсутствием эврибатиальной стеногалинной морской фауны (роды Argilloecia, Xestoleberis, Krithe), что, по-видимому, свидетельствует о более мелководном характере бассейна. На основании работы Т.Р. Розыевой [1962] и данных Н.И. Сакиной можно сделать вывод, что близкий к сангалакскому комплекс остракод распространен в Восточной Туркмении. Комплекс остракод Западной Туркмении и Восточного Устюрта имеет больше общих черт с белоглинским.

События конца эоценового и начала олигоценового времени в разной степени отразились на остракодах, обитавших в различных типах бассейнов.

На Северном Кавказе в отложениях верхних горизонтов белоглинской свиты (разрезы по рекам Хеу и Кубань) и в нижней части майкопской серии остракоды отсутствуют. Это, вероятно, было вызвано ухудшением условий существования остракод в конце эоцена и начавшимся сероводородным заражением придонных слоев воды в олигоценовом майкопском бассейне. В глубоководных участках майкопского бассейна в центральной части Северного Кавказа остракоды вообще не известны. В восточной и западной частях Северного Кавказа в полбинское время развиты так называемые остракодовые пласты – светлые мергели, обогащенные раковинами эвригалинных и солоноватоводных остракод. Их формирование, по-видимому, было связано с временным обмелением и опреснением бассейна, что способствовало миграции мелководной фауны.

Более полно пограничные отложения эоцена и олигоцена охарактеризованы остракодами в Крыму и Причерноморской впадине. В Бахчисарайской скважине 2 отмечено присутствие остракод в отложениях, датируемых зонами по наннопланктону. В зонах Sphenolithus pseudoradians и Coccolithus subdistichus, по определениям И.П. Табачниковой и данным А.С. Андреевой-

Григорович [1980], содержится ассоциация остракод белоглинского типа. Раннеолигоценовый зональный вид остракод Cuneocythere marginata появляется в самой верхней части (0,5 м ниже ее кровли) зоны Coccolithus subdistichus. На горе Кызыл-Джар комплекс остракод белоглинского типа сменяется переходной ассоциацией, соответствующей по фораминиферам зоне Almaena taurica [Печенкина и др., 1971]. В составе этой переходной, относительно бедной (7 видов) ассоциации 5 видов перешли из нижележащих отложений, а два вида: Pontocythere barbarica и Koilocythere mera (относившийся ранее условно к роду Cyamocytheridea) установлены впервые. Pontocythere barbarica, наряду с тремя древними транзитными видами, переходит в вышележащие олигоценовые отложения кызылджарского горизонта (зона Cibicides almaensis). Кроме того, здесь впервые отмечены Cuneocythere marginata, Cytheretta michailovi и ряд других видов, типичных для олигоцена Восточного Паратетиса.

В Причерноморской впадине (скважина у совхоза Степное) переходным слоям по остракодам, по-видимому, соответствует местный размыв; здесь смена остракодовых ассоциаций более отчетлива. Количество древних транзитных видов в олигоценовом комплексе Cuneocytheridae marginata незначительно.

Не меньший интерес для вопроса о границе эоцена и олигоцена представляет регион Северного Устюрта и Северо-Западного Приаралья, где отложения этого возраста, насыщенные разнообразной бентосной фауной, выходят на поверхность и вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Остракоды присутствуют в чеганском горизонте, ащеайрыкской свите и соленовском горизонте.

Комплекс остракод чеганского горизонта в его нижней и верхней частях (чернышевская и туранглинская свиты в интерпретации Н.К. Овечкина [1962]) практически однороден, за исключением верхних слоев туранглинской свиты, рассматриваемых здесь как переходные слои. К ним относится пачка мощностью не более 10 м, почти с теми же видами остракод. Отличия невелики: отсутствуют виды родов Cytherelloidea и Clithrocytheridea; встречена Pontocythere barbarica, обычная для переходных слоев на горе Кызыл-Джар; появляются первые представители рода Rablimis. Границы переходного слоя улавливаются с большим трудом. В некоторых случаях это затруднено местным размывом на контакте туранглинской и ащеайрыкской свит. Детали внутреннего строения рода Rablimis свидетельствуют об изменении кислородного режима, а отсутствие теплолюбивого рода Cytherelloidea – о более холодных условиях конца туранглинского времени.

Смена комплексов остракод на границе туранглинского и ащейайрыкского времени выражена достаточно резко. Происходит существенное обеднение таксономического состава и сокращение количества представителей отдельных таксонов. По видовому составу ащеайрыкская ассоциация близка к остракодам кызылджарского горизонта и характеризуется тем же зональным видом – Cuneocythere marginata. Аналогичный комплекс остракод присутствует в узунбасской и куюлусской свитах Мангышлака и в нижнесарыбатырской подсвите Узбекистана.

Значительным событием второй половины раннего олигоцена было формирование в соленовское время остракодовых пластов, связанное с понижением солености бассейна и высокой соленостной толерантностью остракод. Остракоды в соленовском горизонте широко распространены в Причерноморье и Предкавказье, на Северо-Западном и Северо-Восточном Кавказе, в Волго-Донской области, на Северном Устюрте и в Юго-Западном Приаралье.Отличительная особенность комплекса – большая плотность популяций и относительно невысокая степень таксономического разнообразия, убывающая с запада на восток. Характерным видом является Disopontocypris oligocaenica.

Остановимся на общей характеристике перестройки остракодовых сообществ на рубеже эоцена и олигоцена в области Восточного Паратетиса.

До конца эоцена существовала фауна остракод, типичная для морских условий с нормальной соленостью.Здесь обитали представители 50 древних транзитных родов остракод, из которых 28 появились в позднем мелу или ранее, 21 род существовал с палеоцена или среднего эоцена. В самом конце эоцена появляется род Rablimis.

Продолжают существовать доныне 28 родов, 20 вымерли в неогене, 2 не известны позднее приабонского времени.

С началом формирования в олигоцене бассейна Восточного Паратетиса из этой области

исчезли представители 35 родов. Примечательно, что с сокращением количества родов состав семейств изменился мало. Исчезли только стеногалинные Bairdiidae, Macrocyprididae и морские Pontocyprididae.

Таким образом, основные изменения произошли на родовом и видовом уровнях. Процент транзитных видов не превышает 15. В олигоцене (пшехское время) продолжали существование 15 древних эврибионтных транзитных родов, которым сопутствовали новые роды Cuneocythere и Meganemicythere. Расселяются виды рода Rablimis, известные с самого конца эоцена и впоследствии занявшие значительное место в плиоценовой арктической фауне. Соленость пшехского бассейна, судя по родовому составу остракод, незначительно отклонялась от нормальной.

В соленовской ассоциации сочетались элементы унаследованной древней морской эврибионтной фауны (роды Cytheretta, Cytheropteron, Loxoconcha, Pterygocythereis, Haplocytheridea) и солоноватоводной, мигрировавшей из других областей или возникшей в новых условиях (роды Disopontocypris, Moenocypris, Eucytheridea). Продолжал существование род Rablimis, а также роды Cuneocythere, Cytheridea, Megahemicythere, появившиеся в Восточном Паратетисе в начале олигоцена. В Восточной подобласти в составе соленовской ассоциации присутствует род Cyprinotus континентального происхождения.

Остракоды Средиземноморской провинции изучены значительно меньше. Имеются только работа С.Л. Бубикян [1958] по Ереванскому бассейну и данные автора раздела по изучению разреза Ланджар [Андреева-Григорович и др., 1991]. В разрезе Ланджар (южный склон Малого Кавказа) установлено, что в отложениях приабонского яруса (исследовались образцы от верхней части зоны Globigerapsis semiinvoluta до верхов зоны Turborotalia centralis) присутствует небогатый комплекс остракод глубоководного типа, состоящий из космополитных эврибатиальных древнетранзитных родов, лишенных глазных устройств (роды Cytherella, Argilloecia, Dumontina, Trachyleberidea, Krithe, Xestoleberis). Наряду с ними имеются представители глубоководной группы – род Agrenocythere.

В олигоцене (зона Globigerina tapuriensis) не происходит резкой смены остракодовых ассоциаций. Исчезают виды рода Trachyleberidea, появляется Buntonia из семейства Buntoniidae, не известного за пределами Средиземноморской области. До кровли зоны Globigerina tapuriensis встречается так называемая "тотально слепая" фауна остракод.

Появление особей "зрячих" остракод (род Costa) отмечается в средней части зоны Globigerina sellii, что может свидетельствовать о некотором обмелении бассейна.

В континентальных отложениях палеогена остракоды пользуются значительно меньшим распространением. Таксономический состав лимнических остракод, включая таксоны родового уровня, на протяжении кайнозоя изменялся мало. Перестройка сообществ выражалась во временной миграции родов и смене видового состава.

Наиболее древние кайнозойские остракоды известны из Зайсанской впадины, где они изучались Е.С. Станкевич [1980]. Здесь пограничные отложения эоцена и олигоцена представлены турангинской и тузкабакской свитами, соответствующими по принятой схеме верхнему эоцену и нижнему олигоцену.

Наиболее разнообразный комплекс остракод характеризует нижнюю часть тузкабакской свиты (экозоны по моллюскам Parafossarulus (?) kustoides и Rectidens asiaticus). Он представлен 15 видами, принадлежащими родам Darwinula, Ilyocypris, Kassinina, Candoniella, Prionocypris, Eucypris, Clinocypris, Cyprinotus.

По сравнению с комплексом остракод подстилающей турангинской свиты он значительно обогащен, поскольку турангинский комплекс состоит из 6 видов, относящихся к родам Darwinula, Eucypris, Kassinina, Ilyocypris.

Такой же обедненный комплекс характеризует и верхнюю часть тузкабакской свиты (экозоны по моллюскам Sphaerium proscaidianum и Bithinia buranensis). Здесь присутствуют 6 видов из родов Kassinina, Ilyocypris, Candoniella, Eucypris.

Очевидно, время экозон Parafossarulus (?) kustodies и Rectidens asiaticus было наиболее благоприятным для обитания остракод. Однако при недостаточной изученности этой фауны трудно говорить о ее корреляционных возможностях, а также о причинах изменения комплексов.

В олигоцене с установлением континентального режима на значительной территории юга Северной Евразии лимнические комплексы ост-

ракод получили более широкое распространение. Они известны из Тургайского прогиба, Кызылкумов, Ферганы и Таджикской депрессии [Грамм, 1963; Мандельштам, 1959; Махкамов, 1980; Николаева, 1978а]. Отличительной чертой остракодовых сообществ олигоцена является массовое расселение рода Kassinina и видов группы Eucypris chelkarensis, а также развитие эврибионтной группы морского происхождения рода Hemicyprideis.

Морские брюхоногие моллюски из отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена на территории Европейской части бывшего СССР, Закаспия, Западной Сибири и Средней Азии

Изученность гастропод из осадков верхней части эоцена и олигоцена на обширной территории юга бывшего СССР подробно рассмотрена в исследованиях О.В.Амитрова [1985, 1993, 1994]. Поэтому ниже лишь перечисляются основные работы с описанием или списками гастропод из пограничных отложений эоцена и олигоцена различных регионов.

Верхи эоцена. Западная Сибирь: [Липман, Буртман, Хохлова, 1960]; Северное Приаралье и Тургайский прогиб: [Луковиh, 1924; Овечкин, 1954; Алексеев, 1963]; Северный Устюрт: [Ильина, 1953, 1955]; Фергана и Таджикская депрессия: [Макарова, Миронова, 1964; Салибаев, 1972]; Копетдаг: [Миронова, Сукачева, 1961 (списки)]; Днепровско-Донецкая впадина: [Клюшников, 1958]; Польские и Украинские Карпаты: [Krach, 1985]; Калининградская область: [Noetling, 1888]; Грузия – Ахалцихская депрессия: [Исаева, 1933; Кучулория, 1960; Татишвили, 1965]; Рача и Лечхуми: [Эпиташвили, 1966 (списки)]; Азербайджан – Талыш: [Багманов, 1963]; Нахичевань: [Багманов, 1966].

Низы олигоцена. Западная Сибирь: [А.И.Коробков, 1966 (списки)]; Северный Устюрт: [А.И.Коробков, 1962 (списки)]; Таджикская депрессия: [Салибаев, 1975]; Узбекистан: [А.И.Коробков, Макарова, 1964]; Мангышлак: [Баярунас, 1912; Ильина, 1960; Амитров, 1971]; Северный Кавказ: [И.А.Коробков, 1937]; Крым: [Пантюхина, 1967; Куличенко, 1968]; Причерноморская впадина: [Носовский, 1963 (списки); Селин, 1964]; Днепровско-Донецкая впадина: [Зосимович, 1981 (списки)]; Украинские Карпаты: [Максимов, 1987 (списки)]; Грузия – Ахалцихская депрессия: [Казахашвили, 1969]; Азербайджан – Кубатлинский район: [Ализаде, 1968]; Армения: [Асланян, 1970].

Отложения верхов эоцена и низов олигоцена наиболее полно охарактеризованы комплексами гастропод в Закаспии, и обзор удобно начать с этого региона.

Эоценовая чеганская свита содержит комплекс гастропод, довольно мало меняющийся на обширном пространстве Северного Устюрта, Северного Приаралья и Тургайского прогиба. В общей сложности в свите выявлено около 160 видов гастропод из 33 семейств. Комплекс нормально-морской. По семейственному составу он ближе всего к латдорфскому комплексу севера Германии, хотя несколько беднее – отчасти по вторичным причинам (в чеганской свите сохранность материала хуже, там отсутствуют формы хрупкой или с легко растворяющейся раковиной), отчасти по экологическим. Закаспийское море было немного холоднее североевропейского. Оба эти моря, особенно закаспийское, выглядят холодноводными по сравнению с другими эоценовыми бассейнами запада Евразии, но если сравнивать с современными морями, то по составу гастропод их можно считать субтропическими. По видовому составу чеганский комплекс наиболее близок к латдорфскому, хотя в нем есть несколько видов, общих с эоценом Англии и не известных в латдорфе Германии, а также формы неясного происхождения (к ним, в частности, относятся основные виды чеганских туррителлид). Важно отметить полное отсутствие средиземноморских элементов.

В нижнеолигоценовой ащеайрыкской свите Северного Устюрта известно 30 видов гастропод из 16 семейств. Комплекс нормально-морской, но в ряде местонахождений велика роль эвригалинных форм (потамидиды, нассарииды из группы "псевдокоминелл"), что свидетельствует о прибрежных условиях с неустойчивой, иногда

понижавшейся соленостью. По семейственно-родовому и по видовому составу ащеайрыкский комплекс гастропод близок к рюпельскому комплексу севера Европы (Бельгия, Нидерланды, Дания, Северная Германия). Как и в эоцене, нижнеолигоценовый закаспийский комплекс немного беднее и холодноводнее североевропейского рюпельского, но их различия несущественны по сравнению с наблюдаемым в обоих районах отличием нижнеолигоценового комплекса от верхнеэоценового. И тут, и там на рубеже эоцена и олигоцена происходит резкое обеднение из-за выпадения менее холодоустойчивых групп. В ащеайрыкской свите отсутствуют типичные для чегана семейства – туррителлиды, тибииды, мелонгениды, волютиды, кониды, а среди общих семейств выпадает целый ряд родов. Рюпельские комплексы Северной Европы и Закаспия, а также Крыма и Северного Кавказа – холодноводнее всех других, рассматриваемых в данном очерке, но для современных морей их можно было бы считать умеренно тепловодными или низкобореальными (к ним ближе всего, вероятно, фауна Ламанша и Бискайского залива).

В ряде других районов Закаспия комплексы гастропод беднее, чем на Северном Устюрте и в Приаралье (скорее всего, в связи с худшей сохранностью материала), но в целом сопоставимы с чеганским и ащеайрыкским.

В Западной Сибири верхнеэоценовая тавдинская свита содержит чеганские виды. Олигоцен в этом районе представлен в основном континентальными отложениями, но там известны и морские курганские слои с ащеайрыкскими видами.

В Средней Азии верхнеэоценовые комплексы (сумсарские и более древние слои Ферганы и Таджикской депрессии, большая часть торымбеурской свиты Копетдага и др.) тоже близки к чеганскому, а нижнеолигоценовые (верхи торымбеурской свиты, нижнесарыбатырская подсвита Кызылкумов и др.) похожи на ащеайрыкский и еще сильнее – на комплексы хадумского типа более западных районов. Неясен вопрос с комплексом гастропод из гиссаракских слоев Таджикистана, которые выделивший их Г.Х.Салибаев [1975] тоже отнес к рюпелю. Он описал из этих слоев всего 2 вида морских гастропод, один из которых –Turritella sp. Другие находки туррителлид в олигоцене Закаспия неизвестны.

В более западных районах (Мангышлак, Юго-Западный Устюрт, Ергени, Северный Кавказ, Крым) в карбонатных отложениях белоглинской свиты (верхний эоцен) очень редко встречаются остатки единичных видов гастропод. В покрывающих их терригенных глинистых отложениях низов олигоцена в этих районах развит более или менее единый хадумский комплекс. И по семейственному, и по видовому составу он мало отличается от ащеайрыкского, хотя несколько "мористее" и глубоководнее: в нем не были встречены эвригалинные потамидиды и нассарииды. Но в целом хадумский комплекс богаче ащеайрыкского (22 семейства против 16), вероятно, потому, что в отложениях некоторых районов (особенно в узунбасской свите Мангышлака) материал имеет очень хорошую сохранность, и там представлены семейства мелких гастропод, остатки которых не сохраняются на Северном Устюрте. Хадумский комплекс еще сильнее, чем ащеайрыкский, похож на комплекс рюпеля Северной Европы.

Комплекс моллюсков, уникальный по сохранности материала и по таксономическому разнообразию, известен в платформенной Украине, в верхнеэоценовых мандриковских слоях района Днепропетровска. Там найдено более 400 видов гастропод из 70 семейств. Те семейства, которые присутствуют в латдорфе и чегане, в значительной степени представлены в мандриковских слоях теми же видами. Однако на Украине развиты и более тепловодные группы, не встреченные в эоцене Закаспия и Северной Европы (например, семейства Neritopsidae и Hipponocidae, род Diastoma и др.). Мандриковский комплекс можно отнести к англо-парижскому типу, промежуточному между северным (латдорфско-чеганским) и южным (средиземноморским). В Днепропетровске были найдены даже несколько раковин стромбид (рода Canarium). Это семейство (в узком понимании) отсутствует и в эоцене Парижского бассейна, но характерно для Средиземноморья. Бассейн Украины был частью единой цепи бассейнов более или менее широтного направления, тянувшейся от севера Европы к Казахстану. Он оказался тепловоднее латдорфского и чеганского морей, вероятно, благодаря связям с южными морями.

Комплексы из отложений, относимых к рюпельскому ярусу, на Украине тоже выглядят более тепловодными, чем следовало бы из географического положения района. Казалось бы, и

здесь можно допустить существование дополнительных южных связей, но это вызывает сомнения, причем в большей степени для олигоцена, чем для эоцена. Южная часть платформенной Украины относилась к тому же бассейну, что и Крым, но в рюпеле Причерноморья (в никопольских слоях), наряду с типично хадумскими группами гастропод, указывались совершенно не характерные для хадума туррителлиды (правда, в виде единичных экземпляров), плевротомарииды, фиссуреллиды, волютиды, кониды. Может быть, в отдельных местах за рюпельские принимались эоценовые отложения или же в рюпеле встречались переотложенные эоценовые окаменелости.

Еще больше сомнений вызывают комплексы жуковецких и бишкинских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Они очень бедные, сохранность материала плохая. Но жуковецкий комплекс слишком напоминает обедненную Мандриковку (правда, в нем отсутствуют туррителлиды). Указывалось [Амитров, 1993, с. 153], что и в более молодых отложениях, наряду с хадумскими элементами, встречаются более тепловодные; но в той работе бишкинские слои рассматривались вместе с берекскими (по В.Ю.Зосимовичу – верхний олигоцен). Тепловодные формы отсутствуют в безусловно бишкинских слоях Артемовска и имеются в достоверно берекских у с.Сиваши. Возможно, что в Авдеевке, где особенно много тепловодных гастропод, обнажены не бишкинские, а берекские отложения. Трудно допустить, что в олигоцене на территории Северной Украины вообще не было моря: сходство фауны рюпеля Крыма, Закаспия и севера Европы вряд ли можно объяснить без признания прямой связи бассейнов через Днепровско-Донецкую и Припятскую впадины.

Из Беларуси и стран Балтии ни эоценовые, ни олигоценовые гастроподы не описывались. Лишь в верхнеэоценовой прусской свите Калининградской области издавна известна довольно бедная фауна (24 вида, 17 семейств), почти полностью состоящая из латдорфских видов.

В Украинских и Польских Карпатах с прошлого века комплексы моллюсков описывались из отдельных местонахождений. Мнения о возрасте менялись и лишь в последнее время уточнены по микроорганизмам. Сейчас к верхам эоцена относят фауну с. Конюша в Польше, а к рюпельскому ярусу – моллюски подроговикового горизонта с. Космач на р. Пистынька, г. Косова на р. Рыбница и др. Из верхнего эоцена указано примерно 85 видов из 34 семейств гастропод, а из нижнего олигоцена – 17 видов из 14 семейств. Столь резкая разница может оказаться преувеличенной. Вероятно, отдельные авторы описывали из Конюши одни и те же формы под разными названиями. Судя по опубликованным палеогеографическим картам, район Карпат в палеогене относился к бассейну, охватывавшему также Румынию и тесно связанному со Средиземным морем. Но малакофауна не выглядит особо тепловодной. Верхнеэоценовый комплекс Конюши по составу семейств мало отличается от латдорфского. Моллюски подроговикового горизонта – еще холодноводные, но все же тепловоднее рюпельских комплексов Бельгии, Дании, севера Германии и явно отличаются от хадумского комплекса Крыма и Закаспия присутствием туррителлид, волютид и конид.

В Грузии наиболее представительны моллюски Ахалцихской депрессии. Позднеэоценовая фауна (98 видов гастропод из 38 семейств; лучшее местонахождение – на р.Марда) весьма тепловодна, содержит такие теплолюбивые роды, как Velates и Diastoma, но в ней отсутствуют характерные для Средиземноморья стромбусы. В более северном районе Грузии (Рача – Лечхуми) в верхнеэоценовом комплексе нет ни диастом, ни велатесов. Если это не случайное следствие неполноты палеонтологической летописи, то свидетельство более низких температур воды. В рюпеле Ахалцихской депрессии известно 65 видов из 33 семейств морских гастропод. Наиболее теплолюбивый элемент – диастомы, но они там очень редки. Лучшее местонахождение (Каратубани) по составу гастропод напоминает некоторые местонахождения ащеайрыкской свиты Устюрта, в частности, присутствием потамидид и других эвригалинных групп, обычных для прибрежных участков с неустойчивой соленостью. В Каратубани отсутствуют туррителлы и крупные тепловодные ампуллиниды, но они встречаются в некоторых других местонахождениях рюпеля Ахалцихской депрессии. Похолодание на рубеже эоцена и олигоцена в этом районе по гастроподам прослеживается, но не так заметно, как в Закаспии и на севере Европы.

В Азербайджане верхнеэоценовый комплекс (57 видов из 27 семейств) описан из неслинской

свиты Талыша. Из тепловодных элементов в нем присутствуют Diastoma, Hipponix, крупные ампуллиниды. Отличительная черта этого комплекса – обилие колпачковидных форм из разных семейств. Рюпельская фауна известна из с. Мирляр Кубатлинского района (18 видов из 15 семейств). В ней тоже есть диастомы и крупные ампуллиниды, т. е. комплекс весьма тепловодный, особенно для олигоцена. Но все же оба указанных комплекса, как и ахалцихские, больше похожи на малакофауну Англии, Северной Франции, мандриковских слоев Украины, чем на средиземноморскую (Италия, Болгария и др.) и относятся не к южному, а к промежуточному типу.

К южному типу на территории бывшего СССР принадлежат моллюски парадашской свиты (средний эоцен) Нахичевани (76 видов гастропод из 27 семейств) и шорагбюрской свиты (нижний олигоцен) Армении (69 видов из 36 семейств). Их главное отличие – присутствие и значительная роль стромбусов. В этих районах гастроподы не свидетельствуют о похолодании на границе эоцена и олигоцена. Нужно заметить, что сохранность фауны в данных комплексах (особенно в эоценовых) посредственная, с чем связана их относительная бедность. Истинное разнообразие гастропод в тропических морях, вероятно, было гораздо большее. В Армении выше риндского горизонта следуют отложения зоны Variamussium fallax, в которых комплекс гастропод очень обеднен (15 видов из 13 семейств) и непредставителен.

Таким образом, судя по составу гастропод, похолодание на рубеже эоцена и олигоцена было сильным и быстрым в более северных бассейнах (по палеомагнитным и другим данным район Закаспия в палеогене находился примерно на одних широтах с Северной Европой) [Атлас ..., 1967], менее четким в промежуточном поясе и совсем не чувствовалось в Средиземноморье. Амплитуда различий в олигоцене возросла, а ширина климатических зон изменилась. Промежуточные комплексы моллюсков олигоцена по ряду признаков близки к северным эоценовым ценозам. Правда, и в олигоцене климат был, по-видимому, теплее современного.

Несмотря на трудности, связанные с неодинаковым количеством, сохранностью и изученностью материала, представляется, что граница эоцена и олигоцена характеризуется сменой состава морских гастропод. Для обширных территорий запада Евразии (включая и область палеогеновых морей на юге бывшего СССР) она является одним из самых четких и значимых рубежей кайнозоя.

Двустворчатые моллюски отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена Причерноморья, Крымско-Кавказской области, Закаспия и Средней Азии

В верхнеэоценовых отложениях моллюски встречаются крайне неравномерно. При богатстве первичных комплексов и редкости материала хорошей сохранности, изученность их еще явно недостаточна. Поэтому состав двустворчатых моллюсков удается восстановить лишь приблизительно и только в общих чертах наметить их изменение во времени.

Напротив, нижнеолигоценовые комплексы во всех основных регионах представлены хорошо, изучены и их история может быть восстановлена довольно детально.

Верхний эоцен

В глубоководных пелагических глинисто-известковистых фациях белоглинского бассейна моллюски не жили или не сохранились. Лишь в конце белоглинского времени, вероятно, в связи с обмелением бассейна, широкое развитие получило сообщество Propeamussium fallax. Состав его был хорошо выдержан для всего бассейна и включал, кроме доминантного вида, несколько видов Palliolum, Thyasira, Limatula cymba, Gonimyrtea schloenbachi и др. Этот комплекс прослежен в Крыму, Предкавказье [И.А.Коробков, 1937], Закавказье, на Северном Устюрте и в Южном Приаралье [И.А.Коробков, Макарова, 1964] и обитал на глубинах 100-200 м в условиях хорошей аэрации вод.

Несравненно более богатые мелководные сообщества, резко отличающиеся друг от друга, встречены в трех основных регионах: склоны Украинского щита, Закаспий и Закавказье.

В богатейшем мандриковском комплексе у г. Днепропетровска [Соколов, 1894, 1905; Клюшников, 1958; Стефанский, 1992; сборы О.В.Амитрова и автора раздела] двустворчатые моллюски представлены не менее чем 100 видами 60 родов 31 семейства. Среди них очень разнообразны тепловодные группы – арциды, люциниды, кардитиды, крассателлиды. Этот комплекс включал даже отдельные тропические элементы (Fimbria, Fragum).

В восточной части белоглинского бассейна (Закаспий) известно около 120 видов 67 родов 38 семейств двустворчатых моллюсков. Сборы и изученность этой группы значительно полнее, чем украинской и закавказской, так что эти данные примерно отражают реальное богатство обитавших моллюсков, исключая лишь мелкие тонкостенные формы, которые здесь не сохранились. Разнообразие тепловодных групп в Закаспии значительно ниже: мало люцинид, венерид, крассателлид, лимид, кардитиды представлены наиболее холодноводными родами – Scalaricardita и Cardites, отсутствуют обычные для эоценовых комплексов Arca, Tucetilla, Spondylus, Chama. Высока степень эндемизма – около 1/3 видов неизвестно за пределами Закаспия.

Наиболее представительной и хорошо изученной является чеганская фауна Северного Устюрта и Приаралья [Миронова и др., 1962; А.К.Алексеев, 1963; Меркин, 1974]. Проведенная ревизия их состава подтвердила выводы О.В.Амитрова [1993] об отсутствии существенных изменений моллюсков во времени в пределах чегана: верхние комплексы туранглинских слоев, относимых многими авторами к олигоцену, практически тождественны моллюскам из подстилающих отложений. Состав моллюсков тургайской части чеганского бассейна очень близок к приаральской, за исключением широкого распространения здесь моноспецифических сообществ, образованных видами разных родов. В одних случаях это Cultellus orientalis, в других – виды родов Callista, Cardites, Anomia, Modiolus и др.

В южной части закаспийского бассейна фауна также была близка к чеганской [Макарова, Миронова, 1964; Макарова, 1970; Салибаев, 1972], но включала некоторые более тепловодные элементы, состав которых обогащается вверх по разрезу – в сумсарское время впервые появились крупные люциниды, крассателлиды, Isognomon, Florimetis. Возможно, это было связано не с потеплением (что противоречило бы другим данным), а с изменением палеогеографических связей или обмелением бассейна. Очень характерны здесь были устричные банки, сформированные видами Cubitostrea plicata, Pycnodonte brongiarti в Копетдагской части бассейна и Amphidonta ferganense – в Ферганской.

В Закавказской области позднеэоценового водоема [Кучулория, 1960; Эпиташвили, 1966] состав двустворчатых моллюсков был наиболее богатым (не менее 170 видов, 77 родов, 36 семейств [Попов, Воронина, Гончарова, 1993]). При этом следует учитывать, что здесь редки местонахождения фауны хорошей сохранности, а многие группы требуют еще дополнительных сборов и ревизии. Поэтому истинное разнообразие фауны было значительно выше. Среди тепловодных групп очень разнообразны люциниды, кардитиды, крассателлиды. Богаче, чем на Украине, представлены кардииды, теллиниды, венериды. Общих видов с украинской частью бассейна лишь 25 (15%). По происхождению это фауна Тетиса, включавшая такие характерные тетические виды, как Glycymeris jacuoti, Trapezium alpinum, Pseudomiltha subargus и др. Составы моллюсков и доминанты, вероятно, существенно менялись во времени: во второй половине позднего эоцена наиболее тепловодные группы исчезли, начали преобладать виды родов, типичные для олигоценовых комплексов – Musculus, Thracia, Panopea и др.

Нижний олигоцен

На илистых и илисто-алевритовых грунтах раннемайкопского бассейна повсеместно широкое распространение получило сообщество с Palliolum simile, Yoldiella chadumica, Thyasira nysti, Pterolucina batalpaschinica и др. [И.А.Коробков, 1938]. Этот комплекс заместил позднебелоглинское сообщество с Propeamussium fallax. На песчаных грунтах (Крым, г. Кызыл-Джар) характерными были виды родов Astarte, Cyrtodaria, Scalaricardita, Pterolucina, Arctica [Мерклин, Гончарова, 1967]. В закавказской части бассейна при сходном составе моллюсков доминировали Glycymeris obovata, Nemocardium tenuisulcatum, Pecten arcuatus [Казахашвили, 1969; Попов, Воронина, Гончарова, 1993].

Во второй половине раннего олигоцена общий состав двустворчатых моллюсков оставался почти тем же, но сообщество с Palliolum simile стало редким, а широкое развитие (в связи с распространением более грубых фаций) получил комплекс с Arctica rotundata, Cardites kenderlensis, Pelecyora westendorpi, Pecten stettenensis, Nemocardium excomatulum. В северо-восточной (Устюртской) части бассейна, видимо, при нарушениях морского режима возникали массовые скопления видов эвригалинных родов – Sphenia, Lentidium, Ensis, Pygocardia.

В юго-восточной (Копетдагской) части водоема состав моллюсков был близок к обычному для северного побережья, но присутствовали отдельные виды, свойственные южной (закавказской) его области (Glycymeris obovata, Pecten cf. arcuatus).

В Закавказье состав моллюсков несколько отличался присутствием тепловодных (субтропических) родов: Atrina, Pecten s. s., Ctena, Europicardium.

В целом для раннеолигоценового бассейна характерно очень высокое единство как во времени, так и в пространстве. В результате проведенной ревизии здесь установлено 175 видов двустворок [Попов, Воронина, Гончарова, 1993]. Основу раннеолигоценовой фауны составили виды, перешедшие из эоцена (68) и вселившиеся из бассейнов Европы (50). В меньшей степени – эндемики Восточного Паратетиса (36), появившиеся во второй половине пшехского времени в Закаспии.

Изменение состава моллюсков на границе эоцена и олигоцена

Несмотря на значительное число эоценовых видов, продолжавших жить в олигоцене, перестройка фауны моллюсков на этой границе была очень резкой и существенной. Смена комплексов в непрерывных разрезах, где она может наблюдаться (в Предкавказье, Крыму, Южном Приаралье, Закавказье), практически точно совпадает с подошвой майкопской серии. Даже самые верхи белоглинской свиты – пачка с фосфатизированным мергелем – содержит комплекс моллюсков с Propeamussium fallax. Изменения фауны произошли очень резко, были весьма существенны и обусловлены, вероятно, двумя главными причинами: 1) вымиранием наиболее теплолюбивых групп; 2) полной перестройкой зоогеографической структуры фауны.

Если мелководная прибрежная эоценовая фауна рассматриваемой территории была резко дифференцирована на три зоохории высокого ранга (выше провинциального), то олигоценовая фауна всего Восточного Паратетиса обладала уже очень высокой общностью (единая провинция) лишь с небольшими различиями южного и северного побережий по степени тепловодности. Такие особенности в составе моллюсков, по-видимому, были неодинаковы в разных частях бассейна.

Эти изменения были очень резкими в Крымской, Предкавказской и Закаспийской частях бассейна. Пока нет никаких данных (возможно, из-за их неполноты), что здесь происходило обеднение фауны в течение позднего эоцена. Напротив, в Таджико-Ферганской части бассейна наблюдается даже ее обогащение. По моллюскам сумсарский регионярус заключает несомненно позднеэоценовую фауну (горизонты p и q, верхний горизонт r фауны не содержит). В Закавказье (Ахалцихе) изменение комплексов наблюдается в течение позднего эоцена. Последнее обстоятельство, вероятно, указывает на утрату или затруднение связи с Тетисом уже в первой половине позднего эоцена.

Интересно также отметить, что наиболее холодноводная (чеганская, позднеэоценовая) фауна в основном вымерла при такой реорганизации. Напротив, многие виды более глубоководного белоглинского комплекса с Propeamussium fallax позднее встречены в более тепловодных бассейнах в олигоцене (кишцельские глины) Венгрии [Baldi, 1986].

Двустворчатые моллюски отложений верхнего эоцена и олигоцена Таджикского региона

Проблема стратиграфических объемов верхнего эоцена и олигоцена и положение границы между эоценом и олигоценом в Таджикском и Ферганском регионах долгое время являлись дискуссионными и в литературе высказаны различные точки зрения. Исследования малакологических комплексов позволили определить верхнеэоценовый диапазон в Таджикском и Ферганском регионах в объеме таирсуйского (верхи тохарского = верхняя часть риштанского горизонта прежних региональных стратиграфических схем), кушанского и сумсарского горизонтов [Салибаев, 1987].

Среднеэоценовый возраст подстилающего ичкибулакского горизонта (низы тохарского = нижняя часть риштанского горизонта прежних схем) доказан анализом содержащихся в нем комплексов двустворчатых моллюсков и миоспор [Салибаев, 1974; Салибаев, Пулатова, 1993], позволяющих коррелировать соответствующие отложения с терменбесскими слоями и саксаульской свитой Западного Казахстана, аналогами кумского горизонта Кызылкумов и других сопредельных регионов.

На разных уровнях эоцена, в том числе и на породах сумсарского, кушанского и таирсуйского горизонтов, в обоих регионах со стратиграфическим перерывом залегает массагетская серия, низы которой в пределах Таджикского региона представлены гиссаракским и шурысайским горизонтами. Суммарный объем этих горизонтов соответствует кызылчинской свите [Салибаев, 1975]. В Ферганском регионе олигоценовая часть массагетской серии представлена кимской свитой [Салибаев, 1987].

Палинологические материалы позволили сделать вывод о проведении эоцен-олигоценового рубежа внутри сумсарского горизонта, а именно: между нижней и верхней его пачками [Салибаев, Пулатова, 1992]. Однако данные по малакологическим комплексам не совпадают с такими выводами, что, вероятно, связано с неоднозначной реакцией различных групп органического мира на изменения окружающей среды.

Для наглядности ниже приводится табл. 4, на которой показано вертикальное распространение двустворчатых моллюсков в позднеэоценовом–олигоценовом стратиграфическом диапазоне Таджикского региона. При составлении таблицы были учтены важнейшие проблемы – проведение границ между кушанским и сумсарским (санглакским) горизонтами, между нижней и верхней пачками последнего, а также между сумсарским и гиссаракским (в первой части называемого шурысайским) горизонтами.

Как видно из табл. 4, включающей 226 форм двустворчатых моллюсков с полными видовыми (подвидовыми) определениями, из таирсуйского горизонта установлено – 97, из кушанского – 162, из сумсарского – 95 (в том числе из нижней пачки – 89, а из верхней – 31) и из гиссаракского – 32 вида (подвида).

Анализ вертикального распространения видов показывает чрезвычайно большую общность комплексов таирсуйского и сумсарского горизонтов, в пределах которых зафиксировано 208 из них, в том числе 67, свойственных всему этому диапазону. Обращает на себя внимание тот факт, что из нижележащих горизонтов таджикского палеогена сюда проникает 65 видов, в то время как в лежащий выше гиссаракский горизонт переходит только 5. Только для таирсуйского, кушанского и сумсарского горизонтов характерными являются представители 141 вида. Руководящими для первого являются – 13, для второго – 50, для третьего – 13. Тем не менее, все эти комплексы тесно взаимосвязаны. Исключив приходящие снизу (из акджарского–ичкибулакского стратиграфического диапазона) и переходящие вверх (гиссаракский горизонт) элементы, можем констатировать факт общности комплексов двустворчатых моллюсков по диапазонам:

таирсуйский – кушанский горизонты 14 общих видов;
таирсуйский горизонт – нижняя пачка сумсарского горизонта 18 общих видов;
таирсуйский горизонт – верхняя пачка сумсарского горизонта 9 общих видов;
кушанский горизонт – нижняя пачка сумсарского горизонта 17 общих видов;
кушанский горизонт – верхняя пачка сумсарского горизонта 6 общих видов.

На этом фоне переход к гиссаракскому комплексу оказывается более резким: из 32 видов (подвидов), свойственных данному горизонту, 27 являются типичными только для него и лишь 5

Таблица 4. Ассоциации двустворчатых моллюсков в верхнеэоценовых и олигоценовых отложениях Таджикского региона

ОПРЕДЕЛЕНИЯ	ak-ic	ts	ks	sm_1	sm_2	hs
1	2	3	4	5	6	7
Glycymeris aralensis (Roman)	├──┼	┼──┤				
Liostrea makarovae Salibaev	├──┼	┼──┤				
Crassatella lamellosa longa						
Salib.sp.n.	├──┼	┼──┤				
Panopea tadjikistanica curta						
Kachan.	├──┼	┼──┤				
Lucina sulcata (Lamarck)	├──┼	┼──┤				
Taras bidens (Deshayes)	├──┼	┼──┤				
Tellina erycinoides Deshayes	├──┼	┼──┤				
Gari effusus (Lamarck)	├──┼	┼──┤				
G.rude Lamarck	├──┼	┼──┤				
Corbula kachanovae Salibaev	├──┼	┼──┤				
Nucula praelongata Wood	├──┼	– ┼	┼──┤			
Nuculana galeottiana (Nyst)	├──┼	– ┼	├──┤			
Musculus elegans (Sowerby)	├──┼	┼──┤	├──┤			
Cubitostrea plicata cubitus (Desh.)	├──┼	– ┼	├──┤			
Chlamys biarritzensis Archiac	├──┼	– ┼	├──┤			
C.turanglicus Mironova	├──┼	– ┼	├──┤			
C.turgaicus Vialov	├──┼	– ┼	├──┤			
Thracia sulcata Sowerby	├──┼	– ┼	├──┤			
Crassatella lamellosa Lamk.	├──┼	┼──┤	├──┤			
C.propingua Watelet	├──┼	┼──┤	├──┤			
C.raricostata Alexeev	├──┼	┼──┤	├──┤			
Panopea corrugata Dixon	├──┼	– ┼	├──┤			
P.intermedia (Sowerby)	├──┼	┼──┤	├──┤			
Thyasira goodhalli (Sowerby)	├──┼	– ┼	├──┤			
T.ignota (Korbk.)	├──┼	– ┼	├──┤			
T.tuguzkenica Merklin	├──┼	– ┼	├──┤			
T.vara (Korbk)	├──┼	– ┼	├──┤			
Lucinoma turgaica Yarkin	├──┼	– ┼	├──┤			
Tellina elegans Deshayes	├──┼	– ┼	├──┤			
T.rhomboidalis Edwards	├──┼	┼──┤	├──┤			
Meiocardia thrapecoides Sal.	├──┼	┼──┤	├──┤			
Pitar heberti (Deshayes)	├──┼	┼──┤	├──┤			
P.subericinoides gandehinensis Bus.	├──┼	┼──┤	├──┤			

Примечание. ak-ic – диапазон от акджарского до ичкибулакского горизонтов; ts – таирсуйский горизонт; ks – кушанский горизонт; sm_1 – нижняя пачка сумсарского горизонта; sm_2 – верхняя пачка сумсарского горизонта; hs – гиссаракский горизонт. Двойная штриховая линия – уровни принципиального изменения фауны моллюсков.

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Cordiopsis aruktanensis Busur.	─	─	─			
C.gundarensis Salibaev	─	─	─			
Corbula istimtauensis Salib.	─	–	─			
Nuculoma praelonga (Wood)	─	–	─	─		
Cubitostrea plicata plicata (Sol.)	─	─	─	─		
Lentipecten corneus (Sowerby)	─	─	─	─		
Chlamys sokhiensis Korbk.	─	─	─	─		
Crassatella deshayesiana Nyst	─	─	─	─		
C.desmaresti Deshayes	─	─	─	─		
C.soluni Salibaev	─	–	─	─		
C.sumsarica Makarova	─	–	─	─		
Miltha menardi (Deshayes)	─	─	─	─		
Tellina praepostera Koenen	─	─	─	─		
Gari binotata (Koenen)	─	─	─	─		
Pitar subericinoides subericinoides (Deshayes)	─	─	─	─		
Cordiopsis laulensis (Belenkaja)	─	–	─	─		
Corbula pixidicula (Deshayes)	─	─	─	─		
Modiolus semilaevigatus Desh.	─	–	─	─	─	
Musculus bernayi (Deshayes)	─	─	─	─	─	
Arca biangula Lamarck	─	–	–	─	─	
Ponopea gastaldi Michelott	─	─	─	─	─	
P.heberti Bosguet	─	─	─	─	─	
P.oppenheimi Korbk	─	─	─	─	─	
Gari fischeri (Heb.et.Ren.)	─	─	─	─	─	
Cordiopsis tenuis Alexeev	─	─	─	─	─	
Corbula conglobata Koenen	─	─	─	─	─	
C.ficus Solander	─	─	─	─	─	
C.rischtaniensis Ivanova	─	─	─	─	─	
Mactra compressa Deshayes	─	–	─	─	─	
Nuculana gracilis (Deshayes)	─	–	–	– –	– –	─
Cordiopsis akssuensis (Kachanova)	─	─	─	─	─	─
C.incrassata (Sowerby)	─	─	─	─	─	─
Yoldia wakhschica Salib.sp.nov.	─	─				
Barbatia jekaterinoslavica(Sokol.)	─	─				
Platygena asiatica (Romanovsky)	─	─				
Chlamys foediaurita Korbk.	─	─				
C.mulokonensis Salibaev sp.nov.	─	─				
Crassatella linguloides Salibaev	─	─				
Thyasira chingoica Salibaev	─	─				
Lucina striatina Deshayes	─	─				
Cardita hortensis (Vin.de Rojeny)	─	─				

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Taras darvasicus Salibaev		├──	─┤			
Meiocardia aralica Mironova		├──	─┤			
Cordiopsis darvasensis Salibaev		├──	─┤			
C.ovoides Salibaev sp.nov.		├──	─┤			
Nuculana wakhschica Salibaev		├──	──┤			
Cubitostrea plicata aralensis		├──	──┤			
(Vialov)		├──	──┤			
Crassatella darvasica Salibaev		├──	──┤			
C.fuchsi Slodkevitch		├──	──┤			
Cyrtodaria korobkovi Busurukov		├──	──┤			
Venericardia lukovichi Ruchin		├──	──┤			
Laevicardium aralensis (Abich)		├──	──┤			
Nemocardium turkmenicum Salib.						
sp.n.		├──	──┤			
Arctica alexeevi (Ovetschkin)		├──	──┤			
A.ferganensis (Liverovskaja)		├──	──┤			
Aralocardia gigantaea (Ovetschkin)		├──	──┤			
Miocardiopsis tadzhikistanensis		├──	──┤			
Salib.		├──	──┤			
Sunetta darvasica Salibaev		├──	──┤			
Cardiopsis kuschnari (Mirkamalova)		├──	──┤			
Nuculana crispata (Koenen)		├──	──┤	──┤		
Yoldiella vialovi Salibaev		├──	──┤	──┤		
Pecten subitus Korbk		├──	──┤	──┤		
Thracia asiatica Alexeev		├──	──┤	──┤		
Crassatella aksaraiensis Ivanova		├──	──┤	──┤		
C.khanabadensis Ivanova		├──	──┤	──┤		
C.ovetschkini Salibaev		├ –	──┤	──┤		
Nemocardium cingulatum (Goldfuss)		├──	──┤	──┤		
N.rasmislovae Ilyina		├──	──┤	──┤		
Abra brevis (Bosquet)		├──	──┤	──┤		
A.protensa (Koenen)		├──	──┤	──┤		
A.ustjurtensis (Ilyina)		├──	──┤	──┤		
Miocardiopsis vialovi Salibaev		├──	──┤	──┤		
Pitar delata (Koenen)		├──	──┤	──┤		
P.divergens (Koenen)		├──	──┤	──┤		
P.latilamella (Lukovitch)		├──	──┤	──┤		
Corbula henckeliusiana Nyst		├──	──┤	──┤		
Pholadomya coralliophagoides						
coralliophagoides Salibaev		├──	──┤	──┤	──┤	
Panopea allonsensis (Boussac)		├──	──┤	──┤	──┤	
P.babkovi Busurukov		├──	──┤	──┤	──┤	

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Tellina lamarcki (Deshayes)						
Gari ferganica Makarova						
G.sumsarica Makarova						
Miocardiopsis chonioides (Cossm.)						
Cultellus babkovi Salibaev						
Solen ovetschkini Salibaev						
Nucula aralensis Lukovitch						
Saturnia kafirniganica Salibaev						
Nucula ferganensis Ivanova						
N.studeri Archiac						
N.turgaica Mironova						
Nuculana cuspidariaformis Salib. sp.nov.						
N.elata (Koenen)						
Pinna lebedevi Alexeev						
Modiolus aruktajuensis Ivanova						
M.termenbesica Mironova						
Arcomytilus falcatus (Koenen)						
Pycnodonte queteleti (Nyst)						
Tianschanrostrea tianschanensis (Romanowsky)						
Chlamys kopetdagensis Salib.sp.n.						
Pecten cf.arcuatus Brocchi						
Thracia scabra Koenen						
Pholadomya alata Koenen						
P.michailovskii Lukovitch						
P.ornata Alexeev						
Astarte pygmaea Munster						
Crassatella aruktaruensis Ivanova						
C.darvasica gundarensis Salibaev						
C.dasmalica Salibaev						
C.elliptica Vialov						
Panopea menardi Deshayes						
Lucina gracilis Nyst						
Venericardia akhmedovi Salibaev						
V.astieri (Orbigny)						
V.basiniformis (Oppenheim)						
V.dunckeri Koenen						
V.swadzhani Salibaev						
Nemocardium ferganicum Salib.sp.n.						
T.gandjinaica Busurukov						
Aralocardia abichiana (Rom.)						

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
A.eichwaldiana (Roman.)						
A.mica (Ovetschkin)						
A.proboscidea Vialov						
A.turkomanica Vialov						
Pitar transcaspica Salibaev						
Corbula udovitchenko Salib.sp.n.						
Cardilia michelini asiana Korbk.						
Cuspidaria vaschanica Salibaev						
Saturnia obtusa (Fokina)						
Nucula gandzhinaica Salibaev						
Nuculana nana (Koenen)						
N.raricostata (Ivanova)						
N.tadzhikistanica Salibaev						
Yoldia khanabadensis (Ivanova)						
Chlamys dichaticosta Korbk						
C.incelebrata Korbk						
C.necopinata Korbk						
C.sumsarica Vialov						
C.zimistanensis Korbk						
Pecten dividicosta Korbk						
P.karadarjense Korbk						
Tellina elliptica Koenen						
T.pastakanica Salibaev sp.nov.						
Gari busurukovi Salibaev						
G.mironovae Salibaev						
Corbula aulacophora Nyst						
Nuculana baldjuanensis Salibaev						
Panopea woodwardi Koenen						
Tellina schurabica Makarova						
Gari kachanovae Salibaev						
Gari subthracieformis Salib.sp.n.						
Mactra darvasica Salibaev						
Cordiopsis kassanensis (Roman.)						
Saturnia parcharica Salibaev						
Ferganea sacculus (Vialov)						
F.sewerzowi (Romanowsky)						
Neogyra ferganensis (Roman.)						
N.ispharensis Salibaev						
Cymbulostrea pygmaea (Vialov)						
Pecten tutaksaicus Makarova						
Sportella macromya Deshayes						

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Tellina explanata Koenen				├──┤		
Gari lucinoides Salibaev sp.nov.				├──┤		
Cuspidaria elegans Salibaev				├──┤		
Barbutia (?) korobkovi (Salibaev)					├──┤	
B.(?) nurekensis Salibaev					├──┤	
Nucula gazdaganensis Salib.						├──
N.kalmikensis Liverovskaja						├──
N.schurgasanica Salibaev						├──
Nuculoma laeviguta (Sowerby)						├──
Nuculana deshayesiana (Sandberger)						├──
Isognomon babkovi (Salibaev)						├──
Mytilus busurukovi Salibaev						├──
Arcomytilus hissarensis Salibaev						├──
Glycymeris hissarensis Salibaev						├──
Pholadomya coralliophagoides schur-						
gasa nica Salibaev						├──
Cyrtodaria angusta Philippi						├──
C.angusta insperata Merklin						├──
Lucina tenuistriata Hebert						├──
Cerastoderma arcaensis (Belenkaja)						├──
C.kisylcumensis (Mirkamalova)						├──
Taras cf.fragilis (A.Braun)						├──
Tellina intexta Beyrich						├──
T.nystii Deshayes						├──
T.postera Koenen						├──
T.turkmenica Salibaev sp.nov.						├──
Pitar baisunica (Varenz.-Man.)						├──
P.bosgueti (Koenen)						├──
Cordiopsis fragilis (Sandberger)						├──
C.globularis (Sandberger)						├──
Corbula sokolovi (Karlov)						├──
C.vialovi Salibaev						├──
Lentidium georgianum (Zotova)						├──

видов являются общими с таксонами более древних комплексов.

Не вдаваясь в детальный анализ возрастного распространения широко распространенных видов, чему были посвящены многочисленные публикации [Салибаев, 1972, 1974, 1975, 1987 и др.], можно констатировать, что по малакологическим данным наиболее важным возрастным рубежом является граница между сумсарским (санглакским) и гиссаракским горизонтами.

Отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена востока России характеризуются многочисленными, четко диагностируемыми моллюсками, весьма сходными на всем протяжении от Северного Хонсю (Япония) до Корякии.

Отечественные биостратиграфы 30–50-х годов [Слодкевич, 1938; Л.В.Криштофович, Ильина, 1954] пытались показать близость дальневосточных третичных моллюсков с американскими, ориентируясь на американские работы, но исследования И.Макиямы [Makiyama, 1934] и Х.Такеда [Takeda, 1953] обнаружили очень большое сходство моллюсков Северной Японии и Сахалина. Дальнейшие исследования полностью подтвердили этот вывод: сходство моллюсков Дальнего Востока с американскими находится на родовом. а чаще на семейственном уровне, тогда как сходство с северояпонскими – на видовом. Даже на самом севере распространения отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена (Северная Камчатка) обнаруживается большая близость к японским моллюскам и весьма отдаленное сходство с американскими. Вероятно, и аляскинские моллюски этого интервала имеют большее сходство с таковыми Японии, чем Калифорнии, как впервые указал С.Канно [Kanno, 1971].

Исследования японских микропалеонтологов [Asano, 1957] и стратиграфов [Saito, 1960] позволили установить возраст формации Поронаи угольного поля Исикари на о-ве Хоккайдо как поздний эоцен, а формаций Момидзияма (Исикари) и Таппу (угольное поле Румои) на о-ве Хоккайдо и формации Асагай угольного поля Дзебан Северного Хонсю как ранний олигоцен. Эти датировки, принятые на Петропавловском совещании 1974 года, по мнению автора раздела, являются наиболее обоснованными.

Моллюски верхнего эоцена и олигоцена описаны в многочисленных работах, ниже приводится далеко не полный список наиболее важных из них.

Северная Япония (Хоккайдо, Северный Хонсю). Обобщающие работы: Х.Такеда [Takeda, 1953] – формация Поронаи Хоккайдо и Южного Сахалина; К.Ояма, А.Мидзуно, Т.Сакамото [Oyama et al., 1960] – палеогеновые моллюски Японии; И.Макияма [Makiama, 1934], Х.Хираяма [Hirayama, 1955], Д.Камада [Kamada, 1962] – формация Асагай Северо-Восточного Хонсю; С.Канно, Х.Огава [Kanno, Ogava, 1964] – формация Таппу угольного поля Румои, Хоккайдо; К.Масуда и Н.Нода [Masuda, Noda, 1976] – список третичных видов моллюсков Японии. Из специализированных работ, посвященных отдельным группам моллюсков, следует отметить работы С.Уодзуми [Uozumi, 1957] по нукулоидеям; Н.Нода [Noda, 1966, 1975] – по арцидам и букцинидам; К.Ида [Ida, 1952] и Т.Котака [Kotaka, 1959] – по туррителлидам; К.Масуда [Masuda, 1962] – по пектинидам; Т.Фудзи [Fujie, 1957] – по миидам.

Восток России. В 30–60-х годах изучение кайнозойских моллюсков производилось сотрудниками ВНИГРИ – В.С.Слодкевичем [1938], основоположником изучения кайнозойских моллюсков Востока России, А.П.Ильиной [1939], Л.В.Криштофович [1947, 1964], Л.В.Криштофович и А.П.Ильиной [1954]. Работы касались всей территории распространения дальневосточного кайнозоя. С 60-х годов исследования были приурочены уже к отдельным регионам: Сахалин – работы Л.В.Криштофович [1964], Л.С.Жидковой и И.Н.Кузиной [1961], В.О.Савицкого [1973], М.А.Захаровой и Г.Н.Шереметьевой [1977], А.Я.Ильева и др. [1977] и находящиеся в фондах ВНИГРИ и ПГО "Сахалингеология" результаты исследований Г.Ф.Лаутеншлегера, И.Н.Кузиной, В.О.Савицкого.

Камчатка. С 60-х годов это в основном работы сотрудников ГИН РАН – Ю.Б.Гладенкова [1972], Гладенкова и др. [1988, 1989], В.Н.Синельниковой [Атлас ..., 1984; Эоцен ..., 1991], А.Э.Олейника [Атлас ..., 1984] по Западной Камчатке, о-ву Карагинский, Ильпинскому полуострову, Восточной Корякии, а также сотрудников ВНИГРИ – И.Г.Прониной [1968] по п-ову Ильпинский и Восточной Камчатке, СВКНИИ – А.Д.Девятиловой и В.И.Волобуевой [1981], В.И.Волобуевой и Л.Л.Красного [1979] по Корякии, ПГО "Камчатгеология" – В.М.Гладиковой (фонды ПГО по Западной и Центральной Камчатке).

С 60-х годов начинают развиваться исследования и по систематике отдельных групп моллюсков – это работы В.С.Слодкевича [1967] по ацилям, В.О.Савицкого [1969] – по нукуланидам,

С.В.Попова [1983] – по кардитидам, А.И.Кафанова и С.В.Попова [1977] – по кардиидам, А.И.Кафанова и В.О.Савицкого [1982, 1983] – по двустворчатым моллюскам и Л.А.Титовой [Titova, 1993] – по нептуниидам (брюхоногие моллюски).

Верхний эоцен

Сахалин. Наиболее четко позднеэоценовый комплекс моллюсков представлен в такарадайской свите Южного Сахалина (шебунинский горизонт), полностью аналогичный поронайскому Хоккайдо. Наиболее характерны нукулоидеи – Acila sachalinensis L.Krisht., Yoldia (Tepidoleda) sobrina Takeda, Portlandella watasei Kaneh., Neilonella poronaica Yok., крупные кардииды – Pratulum ezoense Takeda, кардитиды – Cyclocardia expansa Takeda, митилиды – Mytilus littoralis Slod. среди двустворчатых и крупные букциниды – Ancistrolepis modestoides Takeda, Trominina dispar Takeda, Turcicula sachalinensis Takeda среди брюхоногих моллюсков. Севернее, в Углегорском районе, этот комплекс, хотя и не такой богатый, характеризует аральскую свиту, для которой типичны прослои устричника из Pycnodonte pervulgata L.Krisht. Вероятно, к этому интервалу относятся и пока еще плохо исследованные моллюски верхней части нижнедуйской свиты Александровского района. К северу от Александровска и на Восточном Сахалине моллюски в верхнем эоцене неизвестны.

Камчатка. Позднеэоценовые моллюски, сходные с поронайско-такарадайскими, развиты в ковачинской свите Западной Камчатки – 46 видов, по данным Ю.Б.Гладенкова и др. [Эоцен ..., 1991]. Севернее они встречены на побережье Пенжинской губы (оммайская свита мыса Академического). По восточному побережью Камчатки моллюски характеризуют ковачинскую свиту в районе Оссора-Карага, встречаются на восточном побережье о-ва Карагинский и в ковачинской (лапареламской) свите полуострова Ильпинский. Наиболее типичные представители ковачинского комплекса: нукулоидеи – Acila kovatschensis L.Krisht., Portlandella watasei Kaneh., митилиды – Mytilus littoralis Slod., Modiolus restorationensis Van Wincle, лимиды – Acesta someshomai Oyama et Mizuno, пектиниды – Variamussium pillarense Slod. – диагностический вид этого интервала на Камчатке. Из брюхоногих моллюсков обычны туррителлиды – Hotaiella poronaica Takeda, букциниды – Trominina dispar Takeda, мурициды – Latiaxis vinjukovi L.Krisht. Этот же комплекс, хотя и менее богатый, встречен в баклановской свите о-ва Беринга и в пределах Корякии – в ликланской свите Пенжинской впадины (бассейн рек Пенжина, Малый и Круглый Майн), в быстрореченской и ольховской свитах Восточной Корякии (бассейн р. Хатырка).

Нижний олигоцен

Сахалин. На Южном Сахалине моллюски, полностью аналогичные асагайским Северной Японии, содержатся в аракайской свите, что впервые установлено Л.В.Криштофович [1964]. Позднее моллюски аракайской свиты детально изучены В.О.Савицким. Характерным является разнообразие нукулоидей – Acila brevis Nagao et Huzioka, A. sinnaensis L.Krisht. Многочисленны иольдиины, среди которых В.О.Савицкий выделил несколько новых подродов – крупные Yoldia laudabilis Yok., Y. longissima Slod., Portlandella nitida Slod., ребристые иолдии – Yoldia (Sachalinella) yabei Yok., Y. (Praesachalinella) nairoensis Evseev. Массовым распространением пользуются кардииды – Clinocardium asagaiense Mak. Очень характерны для этого интервала разреза крупные кардииды – Profulvia harrimani Dall, крупные тиазиры – Concocele smekhovi Kogan и перипломы – Periploma (Aelga) besshoensis Yok., своеобразные четырехугольные модиолы – Modiolus solea Slod. Среди брюхоногих моллюсков обычны крупные букциниды – Neptunea oltispirata Nagao, Trominina japonica Takeda, Molopophorus watanabei Otuka и своеобразные трохиды – Turcicula (Gimbis) sachalinensis Takeda.

Этот набор родов и видов выдерживается на значительном расстоянии, позволяя четко устанавливать нижнеолигоценовые отложения. Севернее, от Бошняково до Александровска он встречен в геннойшинской свите (свита Нисисакутан), что впервые установлено В.О.Савицким [1973], а ранее традиционно сопоставлялось с такарадайской свитой Южного Сахалина. По восточному склону Западно-Сахалинских гор

асагайский комплекс моллюсков приурочен к гастелловской свите в ее типовом выражении (от р. Лесная до пос. Гастелло). К нижнему олигоцену относят и моллюски мачигарской свиты п-ова Шмидта, найденные еще Н.Н.Тихоновичем [1914], но, по мнению автора очерка, при некотором внешнем сходстве мачигарский комплекс моллюсков является более молодым, раннемиоценовым.

Камчатка, Корякия. На Западной Камчатке асагайско-аракайский комплекс встречен в аманинской и гакхинской свитах, где присутствуют иольдии – Yoldia longissima Slod., Y. (Praesachalinella) biremis Uozumi, Portlandella nitida Slod., тиазиры – Thyasira smekhovi Kogan, перипломы – Periploma besshoensis Yok. Этот комплекс прослеживается на восточном побережье Камчатки (район Оссоры-Караги) и западном побережье о-ва Карагинский (ильхатунская свита, свита песчаников с Periploma besshoensis Yok.).

Наиболее представителен и разнообразен нижнеолигоценовый комплекс моллюсков в Олюторской зоне Корякии на п-ове Ильпинский – алугинская свита. Он содержит до 50 видов, полностью аналогичных асагайско-аракайским моллюскам, несмотря на расстояние в несколько тысяч километров.

Так же хорошо выражен раннеолигоценовый комплекс и на Северной Камчатке – ратэгинская свита бухты Подкагерная, – содержащий асагайско-аракайские иольдии – Yoldia longissima Slod., Portlandella nitida Slod., ацили – Acila gettysburgensis Reog., модиолы – Modiolus solea Slod., кардииды – Profulvis harrimani Dall и гастроподы – Trominina japonica Takeda, Turcicula sachalinensis Takeda.

В Восточной Корякии (бассейн р. Хатырка, к западу от ее меридионального течения) не очень представительным по сохранности и количеству видов (27 видов) нижнеолигоценовым комплексом моллюсков охарактеризована мощная маллэнская свита . Присутствие Yoldia laudabilis Yok., Y. (Praesachalinella) biremis Uozumi, Neptunea ezoana Takeda позволяет отнести ее к этому интервалу. Восточнее р. Хатырка возрастным аналогом маллэнской свиты считается ионайская свита, содержащая всего 12 видов моллюсков, но среди них присутствует Acilana tokunagai Yok., указывающая на более молодой, вероятно, позднеолигоценовый возраст.

Эоцен-олигоценовая герпетофауна бывшего СССР

Ископаемые остатки амфибий и рептилий из палеогеновых отложений бывшего СССР изучены весьма неравномерно. Относительно полно исследованы черепахи и, отчасти, крокодилы, тогда как хвостатые и бесхвостые амфибии, ящерицы и змеи остаются слабо изученными. В настоящей главе использованы, в основном, данные из каталогов и специальных обзоров [Хозацкий, 1975; Кузнецов, 1978; Ефимов, 1982, 1984; Чхиквадзе, 1973, 1983, 1984 а; Зерова, Чхиквадзе, 1984], что позволило значительно сократить список цитированной литературы.

Материалы излагаются в стратиграфической последовательности; данные по Зайсанской котловине выделены особо, так как они имеют первостепенное значение для решения вопросов, связанных с проблемой границы между эоценом и олигоценом. Только в этом регионе удается проследить последовательную и непрерывную историю развития герпетофауны для эоцен-олигоценового отрезка времени – другие регионы бывшего СССР не сопоставимы с Зайсаном из-за скудости или полного отсутствия информации. Стратиграфическое деление палеогеновых континентальных отложений Зайсана приведено по схеме Б.А.Борисова [1983].

Сведения о палеоценовой герпетофауне в бывшем СССР появились лишь недавно. Они имеют важное значение для познания истории становления эоцен-олигоценовых фаун. Известно пока одно местонахождение – Джилге в Чимкентской области Казахстана, которое датируется поздним палеоценом (тенет). Отсюда описаны позвонки древних морских змей Vialovophis zhylan семейства Nigeropheidae, остатки крокодилов, морских черепах, близких к роду Puppigerus, а также Emydidae, Trionychidae Platysternidae и, возможно, Adocidae [Несов, Удовиченко, 1984; Несов, Чхиквадзе, 1987].

Эоцен

Украина, Кавказ, Поволжье. Из Вышгорода на Украине, скорее всего из верхнего эоцена, происходит находка черепахи Puppigerus sp. На Северном Кавказе известно два палеогеновых, по-видимому, эоценовых, местонахождения с морскими черепахами: Абадзехская и Отрадная [Чхиквадзе, 1983]. Остатки морских черепах обнаружены в палеогене Среднего Поволжья [Хозацкий, 1975], вероятно, также эоценового возраста.

Камчатка, Дальний Восток. Остатки морской черепахи, по-видимому, рода Puppigerus, происходят из местонахождения Геткилнин на Камчатке (палеоцен (?)–эоцен, камчикская свита). В местонахождении Артем (Дальний Восток, верхний эоцен и/или нижний олигоцен, угловская свита) установлены остатки пресноводной черепахи типа Echmatemys-Geiselemys [Хозацкий, 1975; Чхиквадзе, Ясаманов, 1981].

Средняя Азия. В Фергане известно одно местонахождение Андарак-2 (средний эоцен, алайский ярус) с богатой герпетофауной: морская черепаха семейства Cheloniidae, крупная сухопутная черепаха Ergilemys vialovi, фрагменты челюстей крупных ящериц двух типов и позвонок, условно отнесенный к роду Varanus. Змеи представлены Palaeopheidae, Boidae и ?Aniliidae, а крокодилы – своеобразным аллигатором Ferganosuchus planus. Кроме того, найдены удлиненные амфицельные позвонки какого-то хвостатого земноводного.

В Туркмении из местонахождения Уйля-Кушлюк (нижний эоцен, средняя часть данатинской свиты) происходят многочисленные остатки древних морских змей Archaeophis turkmenicus семейства Palaeopheidae [Татаринов, 1963; Rage, 1984].

Казахстан (кроме Зайсанской впадины). Известно два местонахождения: Чинжалы в Южном Прибалхашье (средний эоцен, колпаковская свита) и Коктурнак на Устюрте (верхи среднего эоцена). Из последнего указаны остатки морских черепах [Хозацкий, 1975]. Что же касается Чинжалы, то отсюда известны пресноводные черепахи "Plastomenus" sp., Echmatomys chingaliensis и Grayemys amoenus [Кузнецов, Чхиквадзе, 1974], а также челюсти ящериц с акродонтными зубами. Ранее эти ящерицы относились к хамелеонам. но отличаются гомодонтностью [Представители семейства Chamaeleonidae, так же как и Agamidae, характеризуются акродонтными зубами, Estes, 1983].

Зайсанская впадина. Ископаемые остатки амфибий и рептилий здесь известны из различных уровней эоцена.

Ранний эоцен (чакпактасская свита), местонахождение Можжевельник-2. Черепахи представлены мелким видом трионикса, близкого к "Plastomenus" mlynarskii, и не определенной до рода пресноводной черепахой семейства Emydidae. Из этого и других уровней чакпактасской свиты на Калмакпае происходят изолированные зубы, остеодермы и позвонки зифодонтных крокодилов Pristichampsinae и зуб "параллигаторного типа" [Ефимов, 1984].

Конец раннего эоцена – начало среднего эоцена (обайлинская свита), группа местонахождений с обайлинской фауной: Калмакпай, Ядро (Аксыир), Улькен-Уласты, Чайбулак и др. Видовой состав черепах почти идентичен во всех названных точках [Чхиквадзе, 1984 б], но наиболее богатые сборы происходят из Калмакпая: Adocus orientalis, Palaeotrionyx sp., "Plastomenus" mlynarskii, Grayemys amoenus, Echmatemys chingaliensis, Hadrianus obailiensis, Pelomedusidae gen. indet. В кровле обайлинской свиты (местонахождение Черный трионикс) встречены не определимые до вида остатки Emydidae и "Plastomenus" gabunii. По данным М.Б.Ефимова [1982, 1984], крокодилы представлены Asiatosuchus zajsanicus (Калмакпай), Manracosuchus isolatus (Калмакпай, Улькен-Уласты, Чайбулак), Sajsanosuchus ckhikvadzei (Обайлы). В обайлинской свите найдены также мелкие, неопределимые остатки Anura и хвостовой позвонок крупной ящерицы.

Средний эоцен (саргамысская свита), местонахождения Булат, "точка Чхиквадзе" (Аксыир) и др. Найдены остатки мелких, угнетенных форм черепах Grayemys sp., "Plastomenus" sp.; указаны неопределимые остатки мелких крокодилов, дериватов обайлинской фауны [Ефимов, 1984]. Из других групп присутствуют неопределимые остатки Anura, челюсть крупной агамы (Tinosaurus sp.) и примитивный мелкий удавчик, скорее всего, относящийся к роду Calamagras.

Конец среднего эоцена (конуркуринская свита), местонахождения Юрта

(Булкаир), Сфинкс, Айбала и др. Обнаружены пресноводные черепахи Trionyx sp., Echmatemys sp. и, по-видимому, Grayemys sp. Остатки крокодилов немногочисленны. Найден позвонок довольно крупного удавчика, близкого к саргамысскому Calamagras.

Конец позднего эоцена (нижнеаксыирская подсвита), местонахождения Могила Султан (Кайрактэс), Коржумбай, Паром и др. Черепахи представлены Echmatemys orlovi (доминирующий вид, первое появление), E. zaisanensis, Chrysemys sp., Trionyx sp., [Чхиквадзе, 1973]; изредка встречаются фрагменты панцирей крупных сухопутных черепах (Могила Султан, Коржумбай и др.). Многочисленные позвонки, остеодермы и изолированные зубы крокодилов принадлежат узкорылым формам подсемейства Thoracosaurinae [Ефимов, 1984]. Впервые появляются остатки гигантских саламандр рода Zaissanurus.

Олигоцен

Кавказ. На Северном Кавказе из местонахождения Черная речка происходит скелет ювенильного экземпляра морской черепахи, описанный под названием Chelonia caucasica. Возраст спорный: нижний олигоцен или, может быть, миоцен (бурдигал); спорным является и родовая принадлежность [Чхиквадзе, 1983].

В Южной Грузии из позднеолигоценового местонахождения Бенара известны панцири черепах Palaeochelys gabunii, Ergilemys meschethica, Trionys sp. и изолированные зубы крокодилов.

В бассейне р. Сумгаит из местонахождения Перекишкюль (Азербайджан) происходят многочисленные остатки олигоценовых морских черепах Glarichelys gwinneri.

Казахстан (кроме Зайсанской впадины). Подавляющее большинство олигоценовых местонахождений Казахстана приурочено к средней части этого отдела и лишь некоторые – к позднему олигоцену. Раннеолигоценовая герпетофауна известна только из Зайсана.

Морские черепахи Glarichelys gwinneri найдены в местонахождении Ащиктайпак на Устюрте и относятся к средней части олигоцена. Скудные остатки морских черепах присутствуют также в местонахождении Челкар-Тениз.

Палеогеновые каймановые черепахи (Chelydridae) пока известны только из раннеолигоценовых отложений Зайсана. Исключение, по всей вероятности, составляет форма, описанная как "Chelonia" aralis из средней части олигоцена в местонахождении Агыспе (ниже основного слоя с раннемиоценовой одноименной фауной). Данный вид и его стратиграфическое положение необходимо исследовать вновь, так как хелидриды в средней части олигоцена из других местонахождений Казахстана (включая Зайсан) пока не найдены.

Остатки триониксов известны из отложений средней части олигоцена почти всех местонахождений Казахстана [Хозацкий, 1975; Кузнецов, 1978]. Многочисленные обломки их встречаются до среднего миоцена. Позднее триониксы весьма редки [Кузнецов, 1978].

Эмидиды (Emydidae sensu lato) в олигоцене Казахстана также многочисленны; их остатки обнаружены вместе с триониксами во многих местонахождениях, относящихся к средней части олигоцена [Кузнецов, 1978]. Отдельные, наиболее широко распространенные виды (Chrysemys lavrovi, Ocadia turgaica) имеют большое значение для стратиграфических корреляций. Уровень фауны Актау (средняя пачка), откуда происходит черепаха Mauremys iliensis, датируется средней частью олигоцена. Согласно иной интерпретации, эта пачка разреза Актау сопоставляется с низами асказансорского горизонта, относящимися к позднему олигоцену – раннему миоцену [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Из местонахождения Асказансор описана пресноводная черепаха Melanochelys kazachstanica.

Относительно недавно открыто новое месонахождение Аяксаун в Центральном Казахстане, средняя часть олигоцена (сборы В.С.Ерофеева и Какенова). Черепахи относятся к двум ранее описанным видам – Chrysemys lavrovi и Ocadia turgaica, а также Trionyx sp.

Большеголовые черепахи (Platysternidae) пока известны из местонахождений Кызыл-Как и Мынескесуек в Центральном Казахстане.

Олигоценовые сухопутные черепахи (Testudinidae) еще слабо изучены. Немногочисленные их остатки установлены в отложениях средней части олигоцена Ержилан-Сая и позднего олигоцена Кужа-Сая. По иному мнению, фауна Кужа-Сая датируется ранним миоценом. Именно к аквитану относится основная часть

фауны Агыспе, откуда указаны остатки сухопутной черепахи [Кузнецов, 1978].

Другие группы рептилий и амфибий из олигоцена Казахстана изучены недостаточно. Из местонахождения Кызыл-Как происходят остатки крупных чесночниц (Pelobatidae), а из Актау указаны остатки ящериц двух-трех семейств и среди них Iguanidae. Систематическое положение этих ящериц и особенно игуан остается неясным.

По данным М.Б.Ефимова [1982], в палеогеновое время различные группы крокодилов были широко распространены в Казахстане. Однако конкретные местонахождения, к сожалению, не указаны. Автор данного раздела остатков крокодилов в отложениях Центрального Казахстана не встречал, не указаны они и в литературе. Этот факт приобретает особое значение для палеоклиматологии, если вспомнить, что мелкий аллигатор найден в нижнем миоцене Северного Приаралья [Ефимов, 1982]. Данное обстоятельство, скорее всего, связано с потеплением климата в миоцене [Будыко, 1984; Ясаманов, 1985]. В Илийской впадине (Южный Казахстан) крокодилы известны из нижней пачки разреза Актау, принадлежащей средней части олигоцена [Дмитриева, Несмеянов, 1982].

Зайсанская впадина. Остатки амфибий и рептилий известны из различных уровней олигоцена. Ранний олигоцен характеризуется находками из верхнеаксыирской подсвиты.

К базальным горизонтам верхнеаксыирской подсвиты относятся местонахождения 5-и камней, Корсак А и Б (Аксыир) и Красный лишайник (обнажение "Сундук" у слияния саев Чакпактас и Коксалды). Облик герпетофауны имеет промежуточный характер. Черепахи представлены архаичной формой Chrysemys sp. nov. (имеет признаки сходства с Pseudochrysemys gobiensis из верхнего палеоцена Монголии и с Chrysemys index из нижнего олигоцена Зайсана), Echmatemys orlovi и мелкими формами Trionyx sp. Встречаются также позвонки змей подсемейства Erycinae, остатки крокодилов и гигантских саламандр (мелкий, очевидно, новый вид рода Zaissanurus).

Более высокие уровни верхнеаксыирской подсвиты: местонахождения Зерцало (обнажение "Сундук"), лагерь Бирюкова (Киин-Кериш), нижний уровень с фауной местонахождения Плешь (Кусто-Кызылкаин) и, вероятно, Табтым (Сарыкамыш). Черепахи: Chelydropsis minax (мелкие формы, в ряде местонахождений этот вид пока не обнаружен), Chrysemys index (преобладают крупные черепахи со слабо развитым интергулярным выступом), Melanochelys longilabiata (очень редко), "Plastomenus" minusculus, Trionyx zaisanensis. Крокодилы: остеодермы, отдельные черепа, позвонки и изолированные зубы принадлежат аллигаторам [Ефимов, 1984]. Хвостатые амфибии: Zaissanurus beliajevae. Бесхвостые амфибии: Pelobatidae, Diplasiocoela fam. indet (Microhylidae ?). Ящерицы: Glyptosaurinae, Chamaeleonidae. Змеи: Boinae, Erycinae [Чиквадзе, 1985].

Ранний олигоцен (кустовская свита и базальные горизонты буранской свиты). Богатые остатки амфибий и рептилий происходят из следующих местонахождений: основной слой с фауной на Киин-Керише и Кусто-Кызылкаине (Плешь), Тузкабак, Черепаховое поле (Тайжузген), Раскоп (Аксыир), Тюбитейка, сопки "Рыбная" и "Контрольная" (Джуван-Кара) и др. Черепахи, крокодилы и гигантские саламандры представлены теми же видами, что и в нижележащей верхнеаксыирской подсвите. Чаще встречаются остатки черепахи Melanochelys longilabiata. Появляются редкие остатки панцирей сухопутных черепах Ergilemys saikanensis (данный вид обычен в местонахождении Раскоп, базальные горизонты бурановской свиты). Каймановые черепахи (Charysemys minax) достигают наиболее крупных размеров. Остатки чесночниц относительно редки. Найдены также остеодермы, позвонки и фрагменты черепа панцирных ящериц (Glyptosaurinae), челюсти Chamaeleoidae и позвонки змей Erycinae.

Средняя часть олигоцена (буранская свита), местонахождения Майлибай (около 4 км к западу от совхоза Мичурина), Тологай (Тайжузган), Подорожник (Джаман-Кара). Черепахи: Planiplastron cf. tatarinovi, Trionyx sp., Ocadia sp. Амфибии: Andrias sp. nov. (Майлибай), Pelobatidae (многочисленные остатки), Ranidae, Bufonidae. Змеи: Erycinae (cf. Bransateryx). Остатки крокодилов и ящериц не обнаружены.

Позднеолигоценовая герпетофауна в Зайсанской впадине не обнаружена.

Этапы развития палеогеновой герпетофауны на территории бывшего СССР

Неравномерная изученность отдельных групп амфибий и рептилий является серьезным препятствием для подробной характеристики герпетофауны отдельных регионов. Изложенное ниже обобщение следует рассматривать как предварительную схему. Материалы по относительно полно изученным группам (черепахи, крокодилы) легли в основу деления истории развития герпетофауны бывшего СССР на отдельные этапы.

Развитие герпетофауны в значительной мере обусловлено крупными планетарными изменениями климата в течение кайнозоя.

Эти изменения подтверждаются многочисленными данными [Будыко, 1984; Ясаманов, 1985; Флеров и др., 1974; и др.]. По этой причине этапы развития герпетофауны анализируются в свете палеоклиматологии. События в сфере палеоклиматологии и палеогерпетологии взаимосвязаны и как бы "контролируют" друг друга.

Палеоценовый этап характеризуется обилием позднемеловых реликтов и появлением групп, которые в эоцене и олигоцене будут иметь широкое распространение в Казахстане и, по-видимому, во всей северной половине Азии. И все же палеоценовая герпетофауна имеет мезозойский облик.

Эоценовый этап (особенно время существования среднеэоценовой герпетофауны) отмечен необычайно пышным расцветом почти всех групп амфибий и рептилий, доживших до современности.

Раннеэоценовая фауна недостаточно изучена, однако наличие зифодонтных крокодилов, которые, скорее всего, были обитателями суши, свидетельствует о пока еще слабом влиянии хищных млекопитающих. В этом плане чакпактасская фауна может сопоставляться с современной фауной о-ва Комодо. Сходство это разительно, поскольку роль наземного хищника второго порядка в биоценозах в обоих случаях выполняют крупные пресмыкающиеся.

Ранне-среднеэоценовая фауна обайлинской свиты в Зайсане, аналоги которой известны из нескольких пунктов бывшего СССР (Андарак, Чинжалы), характеризуется необычным разнообразием крокодилов и черепах. Эта особенность подтверждает общепланетарный климатический оптимум, установившийся на Земле в раннем–среднем эоцене [Будыко, 1984; Ясаманов, 1985]. Широкое распространение имели не очень крупные морские черепахи типа Puppigerus семейства Cheloniidae и вымершие группы морских змей семейства Paleopheidae и Nigeropheidae. В континентальных водоемах и на суше обитали черепахи семейства Pelomedusidae, Adocidae, Trionychidae, Emydidae и Testudinidae. Крокодилы также представлены разнообразными формами (три рода). Общий облик герпетофауны отвечает, скорее, тропическому климату.

Во второй половине среднего эоцена (саргамысское время) происходит резкое обеднение герпетофауны. Ее характер сохраняется, она состоит из дериватов обайлинской фауны, однако значительно сокращается разнообразие видов, а размеры черепах и крокодилов заметно уступают обайлинским. Изложенное выше свидетельствует о резком изменении климата, который стал несколько холоднее и более сухим [Будыко, 1984; Ясаманов, 1985].

В конце среднего эоцена (конуркуринское время) вновь наступает расцвет герпетофауны. Группы, прошедшие через "узкое горлышко" саргамысского времени, вновь представлены крупными видами. Климат в Зайсане стал более влажным и теплым (без холодных зим).

В позднем эоцене (раннеаксыирское время в Зайсане и время существования фауны Артема на Дальнем Востоке) широкое распространение получают виды Echmatemys. В геологической летописи Зайсана впервые появляются черепахи рода Chrysemys. Зайсанские крокодилы представлены узкорылыми формами подсемейства Thoracosaurinae. Климат скорее всего соответствовал современному климату Флориды и Юго-Восточного Китая.

В начале олигоцена резких климатических изменений не происходило [Будыко, 1984; Ясаманов, 1985]. Это отражалось и на фауне, хотя все же можно говорить об относительном постепенном похолодании и аридизации климата. Аридизация в Центральной и Средней Азии, а также в Казахстане наибольшего максимума достигает в середине олигоцена, в эпоху существования индрикотериевой фауны (Челкар-Тениз и его аналоги).

Особо следует подчеркнуть феномен резкого изменения герпетофауны в послекустовское время в Зайсанской впадине. Это изменение, ко-

торое четко коррелируется с изменениями в фауне пресноводных моллюсков, млекопитающих, рыб и флоры, свидетельствует о скачкообразном изменении климата в Зайсане на рубеже кустовского и буранского времени. Оно происходило после времени существования фауны местонахождения "Раскоп" на Аксыире (базальные горизонты буранской свиты). Этому уровню, вероятно, соответствует фауна низов буранской свиты на Киин-Керише (уровень с пресноводными моллюсками на северном и южном крыле антиклинали в районе "Сопки А" и "Сопки с обо").

О существенном изменении климата в первой половине олигоцена свидетельствуют данные по другим группам позвоночных, беспозвоночных, а также палеоботанические материалы [Флеров и др., 1974; Ильинская, Кянсеп-Ромашкина и др., 1983; Габуния и др., 1983]. Таким образом, кустовская фауна Зайсана иллюстрирует самостоятельный этап развития и не сопоставима с фауной середины олигоцена Тургайской впадины. По этой причине нельзя говорить о промежуточном облике фауны Киин-Кериша [Лавров, Панова, 1984].

Раннеолигоценовая герпетофауна Зайсана характеризуется обилием пресноводных черепах (6 видов), из которых Chrysemys index является доминантным видом (видом-индикатором). Сухопутные черепахи представлены мелким видом Ergilemys. Довольно часто встречаются остатки аллигаторов и гигантских саламандр. Кости других групп рептилий и амфибий более редки. Общий облик фауны соответствует умеренно влажным субтропикам.

Герпетофауна середины олигоцена происходит из Тургайской и Зайсанской впадин. Ее типичными формами являются крупные гладкопанцирные Chrysemys lavrovi и многочисленные остатки другой пресноводной черепахи – Ocadia turgaica. По-прежнему обычны крупные триониксы, но из геологической летописи изчезают представители "пластоменусов". Остатки крокодилов в Центральном и Восточном Казахстане отсутствуют, но они сохраняются на юге (средняя пачка разреза Актау). В Зайсане найдены остатки гигантских саламандр (для других регионов Казахстана сведений нет). Очевидно, климат в середине олигоцена был более сухим и более прохладным (буранское время) (исчезновение крокодилов в Тургае, гигантские сухопутные черепахи представлены угнетенными мелкими формами). В этом интервале времени в морях обитали довольно крупные черепахи (Апшерон, Устюрт, Тургай), что свидетельствует о субтропическом климате.

В середине олигоцена климат Казахстана соответствовал, вероятно, современному климату южной части Средиземноморья (Северная Африка, Ближний Восток).

В позднеолигоценовое время (уровень ашутасской флоры в Зайсане) климат в Казахстане вновь становится влажным. Сравнительно аридным он сохраняется в южных районах Казахстана, а также в Закавказье и Средней Азии.

Анализ истории герпетофауны палеогена бывшего СССР свидетельствует о незначительных изменениях в систематическом составе на рубеже эоцена и олигоцена. Наиболее существенные перестройки происходили в среднем эоцене (саргамысское время) и в середине олигоцена (буранское время). Они были вызваны понижением температуры и аридизацией.

Ископаемые остатки амфибий и рептилий являются хорошими индикаторами климата и экологической обстановки. Их стенобионтность позволяет уверенно и точно определять многие параметры внешней среды далекого прошлого.

Ихтиофауна Северной Евразии в эоцене и олигоцене

В истории кайнозойской ихтиофауны рубеж эоцена–олигоцена и даже поздний палеоген в целом не составляли глобального переломного эпизода, регистрируемого достаточно однозначно в разных областях суши или морских бассейнов. Происходившие в это время биотические изменения определялись локальной зоогеографической историей и геологическими событиями в пределах ареалов крупных фаун, прежде всего, на континентах. Единственным общим событием для всех голарктических фаун является приток бореальных элементов рыб в южные фауны. Основные сведения по эволюции сообществ рыб в рассматриваемый отрезок времени, анализируемые ниже, относятся к Северному полушарию.

Пресноводные рыбы

Наиболее полно документированные и наиболее контрастные изменения на границе эоцена–олигоцена (или очень близко к ней по времени) выявляются в составе пресноводной ихтиофауны в Северной Азии. Эта область суши вместе с западной частью Северной Америки составляла в раннем палеогене унаследованную от позднего мела единую зоогеографическую область – Амфипацифику [Сычевская, 1986]. В обоих названных регионах общими для раннего палеогена были виды родов Amia и Cyclurus среди костных ганоидов, пресноводные скаты семейства Dasyatidae, а также костистые рыбы, представленные пресноводными сельдями (Ellimichthyidae, Clupeidae), хиодонтидами, многочисленными катостомидами и лососевыми [Хисарова, 1974; Сычевская, 1986; Estes, 1964; Wilson, 1980; Chang Mee-mann, Chow Chia-chein, 1986].

Наиболее отчетливо общность амфипацифических фаун выражена в эоцене, и в это же время отмечается массовое заселение пресных вод Северной Америки морскими вселенцами, давшими начало развитию эндемичных групп – Priscacaridae, Ictaluridae, Percopsidae, Asineopidae. Часть общих групп унаследована в фаунах Северной Азии и Западной Неарктики с мела – Lepisosteidae, Chondrosteidae и Acipenseridae.

По своему составу ихтиофауна Амфипацифики была неоднородной. Наряду с типично озерно-речными формами, она включала ряд групп несомненно морского происхождения и вселенцев из горных областей, таких, например, как Salmonidae и Catostomidae. В целом, за отдельными исключениями, семейства, составляющие амфипацифическую ихтиофауну, сохранились и поныне, но значительная их часть представлена уже реликтами. В экологическом отношении эта фауна была довольно разнообразна и включала хищников, моллюскоядов, энтомофагов, бентофагов и планктонофагов. Общими для амфипацифических фаун было отсутствие растительноядных форм и значительная роль групп, связанных с проточной водой.

На протяжении всего раннего палеогена, включая поздний эоцен, пресноводная ихтиофауна Амфипацифики была изолирована от европейской Тетисом и обширным Западно-Сибирским морем в Евразии и, вероятно, обширной бессточной областью и южным эпиконтинентальным заливом в Неарктике. Эти барьеры не могли преодолевать первично пресноводные рыбы.

Раннепалеогеновая пресноводная ихтиофауна Европы была более бедной по систематическому составу, чем амфипацифическая. Общими элементами обеих фаун были лишь Amiidae и Gonorhynchidae, представленные родом Notogoneus. Другими доминантами этой фауны были эндемичные Palaeoesocidae и Thaumaturidae, а также Percinthyidae и Serranidae. Причем два последних семейства, как и гоноринхиды, морского происхождения. На протяжении раннего палеогена отмечается эпизодическое проникновение Lepisosteidae и Characidae, а также инвазия в пресные воды Европы морских Atherinidae. Как и в амфипацифической, в раннепалеогеновой ихтиофауне Европы не отмечено присутствия растительноядных форм. Это была ихтиофауна стоячих вод и слабо проточных водоемов.

Переломным событием в истории пресноводной ихтиофауны кайнозоя Голарктики, имевшем масштабные последствия, была перестройка на рубеже эоцена и олигоцена. Особенно отчетливо она была документирована сменой состава ихтиокомплексов в разрезе Зайсанской котловины [Сычевская, 1986]. Типично амфипацифическая ассоциация рыб с преобладанием амиид, катостомид и хиодонтид встречена здесь в озерно-дельтовых отложениях эоцена в интервале от обайлинской до аксыирской свит включительно. Сходная по составу ихтиофауна встречена в вышележащей кустовской свите, которую обычно относят к олигоцену на основании встреченной в ней фауны млекопитающих, черепах и остатков растений. Однако данные по харовым водорослям и моллюскам [Толстикова, 1976; Кянсеп-Ромашкина, 1980] говорят в пользу ее позднеэоценового возраста и указывают на сохранение характерных для эоцена субтропических условий, а также среды с чистой проточной водой.

Резкие изменения в составе ихтиофауны и сопутствующих групп организмов происходят при переходе от кустовской свиты к буранской (последняя, по нашему мнению, соответствует раннему олигоцену). Ассоциация рыб из этой свиты почти не содержит катостомид и хиодонтид; амииды становятся редкими, тогда как роль доминант переходит к карповым, впервые пока-

зывающим здесь отчетливый рост систематического разнообразия, а также щуковым и сомовым. Указанные группы вместе с окуневыми выступают как главные компоненты и в более молодых олигоцен-миоценовых сообществах Сибири и Казахстана, знаменуя собой формирование Палеарктической ихтиофауны. Последняя уже в олигоцене, по мере осушения Тургайского пролива, стала распространяться в Европу вдоль северной границы Паратетиса (табл. 5).

Описанная биотическая перестройка, происшедшая на рубеже эоцена–олигоцена (или во второй половине раннего олигоцена), очевидно, была связана с интенсивным воздыманием Азиатской суши, приведшим к изменению и дестабилизации сложившегося в эоцене гидрологического режима пресноводных бассейнов. Об этом говорит как изменение литологии осадков на уровне буранской свиты Зайсанской котловины, так и облик ее малакофауны. Последняя обитала на небольших глубинах, в среде с неустойчивым газовым режимом, вплодь до зарастающих болот, и в условиях резких колебаний температуры [Толстикова, 1980]. Очевидно, эти неустойчивые условия дали преимущество карповым, которые за счет своей широкой эврибионтности смогли вытеснить катостомид. Изменение ихтиофауны и сопутствующих моллюсков указывает на относительное похолодание в буранское время.

Следует отметить, что все основные доминанты новой североазиатской ихтиофауны, возникшей в результате "олигоценовой революции", являются по происхождению автохтонными для Амфипацифики. Так, карповые и сомовые известны в этой области с эоцена (Китай), щуковые – с мела (северная часть Неарктики), а окуневые – с эоцена. Описанные события не затронули, однако, восточной части Амфипацифической провинции – Северной Америки, так как она к концу эоцена уже не имела сухопутной связи с Азией. Соответственно, не произошло экспансии азиатских карповых в эту область, и они до сих пор играют в Неарктике лишь второстепенную роль. Вместе с тем, ведущие элементы палеогенового амфипацифического сообщества – амииды, хиодонтиды, чукучановые – сохранились в североамериканской ихтиофауне до наших дней.

В отличие от раннеолигоценовой перестройки пресноводной ихтиофауны Северной Азии, изменения европейской ихтиофауны в это время были постепенными и не меняли существенно ее структуры. В начале олигоцена здесь отмечен ряд новых морских вселенцев – Gobiidae, Cyprinodontidae, Osmeridae, из которых последние указывают на похолодание [Gaudant, 1978, 1979, 1987, 1993]. Палеоэзоцид сменили их потомки Umbridae, отмечается распространение амфиатлантического подрода щук группы Kenoza, ныне широко развитого в Северной Америке. По отношению к главному событию в истории ихтиофауны кайнозоя Европы – распространению сюда элементов североазиатской ихтиофауны – все эти изменения носили второстепенный характер.

Первое появление редких карповых в европейских пресноводных ассоциациях, – несомненно, мигрантов из Азии – отмечается в среднем стампии [Gaudant, 1981, 1984]. В дальнейшем их роль постепенно возрастала в олигоцен-миоценовых ассоциациях параллельно с распространением длиннотелых североазиатских щук. Одновременно происходило угасание автохтонных палеогеновых доминант. Представители Thaumaturidae достоверно известны до середины олигоцена (судя по отолитам – до нижнего миоцена), Gonorhynchidae – до начала миоцена, а Umbridae даже достигли расцвета в это время и сохранились доныне.

Как свидетельствуют палеонтологические данные, обмен между пресноводными ихтиофаунами Северной Азии и Европы был затруднен на протяжении всего палеогена и большей части неогена, так что выравнивание систематического состава, вероятнее всего, было приурочено к концу неогена.

Морские рыбы

Наиболее древнее сообщество морских рыб палеогена известно из ряда местонахождений в Западном Копетдаге (Туркменистан). Этот богатый комплекс связан с отложениями данатинской свиты и датируется поздним палеоценом – ранним эоценом. Он содержит представителей 9 отрядов и 26 видов рыб, включающих обитателей пелагиали, батипелагиали и прибрежья тропического морского бассейна. Данатинская ихтиофауна содержит много общих элементов с классической тетисной эоценовой ихтиофауной Монте Болка (Италия) и с близкими по возрасту

Таблица 5. Стратиграфическое распространение пресноводных рыб в палеогеновых отложениях Восточного Казахстана

Семейство, род, вид	Эоцен								Олигоцен			
	нижний		средний		верхний				нижний		средний	верхний
	Теректинская, зимунайская серии				Восточно-зайсанская серия							Ашутасская серия
	нижняя		верхняя		нижняя (турангинская)			верхняя (тузкабакская)				
	Свиты											
	Чакпактакская	Обайлинская	Саргамысская	Конуркуринская	Чайбулакская	Кызылкаинская	Нижняя (Аксыирская)	Средняя Верхняя (Аксыирская)	Кустовская	Буранская	Ошагандинская	Нуринская
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Amiidae												
Amia efremovi Sytch.		+										
A. furiosa sp. nov.							+	+ +	+			
A. strigasa sp. nov.							+	+ +	+			
Amia sp.			+				+	+ +	+	+	+	+
Hiodontidae												
Eohiodon (Gobihiodon) sp.							+	+ +	+			
Palaeoesocidae												
Boltyshia asiatica Sytch.		+										
Esocidae												
Esox sp.									+	+	+	+
Catostomidae												
Amyzon zaissanicus (Sytch.)		+					+	+ +	+			
A. gosiutensis Grand., East., Cav.							+	+ +	+			
Cycleptus robustus sp. nov.							+	+ +	+			
Carpiodes brevidens sp. nov.							+	+ +	+			
Erimyzon luxus sp. nov.							+	+ +	+			
Minytrema shevyrevi sp. nov.							+	+ +	+			
Xyrauchen rotundus sp. nov.								+	+			
Xyrauchen sp.								+	+			
Moxostoma fungidens sp. nov.							+	+ +	+			

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Moxostoma cf. carinatum (Cope)							+					
Catostomus columnaris sp. nov.							+	+ +	+			
Catostomidae gen. indet.		+					+	+ +	+	+		
Cyprinidae Rutilus sp.										+		
Tribolodon sp.										+		
Zaissanotinca cristidens gen. nov, sp. nov.										+		
Parabarbus sp.		+							+	+		
Eodiptychus longidens gen. nov., sp. nov.								+				
Schizothorax sp.										+		
Cyprinidae gen. indet.							+	+ +	+	+	+	+
Bagridae Bagridae gen. indet				+								
Percichthyidae ? Kiinkerishia kazakhstanica gen. et sp. nov.									+			

ихтиофаунами Англии (лондонские глины Шеппи), Бельгии и Дании (формация Молер). Она показывает определенную однородность тетисной фауны в обширной акватории – от Атлантики до Западной Азии. Присутствие в данатинской ихтиофауне ряда типичных индопацифических групп – Chanidae, Menidae и Apolectidae – указывает на связь тетисной палеоцен-эоценовой ихтиофауны с Индопацификой (табл. 6).

Более поздние среднеэоценовые фауны (дабаханская в Грузии и кумская в Предкавказье) преемственны по составу и характеру среды обитания с данатинской фауной в пелагических и прибрежно-морских сообществах, отличаясь большим разнообразием глубоководных представителей. В целом, можно говорить об эволюции единой морской раннепалеогеновой ихтиофауны Тетиса, представленной спектром прибрежно-морских, пелагических, батипелагических и батиальных сообществ тропическо-субтропической зоны. Различия систематического состава одновозрастных фаун в это время, как правило, отражали разные условия экологии, связанные с обитанием на разных глубинах.

Ихтиофауна позднего эоцена известна плохо. Она представлена обедненным белоглинским комплексом, практически однородным на всей территории распространения бассейна Предкавказья, который включал: Lyrolepis caucasica (Elopidae), Thunnus abchasicus (Thunnidae), Bregmaceros filamentosus (Bregmaceroidae). Среди указанных форм две первые – характерные обитатели пелагиали, в то время как последняя была типичным обитателем батипелагиали и могла жить на значительных глубинах. Вероятно, эта особенность экологии Bregmaceros filamentosus обеспечила выживание ей при резкой смене температурного режима в пелагической и прибрежной частях бассейна, которые отмечались в разные периоды его эволюции на протяжении эоцена и олигоцена.

Комплексы акул из чеганской и адаевской свит Закаспия показывают значительную общность с ассоциациями тонгра Бельгии. Как и в тонгре, отмечается обновление и обеднение видового состава акул на разных уровнях указанных свит.

Позднеэоценовая ихтиофауна была достаточно гомогенной в обширной области морских акваторий, включавшей южную часть Восточной Европы и Центральную Европу и, несомненно, принадлежала единой зоогеографической области.

Таблица 6. Систематический состав морских палеоцен-эоценовых комплексов рыб Восточного Тетиса

Отряд, семейство, род, вид	Западный Копетдаг, данатинская свита	Грузия, дабаханская свита	Предкавказье, кумский горизонт
1	2	3	4
Osteoglossiformes			
Osteoglossidae			
Opsithrissops osseus Dan.	+	–	–
Elopiformes			
Elopidae			
Lyrolepis caucasica Rom.	–	–	+
Clupeiformes			
Clupeidae			
Primisardinella genetrix Dan.	+	–	–
"Sardinella" sp.	–	–	+
Pachyrhizodontidae			
Platinx cognitus Dan.	+	–	–
Salmoniformes			
Argentinidae			
Proargentina nebulosa Dan.	–	+	–
Stomiiformes			
Photichthyidae			
Vinciquerria distincta Dan.	–	+	–
V. (?) sp. nov.	–	–	+
Sternoptychidae			
Polyipnoides levis Dan.	–	+	–
Astronesthidae			
Astronesthes praevius Dan.	–	+	–
Myctophiformes			
Sardinioididae			
Neocassandra mica Dan.	+	–	–
Myctophidae			
Eomyctophum gracilis Dan.	–	+	–
Gonorynchiformes			
Chanidae			
Chanos torosus Dan.	+	–	–
Ophidiiformes			
Brotulidae			
Eolamprogrammus senectus Dan.	+	–	–
Gadiformes			
Bregmacerrotidae			
Bregmaceros filamentosus (Priem)	–	+	–
B. cf. filamentosus	–	–	+
Syngnathiformes			
Urosphenidae			
Urosphenopsis sagitta Dan.	+	–	–
Macrorhamphosidae			
Protorhamphosus parvulus Dan.	+	–	–
Paraeoliscidae			
Paraeoliscus sp. nov.	–	–	+
? Syngnathidae			
Gen. et sp. nov.	–	–	+

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4
Lampridiformes			
Turkmeniidae			
Turkmene finitimus Dan.	+	–	–
Danatinia casca Dan.	+	–	–
Lophotidae			
Eolophotes lenis Dan.	–	+	–
Perciformes			
Serranidae			
Serranus celeratus Dan.	+	–	–
Apolectidae			
Trachicaranx tersus Dan.	+	–	–
Carangidae			
Archaeus oblongus Dan.	+	–	–
Menidae			
Mene triangulum Dan.	+	–	–
Exellidae			
Eellia proxima Dan.	+	–	–
? Euzaphlegidae			
Palimphyes palaeocenicus Dan.	+	–	–
P. pinnatus Dan.	–	+	–
P. sp. nov.	–	–	+
Trichiuridae			
Lepidopus eocaenicus Dan.	–	+	–
L. sp.	–	–	+
? Epigonidae			
Gen. et sp. indet.	–	–	+
Priacanthidae			
Pristigenys sp.	–	–	+
Gempylidae			
Gen. et sp. nov.	+	–	–
Scombridae			
Scombrosarda turkmenica Dan.	+	–	–
S. devia Dan.	–	+	–
S. sp.	–	–	+
Eocoelopoma portentosa Ban.	+	–	–
Scomberomorus avitus Ban.	+	–	–
Palaeothunnus parvidentatus Ban.	+	–	–
Thunnus abchasicus Dan.	–	–	+
Palaeorhynchidae			
Palaeorhynchus senectus Dan.	–	+	–
P. sp. nov.	–	–	+
? Blochiidae			
Gen. et sp. indet.	+	–	–
Luvaridae			
Proluvarus necopinatus Dan.	+	–	–
Kushlukiidae			
Kushlukia permira Dan.	+	–	–
Siganidae			
Siganopygeus rarus Dan.	+	–	–

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4
Acanthuridae			
Caprovesposus cf. parvus Dan.	–	–	+
Tetradontiformes			
Balistoidea fam. indet.			
Eospinus daniltshenkoi Tyller et Ban.	+	–	–
Molidae			
Eomola bimaxillaria Tyller et Ban.	–	–	+

С начала олигоцена история развития ихтиофауны морских бассейнов Западной, Центральной и Восточной Европы меняется коренным образом. В ее составе в начале олигоцена преобладали как унаследованные от среднего–позднего эоцена роды, так и бореальные группы, проникшие в это время из Атлантики, главными из которых были тресковые рода Palaeogadus. Первое появление бореальных элементов и исчезновение тропических и субтропических форм регистрируется практически во всех известных раннеолигоценовых ихтиофаунах Центральной и Восточной Европы.

Наиболее отчетливо процессы развития раннеолигоценовой ихтиофауны Паратетиса отражены в истории ихтиофауны пшехского горизонта Кавказа и менилитовой свиты Карпат [Данильченко, 1960, 1980; Горбач, 1956; Jerzmanska, 1976, 1988].

В сравнении с белоглинской, ихтиофауна пшехского времени более разнообразна (табл. 7). В ассоциации рыб, приуроченной к нижнему, планорбелловому уровню пшехского горизонта (зона Ericsonia subdisticha NP21), преобладают холоднолюбивые виды рода Palaeogadus, представленные комплексом из пяти форм, а также род Lepidopus. Здесь полностью отсутствуют глубоководные формы. Род Bregmaceros, обильный в осадках тропического и субтропического поясов эоцена, в планорбелловом слое не встречен, но появляется снова в тепловодном "амфизилиевом" комплексе, соответствующем времени накопления верхней части пшехского горизонта (зона Helicopontosphaera reticulata NP22).

Во второй половине пшехского времени в результате потепления развивается субтропическая фауна рыб, тогда как углубление ложа Паратетиса в районе Кавказа и Карпат привело к возникновению разнообразного глубоководного комплекса. Родовой состав глубоководных ассоциаций Кавказской и Карпатской впадин существенно различался, отражая дифференциацию генетического материала (см. табл. 6). "Амфизилиевый" комплекс включает лишь единичные остатки Palaeogadus и разнообразный спектр теплолюбивых прибрежно-морских, пелагических и батипелагических форм. Обилие в его составе глубоководных элементов, среди которых преобладали светящиеся анчоусы, позволяет предполагать в позднепшехском бассейне наличие больших глубин, возможно, до 1000 м.

Эта картина меняется к соленовскому времени, ихтиофауна которого представлена обедненными комплексами, отражающими резкое обмеление и опреснение бассейна.

Сопоставление истории ихтиофауны пшехского бассейна с биотическими событиями в Карпатской зоне поднимает ряд проблем. Анализ ихтиофауны кросненско-менилитовой серии Карпат, проведенный Я.Котлярчиком и А.Ежманьской [Jerzmanska, Kotlarzcyk, 1983], позволил им выделить здесь по ихтиофауне шесть биозон, характеризующих разные уровни олигоцена – раннего миоцена. Самая нижняя биозона Карпат (IPM-1) включает индекс-виды: Scopeloides glarisianus, Eomyctophum limicola, Centriscus heinrichi, C. longispinus и соответствует зонам наннопланктона NP22 и, частично, NP21. Она может отвечать обоим фаунистическим уровням пшехского горизонта. С этой корреляцией, однако, не согласуется факт наблюдаемого резкого различия систематического состава ранне- и позднепшехской ихтиофаун. Вряд ли он может быть обусловлен, как считают указанные авторы [Jerzmanska, Kotlarzcyk, 1983], только лишь экологическими причинами. В качестве более правдоподобных нам представляются другие объяснения этого несоответствия. Во-первых, возможно

Таблица 7. Систематический состав раннепшехского и позднепшехского ("амфизилиевого") комплексов рыб [Данильченко, 1960, 1980; Федотов, 1976]

Отряд, семейство, род, вид	Раннепшехский	Позднепшехский
1	2	3
Clupeiformes		
Clupeidae		
Sardinella rata	+	+
Pomolobus curtus	+	–
P. facilis	–	+
Dussumieridae		
Paretrumeus avitus	+	–
Salmoniformes		
Argentinidae		
Proargentina inclinata	+	–
Stomiiformes		
Photichthyidae		
Vinciquerria obscura	–	+
V. talgiensis	–	+
Scopeloides glarisianus	–	+
Sternoptychidae		
Argyropelecus cosmovici	–	+
Alepocephaliformes		
Alepocephalidae		
Palaeotroctes strictus	+	–
Myctophiformes		
Myctophidae		
Eomyctophum menneri	–	+
E. coraense	–	+
Paralepididae		
Holosteus mariae	+	–
Gadiformes		
Bregmacerotidae		
Bregmaceros filamentosus	–	+
Gadidae		
Palaeogadus crassus	+	–
P. intergerinus	+	–
P. rarus	+	–
P. eximus	+	–
P. latebropsus	+	–
P. germanus	+	+
Syngnathiformes		
Fistulariidae		
Fistularia contermina	–	+
Syngnathidae		
Syngnathus incertus	–	+
Doryrhamphus squalidus	–	+
D. incolumnus	–	+
Maroubrichthys serratus	?	+
Urosphenidae		
Oligosphenopsis gracilis	–	+

Таблица 7 (окончание)

1	2	3
Centriscidae Aeoliscus heinrichi	–	+
Lampridiformes Turkmenidae Analectis pala	+	–
Beryciformes Trachichthyidae Gephyroberyx robustus	+	+
Zeiformes Zeidae Zenopsis clarus	+	–
Caproidae Caprovesposus parvus	+	+
Perciformes Serranidae Serranus comparailis	+	+
Priacanthidae Pristigenys spinosus	+	+
Carangidae Archaeus glarisianus	–	+
Bramidae Digoria amiqua	+	–
Leiognathidae Leiognathus altapinnus	–	+
Brotulidae Protobrotula sobijevi	–	+
Euzaphlegidae Palimphyes chadumicus	–	+
Trichiuridae Lepidopus glarisianus	+	–
L. angustus	–	+
Scombridae Scomrosarda limata	–	+
Sarda rara	–	+
Palaeorhynchidae Palaeorhynchus zitteli	+	+
Homorhynchus colei	+	+
Stromateidae Psenicubiceps alatus	+	–
Tetradontiformes Balistidae Oligobalistes robustus	–	+

отсутствие в карпатском разрезе ихтиофауны, соответствующей нижнепшехскому уровню. Во-вторых, не исключено, что карпатская часть Паратетиса в начале раннего олигоцена представляла собой значительно более глубоководную часть бассейна.

Млекопитающие верхнего эоцена и олигоцена Казахстана, Средней Азии, Дальнего Востока, Грузии

Млекопитающие позднего эоцена и олигоцена[1] начали изучать с первой четверти нашего столетия, после того, как костные остатки были найдены в третичных отложениях Тургая и Призайсанья. В предвоенные годы были организованы специальные экспедиции в Тургай и Приаралье под руководством М.В.Баярунаса и Ю.А.Орлова. Богатые сборы изучались М.В.Павловой, А.А.Борисяком, В.И.Громовой, Е.И.Беляевой, Ю.А.Орловым, К.В.Флеровым. Во второй половине нашего столетия экспедициями Палеонтологического института АН СССР и Института зоологии АН Казахстана при участии Б.А.Трофимова, Н.М.Яновской, М.Д.Бирюкова, В.С.Бажанова, Л.К.Габуния, В.Ю.Решетова, В.И.Жегалло, Б.У.Байшашова, Н.С.Шевыревой и других специалистов были открыты новые местонахождения млекопитающих в Казахстане и Грузии. Особенно продуктивными были полевые работы последних лет совместной экспедиции Института зоологии АН Казахстана, Палеонтологического института РАН и Геологического института РАН в Тургае и Северном Приаралье.

Несмотря на то, что фауна позднеэоценовых млекопитающих в Азии известна и изучена значительно лучше раннепалеогеновой, на территории бывшего СССР ее местонахождений не так много. Основная часть их сосредоточена в Зайсанской впадине и Тургае. Одно местонахождение известно в Южном Приморье с 50-х годов, но сборы, к сожалению, позже не удалось пополнить.

Верхний эоцен

Л.К.Габуния [1984] сообщает о двух местонахождениях верхнего эоцена в Зайсанской впадине – Могила Султана и Киин-Кериш, где костный материал извлекался из нижнеаксыирской подсвиты. Были определены Kiinkerishella zaisanica Gab. et Birjuk., Ardinomys glambus Shevyr., Uropsilinae indet., Zaisanamynodon borissovi Bel., Anthracotheriidae cf. Anthracotherix, Anthracotheriidae indet., Gobiohys sp., Eoentelodon sp.

Присутствие в этой фауне таких относительно архаических форм, как киинкеришелла, зайсанаминодон, гобиохиус, эоэнтелодон, близкого к антракотериксу представителя антракотерид и других, позволило Л.К.Габуния датировать эту фауну поздним эоценом. Из перечисленных выше находок наибольший интерес представляют остатки гигантского болотного носорога – Gigantamynodon (= Zaisanamynodon), который, по предположению изучавшей его Е.И.Беляевой, обитал в условиях относительно сухих биотопов по сравнению с большинством аминодонтид. Они отличались от других короткомордых носорогов широко расходящимися скуловыми дугами.

В Южном Приморье остатки крупных млекопитающих известны из верхней части угловской свиты Артемовского угольного местонахождения к северу от г. Владивостока. В.И.Громовой и Н.М.Яновской отсюда были описаны Juxia (=Eotrigonias) borissiaki (Janov.) и Procadurcodon orientalis V. Gromova.

Последний, как и гигантаминодон, относится к группе крупных болотных носорогов. Procadurcodon – азиатский род, сочетающий в своем строении прогрессивные признаки с архаическими. Небольшие клыки с замкнутыми корнями, небольшими коренными зубами с более низкими, чем у других аминодонтид, коронками, указывают на сравнительно слабую специализацию прокодуркодона. Для него характерна четырехпалая кисть с сильными связками и мускулатурой. Судя по составу позднеэоценовой флоры угловской свиты в Южном Приморье в это время были распространены заболоченные леса с таксодиевыми и ниссой, что вполне согласуется с возможной средой обитания этих болотных носорогов. Подобный тип биотопов был благоприятен и для обитаний джуксий, принадлежащих примитивным носорогообразным, – Hyra-contidae. Они были листоядными, обитали в разреженных лесах, питаясь листвой деревьев и кустарников с невысокими кронами.

К среднему или позднему эоцену относятся неопределенные до рода остатки халикотерид у сел. Вани (Грузия) [Габуния, 1957], а также та-

[1] В разделе рассматриваются все группы млекопитающих, кроме грызунов, которым посвящен специальный раздел.

пирообразных и гираконтид из местанохождения Торуайгыр Киргизии.

Нижний олигоцен

Остатки млекопитающих первой половины раннего олигоцена из отложений, более древних, чем соленовский горизонт, также немногочисленны. Из верхнеаксыирской подсвиты Зайсанской впадины (местонахожде-ния Сундук и Киин-Кериш-II) Л.К.Габуния отмечены Brachyodus sp. и Archaemeryx sp. Здесь же были обнаружены остатки представителя антракотерид, менее эволюционно-развитого, чем брахиодус, что также указывает на раннеолигоценовый возраст находки. В последние годы из верхнеаксыирской подсвиты Киин-Кериша описаны сумчатые, наиболее близкие современным опоссумам. Из нижних горизонтов тузкабакской свиты оз. Тузкабак из слоев, относимых Б.А.Борисовым к верхнеаксыирской подсвите, описан Cadurcotherium tuskabakensis. Вполне возможно, что этому же интервалу шкалы принадлежат находки тапирообразного Ardynia (=Ergilia), носорогов, свинообразных и креодонта из аллювиальной пачки базальной части олигоценового разреза гор Актау (долина р.Или). Слои с фауной подстилают красноцветную толщу, которую можно было бы сопоставить со свитой Шанд-Гол Монголии и сарыинской свитой Тургая.

Значительно больше находок позвоночных из континентальных отложений Казахстана, ранее относимых к "среднему олигоцену". Позже благодаря трассированию слоев с Ergenica cimlamica в Северном Приаралье удалось уточнить, что комплекс так называемой "индрикотериевой" фауны существовал в соленовское и постсоленовское время, включая и часть хатта, пока на смену индрикотериям не пришли их еще более крупные потомки – парацератерии. В Зайсанской впадине находки фауны этого уровня происходят из кустовской и буранской свит, в Северном Приаралье и Южном Тургае – из челкарнуринской, сарыинской, бетпакдалинской и чиликтинской свит. Известны находки крупных млекопитающих и в пограничном интервале между нижним и верхним олигоценом в Грузии.

Самые многочисленные находки индрикотериевой фауны известны из Южного Тургая. Почти во всех местонахождениях были встречены кости Indricotherium transouralicum, описанного еще в начале нашего столетия. Основные сборы происходят из следующих местонахождений этого района: Челкар-Нура, Донгустау, Атамбасчинк, Джанай-Чоку, могила Саты, урочище Алуа, Мыныске-Суек, Кызыл-Как, серия местонахождений в долине р. Каратургай, Сюрель и др. Кроме самого индрикотерия, в этот комплекс млекопитающих входят Ardynia kazachstanensis, Prothyracodon turgainensis, "Eggisodon" turgaicus, Cadurcodon kasakademius, C. zaisanensis и др. Существование самостоятельного рода Prestinotherium, описанного М.Д.Бирюковым из так называемых шинтузсайских слоев, который рассматривался как непосредственный предшественник настоящих индикотериев, позже не подтвердилось [Байшашов, 1993; Решетов, 1994]. В перечисленных выше местонахождениях заметную роль играют и мелкие копытные (Tragulidae), хищники (Hyenodon), зайцеобразные (Logoniyidae), насекомоядные.

Богатые комплексы млекопитающих собраны из кустовской и буранской свит Призайсанья. В кустовской свите в междуречье Кусто и Кызылкаина, а также на Киин-Керише собраны Amphechinus sp., Talpinae indet., Desmaninae indet., Cadurcodon cf. zaisanensis Bel., Bothriodon sp., Anthracotheriidae cf. Brachyodus, Entelodon sp., Archaemeryx., cf. Eumerix, cf. Miomerix. Вместе с ними найдены насекомоядные: кротовые – Desmaninae (gen. ?), Talpinae (gen.?) и ежовые – Aphechinus sp. В буранской свите на р.Тайжузген, в урочище Майлибай и на р. Калмакпай обнаружены Hyaenodontidae indet., Pseudoneurogymnurus tschikvadzei Gureev, Pseud. chevyrevae Gureev, Amphechinus sp., Carnivora (cf. Cynodictis), Hyenodomtidae (gen.?), Cadurcodon zaisanensis Bel., Miomiryx sp., а также насекомоядные – Pseudoneurogymnurus tschikvadzei и P. chevirevae.

Фауна млекопитающих олигоцена Казахстана имеет много общего с монгольской фауной из свит Эргелинзоо и Шанд-Гол, однако и в той и в другой много эндемичных форм, связанных с разной по степени аридизации климатической обстановкой. Находки поздних индрикотериид известны из Центральной Европы и Балканского полуострова (Румыния, Болгария и др.). Сюда они проникли уже в начале позднего олигоцена

по миграционным трактам, проходившим через Русскую платформу, и массивы суши в пределах Крымско-Кавказской области.

Обмен казахстанской фауны с монгольской, северокитайской и пакистанской был менее затруднен. Лишь более аридные условия районов Внутренней Монголии накладывали определенные ограничения на фаунистический обмен. В Западную Европу, судя по находкам индрикотерид в нижнем олигоцене Франции, азиатские элементы могли проникнуть только после исчезновения водных преград и прежде всего – обширного Тургайско-Западно-Сибирского морского рукава.

Все приведенные выше находки млекопитающих позволяют с большой надежностью воспроизводить палеогеографические и палеоландшафтные реконструкции на территории Казахстана, причем полученные данные хорошо согласуются с результатами палеоботанических исследований. Так, например, богатый индрикотериевый комплекс позвоночных разрезов Челкар-Нуры происходит из тех же слоев, где, по данным Н.И.Запорожец, содержится до 30 % и более пыльцы маревых и сложноцветных, указывающих на развитие во второй половине раннего олигоцена в Тургае открытых пространств, освобожденных от лесной растительности. Фауна раннего олигоцена Казахстана имеет четкую экологическую дифференциацию (табл. 8): часть древних животных обитала в условиях полуоткрытых сухих пространств (ардиномис, колодон, ардыния, энтелодон), другая часть населяла влажные залесенные территории (моросомис, бронтотерии, аминодонты, трагулиды – лофиомериксы, миомериксы, олени – эомериксы и др.).

Грызуны и другие мелкие млекопитающие Зайсанской впадины

Фауна мелких млекопитающих в пограничном интервале эоцена–олигоцена остается еще плохо изученной. В Зайсанской впадине существовали две крупные фауны [Шевырева, 1995].

Первая из них приурочена к позднему эоцену (послесаргамысское время). Она окончательно сформировалась к началу олигоцена и представлена мышовками, хомяками рода Eucricetodon, эомисами и цилиндродонтидами (семейства Zapodidae, Eomydae, Cylindrodontidae). Ктенодактилоидные грызуны, придававшие более древней палеогеновой фауне эндемичный облик, в это время играли подчиненную роль. К ним относятся мало эволюционно продвинутые формы семейства Chapattimyidae. Олигоценовые представители этой фауны ближе к североамериканским линиям, чем к европейским. Очевидно, в Азии они развивались самостоятельно и независимо достаточно длительное время. Они были скорее всего стенобионтной группой и существовали в условиях климатической и ландшафтной изоляции. Это следует из особенностей морфологии зубов, отличной от всех известных ныне Eomidae. Менее специализированная группа хомяков была более пластична. Она составляет основной фон в раннеолигоценовых аксыирско-кустовских фаунах Зайсанской впадины. Характерно, что зайсанские виды хомяков близки европейским, которые попали в Европу при миграции на запад из Азии в олигоцене.

Вторая фауна складывалась к середине олигоцена (к буранскому времени). Она имеет типичный центрально-азиатский облик верхнеолигоценовых фаун Азии, Казахстана, Монголии и Китая. На первое место выходят продвинутые линии развития Ctenodactyloidea, разнообразные Ctenodactylidae (= Tataromyidae), высокоспециализированные Cylindrodontidae, обычные Zapodidae и Cricetops. Возрастными аналогами буранской фауны являются шандгольская фауна Монголии и челкарнуринская Тургая. Все эти локальные фауны легко сопоставляются с фаунами Ганьсу и Ордоса. В целом, центральноазиатские грызуны представляют собой более продвинутые стадии развития. В этой связи все олигоценовые фауны производят впечатление более молодых, чем зайсанские.

В зоогеографическом отношении следует заметить, что фауна конца эоцена – начала олигоцена носит преемственный характер от более древних эоценовых фаун, а ее эндемичный облик определяется группой Ctenodactyloidea, представленной в Зайсанской впадине тремя линиями развития: Tamquammidae, Chapattimyidae и Cteno-

dactylidae (= Tataromyidae). Если в конце среднего эоцена они достигают высокой численности и разнообразия, создавая ядро фауны грызунов не только в Зайсанской впадине, но и на всем Азиатско-Индийском субконтиненте, то на рубеже эоцена и олигоцена и особенно в раннем олигоцене ситуация для них меняется. Группа, как таковая, не угасает в своем развитии, но и не проявляет себя, растворяясь среди новых групп: все заполняют хомяки Eucricetodon и мышовки Parasminthus, которые скорее всего также автохтонны. Они отличаются как от европейской линии Plesiosminthus, так и от североамериканских Schaubenmys.

Середина олигоцена (буранское время) отмечена мощным взрывом видообразования среди Ctenodactyloidea. На это же время падает расцвет Tataromyidae, которые из Зайсанской впадины распространяются в Центральную Азию и Индию. На этом этапе зайсанские фауны вновь преобретают эндемичный облик за счет высокоразвитых Ctenodactyloidea. Однако эволюция зайсанских грызунов таит в себе и загадки. Кажется внезапным появление мелких, необычайно разнообразных хомяков Aplodontidae и Eucricetodon, а также Eomyidae. Не ясно, развивались ли они автохтонно, или появились в результате межконтинентальных обменов, как псевдоцилиндродоны и многочисленные крицедонтиды.

На рубеже эоцена и олигоцена Казахстан представлял единую палеозоогеографическую единицу с Центральной Азией, Монголией, Китаем, Пакистаном и Индией. Кроме ряда вымерших семейств Ctenodactyloidea, их объединяет еще один крупный таксон в ранге отряда – Mixodonta, вымерший в олигоцене.

Насекомые эоценовых и олигоценовых отложений территории бывшего СССР

Остатки эоценовых и олигоценовых насекомых известны из Прибалтийских республик, Беларуси, Украины, Грузии, Азербайджана, Казахстана, Туркменистана, а в России – из Калининградской области, с Северного Кавказа, из Якутии и с Дальнего Востока. Изученность палеогеновых энтомофаун совершенно недостаточна: многие сборы имеют случайный характер и неточно привязаны к разрезам, а имеющиеся коллекции обработаны лишь в незначительной степени. Поэтому сколько-нибудь цельной картины истории эоцен-олигоценовых энтомофаун Северной Евразии в настоящее время составить невозможно. Надо сказать, что и в других регионах достаточно полных последовательностей ископаемых энтомофаун этого времени пока не выявлено. Наиболее интересные и обширные материалы, но также обработанные лишь частично, имеются из Северной Америки, главным образом из Скалистых гор и региона к западу от них [Wilson, 1978] и, частично, из Западной Европы.

Вместе с тем, именно к позднему эоцену относится наиболее богатая из известных ископаемых энтомофаун – фауна балтийского янтаря, изучавшаяся с начала прошлого века. Янтарь широко распространен в Балтийском регионе (на запад до Дании включительно) и южнее, в Средней Европе, где он в основном переотложен в антропогеновых толщах, но, как предполагается, хотя бы частично имеет то же происхождение. Основная масса коллекционных материалов происходит из прусской свиты Калининградского полуострова, где в течение длительного времени ведется промышленная добыча янтаря, а также из антропогеновых и современных пляжных отложений Калининградской области, Литвы, Польши и Германии.

Долгое время янтареносные отложения Калининградской области считались олигоценовыми, но микропалеонтологические исследования показали их принадлежность к верхнему эоцену [Григялис и др., 1971; Затула, 1973]. Предполагается, что в Прибалтику янтарь в эоцене транспортировался реками с территории Фенноскандии, а в Среднюю Европу – в плейстоцене ледниками и водами, образовавшимися при их таянии, из Прибалтики [Bachofen-Echt, 1996]. К сожалению, для значительной части музейных коллекций балтийского янтаря нет точных данных ни о стратиграфическом положении, ни даже о географическом месте находок. Поэтому

Таблица 8. Типы фаун млекопитающих и состав растительных сообществ среднего эоцена – раннего миоцена Казахстана (по М.А.Ахметьеву и В.Ю.Решетову, 1996 г.)

Абсолютный возраст, млн лет	Отдел	Подотдел	Ярус	Типы фаун млекопитающих	Климат		Трансгрессия + Регрессия –
	Миоцен	Нижний	Бурдигальский	Гомфотериевый	Семиаридный	Умеренно теплый, переходный к субтропическому	+
21,5–			Аквитанский		Семигумидный		–
23,5–	Олигоцен	Верхний	Хаттский	Парацератериевый	Гумидный	Умеренно теплый	+
				Индрикотериевый			–
29–		Нижний	Рюпельский		Семигумидный, во второй половине – семиаридный	Умеренно теплый, временами субтропический	
						Субтропический, переходный к умеренно теплому	+
34–	Эоцен	Верхний	Приабонский	Бронтотериевый	Гумидный	Субтропический (переменно-влажный)	+
37–		Средний	Бартонский	Гиракондо-кондиляртровый	Аридный – семиаридный	Субтропический сезонный, с жарким летом	–
40–							+

Таблица 8
(окончание)

Низменные равнинные леса	Болотистые заросли и прибрежные леса	Растительность плакоров. Редколесья и саванноидные леса, кустарниковые заросли (растительность полузакрытого и открытого типов
Серидентинусы, брахипотерии, анхитерии, стефаноцемусы	Гомфотерии, свинообразные (палеохерусы, телеоцерусы)	Ацератерии, бовиды, анхитерии
Лиственные леса (ореховые, ильмовые, каштаны), с подлеском из падуба, розоцветных, бобовых	Тугайные леса, тополево-ясенево-ильмовые с кустарниковым подлеском из розоцветных	Мелколиственные дубово-дзелько-вые леса с участием бобовых. Шибляк палиуросово-джуджубовый, с бобовыми, миртовыми, розоцветными. На ограниченных участках кустарничково-травянистые ценозы
Бориссякии, эумериксы, протоцератерии, агиспелягусы ——— Обедненные смешанные леса тургайского типа с буком, хмелеграбом, крушиновыми, кленовыми, кустарниковыми зарослями из сумаха, ольхи	Брахипотерии, конохиусы, лофиомериксы ——— Тугайные леса из узколистных и туранговых тополей, ив, бобовых, ольхи. В прибрежноводной растительности осоковые, рогоз, ежеголовник, тростники	Парацератериды, эгтиссодонты, апротодонты, крицетиды, продремотерии ——— Сосновые и дубовые леса с подлеском из розоцветных и бобовых. Саванноидные редколесья, шибляк из сумаховых, бобовых, вересковых
Гиенодонты, челкарии, парагиракодонты, шизотерии ——— Широколиственные и хвойно-широколиственные полидоминантные мезофильные листопадные леса тургайского типа с ореховыми, буком, ликвидамбром, кленами, с пышным подлеском из розоцветных, сумаховых, орешника	Палеокасторы, протитаны, эмболотерии, кадуркодонты, антракотерии, миомериксы ——— Таксодиево-тополевые и таксодиево-ильмовые леса с глиптостробусом, ниссой, ольхой, восковниковыми. Прибрежноводный комплекс с лотосом, рдестом, нимфейными, ежеголовником, тростником, апоногетоном, осоковыми	Ардыномисы, ардынии (эргилии), индрикотерии, аллоцерапсы, энтелодоны, продремотериумы ——— Смешанные полидоминантные леса с буком, дубом, дзельквой, пеканом, пышным кустарниковым подлеском; на возвышенных участках плакоров – полузакрытые леса с сосной, дубом
Гиенодонты, гиракодонты (шизотерии) ——— Таксодиево-широколиственные леса с ликвидамбром, платаном, вязом, аилантом, эвкоммией, кленом, липой, дзельквой, каштаном, дубом, кустарником из спиреи, бобовых, ольхи, сумаха, комптонии	Кадуркодоны ——— Таксодиево-ниссовые леса и таксодиево-ильмовые леса с сассафрасом, ольхой, восковниковыми, тростниковыми, лотосовыми, нимфейными, зингиберитесами, стрелицией, роголистником	Индрикотерии (пристинотерии), ардынии, колодоны ——— Дубово-лаврово-бобовые редколесья с кустарниковыми зарослями типа шибляка, кустарничковыми ценозами (сумах, палибиния, восковниковые, миртовые)
Гиенодонты, цинодиктесы, гиракодонты (шизотерии), гранжерии, эумериксы, киинкеришеллы ——— Таксодиево-широколиственные леса с кастанопсисом, линдерой, ликвидамбром, гамамелиевыми, сассафрасом, с кустарниковым подлеском из сумаха, падуба	Ринотитаны, мететитаны, эмболотерии, аминодонты, кадуркодоны, гигантаминодонты, гобиомериксы, халикотериды ——— "Гибискусово"-тополево-ильмовые леса с ореховыми, ольхой, ниссой, магнолией, восковниковыми, бобовыми. Прибрежноводные заросли с тростниками, зингиберитесами, водными папоротниками, лотосами	Ардынии, эотригониксы, аллоцератины, колодоны, форстеркуперии, энтелодоны ——— Сосново-каштанодубовые и дубово-лавровые леса, саванноидные редколесья, кустарниковые заросли с аралиевыми, сумаховыми, падубами
Прогиракодонты, метахаплодектисы (кондилартры) ——— Каштанодубовые леса с дзельквой, каракасом, ликвидамбром, фикусом, бобовыми	Низкорослые примитивные тапировые и бронтотерии, эпимантеоцерусы, парафенокодусы ——— Гибискусово-тополевые леса с кустарниками из бобовых, идезии, унгнадии, купанинитеса, заросли из тростника, бамбука, банановых. Из водных растений сальвинии, лотосовые, нимфейные	Форстеркуперии, энтелодоны ——— Секвойя-дубово-лавровые леса и редколесья с бобовыми, аилантом. Кустарниковые заросли из протейных, вересковых, кустарничково-травянистые ассоциации с эфедрой, маревыми, нитрариями, бобовыми

рассматривать его фауну как единый комплекс можно лишь условно [Жерихин, 1978].

Инклюзы в янтаре, привлекавшие внимание начиная с античности, обладают прекрасной сохранностью (вплоть до гистологических деталей [Poinar, Hess, 1982; Henwood, 1992]. Описано более 3,5 тыс. видов насекомых, что составляет по приблизительным оценкам менее четверти действительного объема фауны (многие группы никогда не подвергались специальному исследованию или изучались давно и требуют ревизии); представлены более 150 семейств из почти всех кайнозойских отрядов насекомых и других классов Hexapoda (за исключением бессяжковых, зораптер, пухоедов и гриллоблаттидовых). Из-за большого объема фауны дать ее сколько-нибудь полную характеристику здесь невозможно; более подробные сведения содержатся в сводках С. Ларсона [Larsson, 1978], Дж. Пойнара [Poinar, 1992] и А. Бахофена-Эхта [Bachofen-Echt, 1996].

Почти все семейства и около половины родов насекомых балтийского янтаря представлены в современной фауне; имеются сведения (требующие проверки) о находках видов, морфологически неотличимых от современных, но они составляют лишь доли процента от общего объема фауны [Жерихин, 1978]. Около 40% семейств, найденных в балтийском янтаре, неизвестно из более древних комплексов. Несомненно, в значительной мере это объясняется исключительным богатством коллекций, несравнимых по объему с собранными из других местонахождений, а также тафономическими причинами (крупнейшие палеоценовые и ранне-среднеэоценовые захоронения насекомых обнаружены в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, в которых сохраняются преимущественно сравнительно крупные насекомые, особенно в той или иной степени связанные с водоемами, тогда как в ископаемых смолах резко преобладают лесные насекомые мелких и очень мелких размеров). К тому же ранне- и среднеэоценовые энтомофауны Евразии и Северной Америки происходят из более южных районов и часть различий может объясняться палеобиогеографическим причинами.

Однако, даже с учетом этих обстоятельств, не вызывает сомнений, что от среднего к позднему эоцену облик энтомофаун существенно изменился и приблизился к современному [Жерихин, 1978]. К числу наиболее заметных изменений можно отнести резкое увеличение численности и разнообразия муравьев, среди которых появляются и занимают доминирующее положение группы с высоким уровнем социальной организации [Длусский, 1981; Длусский, Федосеева, 1988].

Судя по составу фауны, балтийский янтарь образовывался в горных лесах в зоне влажного теплоумеренного или субтропического климата, отчетливо сезонного, но с непродолжительным периодом отрицательных температур. На теплый климат с несомненностью указывает присутствие таких групп, как термиты, богомолы, палочники, эмбии и ряд других. Чисто или преимущественно тропические современные группы, однако, отсутствуют. Так, среди термитов представлены только семейства, довольно далеко приникающие ныне во внетропические районы (Kalotermitidae, Rhinotermitidae) или даже строго внетропические (Termopsidae), и отсутствуют не только Termitidae (неизвестные ранее олигоцена), но и регулярно встречающиеся в эоцене более южных территорий Mastotermitidae [Nel, Paicheler, 1993]. Сходная картина наблюдается и в других группах. Вероятно, наиболее близкими современными аналогами балтийских (точнее, скандинавских) эоценовых лесов можно считать горные леса Мексики и Южного Китая, хотя ни в одном регионе в настоящее время не встречаются совместно все присутствующие в балтийском янтаре семейства.

Помимо Прибалтики, янтарь, минералогически идентичный с балтийским (сукцинит), встречается в верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложениях (киевская, харьковская и полесская серии) Беларуси и Украины, а также в переотложенном состоянии в антропогеновых отложениях этих районов. По-видимому, источник янтаря располагался на территории Украины. Даже для янтареносных отложений окрестностей Парчева в Восточной Польше, представляющих собой крайнюю западную периферию этой янтареносной области, источники сноса устанавливаются на Украинском щите [Kosmowska-Ceranowicz et al., 1990].

Фауна украинского и белорусского янтаря практически не изучена, хотя отдельные находки инклюзов в Приднепровье и Полесье (но не в Предкарпатской Украине, где также имеются местонахождения палеогеновых смол) неодно-

кратно указывались в литературе [Сребродольский, 1980]. Судя по списку групп, встреченных в янтаре Украинского Полесья [Майданович, Макаренко, 1988; Макаренко, 1988], его фауна по общему составу достаточно сходна с балтийской, но эти данные не слишком надежны, поскольку большинство насекомых определено лишь до семейства или даже отряда; указано на присутствие перепончатокрылых рода Prodinapsis Brues, известного из балтийского янтаря и принадлежащего к семейству Megalyridae, ныне реликтовому и дизъюнктно распространенному в теплых климатических областях. Из янтаря Белорусского Полесья описан муравей Iridomyrmex bogdassarivi V. Nazarov и двукрылые Ryta berestiana V. Nazarov (Limoniidae) и Anepsiomyia atterraneus V. Nazarov [Назарау и др., 1994].

На Северном Кавказе с р. Уллу-Чай в Дагестане описан домик ручейника Indusia daghestanica Vial. et Suk., происходящий, по-видимому, из олигоценовых (майкопских) отложений и сходный с I. tubulosa Serres из олигоценовых индузиевых известняков Оверни [Вялов, Сукачева, 1976]; вместе с ним собраны фрагментарные остатки жуков. Находка Indusia представляет определенный интерес, поскольку этот формальный род вообще редок, а в эоцене не обнаружен. Один неописанный остаток клопа из семейства Cydnidae, чрезвычайно распространенного в палеогене и неогене, найден в майкопских отложениях на Атлы-Баюнском перевале (Дагестан).

В Закавказье в олигоцене окрестностей Ахалцыха в Грузии найдено одно надкрылье жука, точнее не определенного. Из нижнемайкопских отложений Апшеронского полуострова (местонахождение Перекишкюль) описана златка Phaenops perekischkulensis Alexeev [А.В. Алексеев, 1996], относящаяся к современному роду, другие достоверные находки которого в палеогене не известны. Здесь же найдены другие, пока не обработанные, остатки жуков (среди которых преобладают Curculionidae), прямокрылых, клопов (Aradidae, Coreidae, Cydnidae, Pentatomidae), двукрылых (преобладают Syrphidae) и перепончатокрылых (Apidae). В майкопских отложениях р. Зейвы найден один остаток крупного клопа семейства Pentatomidae (не описан).

Единичные и фрагментарные остатки жуков обнаружены в среднем эоцене (местонахождение Ер-Ойлан-дуз в Бадхызском заповеднике) [Жерихин, 1978] и нижнем олигоцене (местонахождение Кызыл-Чешме на хребте Копетдаг) Туркменистана.

В Казахстане куколка бабочки, ближе не определенной, найдена в Северном Приаралье северо-восточнее мыса Сандал [Козлов, 1988] в олигоценовых (ащеайрыкских) отложениях. Более важны материалы из Зайсанской впадины, но наиболее интересный комплекс с горы Ашутас, описанный А.В. Мартыновым [1929], к сожалению, плохо привязан к разрезу. Он может происходить как из буранских слоев (вторая половина нижнего олигоцена), так и из верхнеолигоценовой ошагандинской свиты; возможно, что в сборах представлены комплексы из обеих свит.

В Ашутасе обнаружены стрекозы Lithagrion elongatum Mart. (Megapodagrionidae), Oligoeschna ashutasica (Mart.), O. conjuncta (Mart.), Epacantha magnifica Mart., Necracantha composita Mart., N. proxima Mart. и Necracantha sp. (Aeshnidae), термиты Ulmeriella sibirica (Mart.) (Hodotermitidae) и "U." cockerelli Mart. (Hodotermitidae или Termopsidae), ручейник из семейства Phryganaeidae и бабочка Oligamatites martynovi Kuzn. (Syntomidae); имеется также несколько неописанных остатков жуков. Род Lithagrion Cock. известен также из нижнего олигоцена США (Флориссант в штате Колорадо); Oligoeschna Piton et Theob. – из Флориссанта и из нескольких верхнеолигоценовых местонахождений во Франции [Nel et al., 1994]; Oligoaeschna Selys – современный род, распространенный в Юго-Восточной Азии (достигает на севере Японии) и найденный в ископаемом состоянии во Флориссанте, верхнем олигоцене Франции, нижнем миоцене Германии и плиоцене Японии [Nel et al., 1994]. Ulmeriella Meun. – широко распространенный вымерший род термитов, известный из олигоцена США (Раби-Ривер в Монтане), Франции и Германии и миоцена и плиоцена Европы и Японии [Nel, Paicheler, 1993]. Вымершие роды Epacantha Mart., Necracantha Mart. и Oligamatites Kuzn. известны только из Флориссанта; интересно, что Epacantha и Necracantha принадлежат к трибе Gynacanthini, в целом очень редкой в ископаемом состоянии (кроме четырех остатков из Ашутаса известны еще лишь два, из миоцена Азербайджана и Германии [Nel et al., 1994]); ныне она распространена в субтропических и тропических районах, причем роды из Ашутаса кажутся

близкими к современным американским. Ископаемые Syntomidae, кроме Ашутаса, найдены только в плейстоценовом копале Восточной Африки [Козлов, 1988].

Таким образом, фауна Ашутаса состоит в основном из вымерших родов, имеет ряд общих родов с олигоценовыми фаунами Европы и США и при этом характеризуется несомненным своеобразием. Описанные в той же статье А.В. Мартынова надкрылья жуков с р. Бокол к югу от Ашутаса не имеют точной привязки к разрезу; одно из них принадлежит листоеду современного рода Plateumaris, связанного с болотной растительностью и весьма обычного в олигоцене и неогене Евразии и Северной Америки. Фрагментарные остатки жуков (изолированные надкрылья, предположительно принадлежащие какимто представителям семейств Carabidae, Elateridae и Curculionidae) собраны в отложениях аксыирской свиты (верхний эоцен) на реках Кендырлык и Чайбулак.

В Якутии остатки насекомых указывались М. Геденштромом [1830] из янтареподобных смол оз. Тастах в низовьях р. Хрома, но позднее эти находки не были повторены. Смолоносные отложения тастахской свиты датируются эоценом [Кулькова, 1973].

Сравнительно богатые и весьма интересные эоцен-олигоценовые энтомофауны обнаружены на территории Приморского края. Они изучены лишь частично, а датировки многих из них, приведенные в опубликованных работах, ныне вызывают сомнение или пересмотрены.

Предположительно, к верхнему эоцену относится небольшая по объему энтомофауна из скважин в окрестностях Краскино в Южном Приморье [Жерихин, 1978]. Отсюда описаны только домики ручейников Terrindusia cf. splendida Vial. et Suk. и Folindusia jactans Vial. et Suk. [Вялов, Сукачева, 1976]; обнаружены также остатки равнокрылых надсемейства Cercopoidea и клопов семейства Acanthosomatidae, вообще очень обычных в палеогене и неогене Дальнего Востока.

Богатый комплекс насекомых собран из пачки песчаников и диатомитов озерного генезиса, залегающей в кровле толщи кислых эффузивов кхуцинской (?) свиты и перекрытой базальтами кизинской серии, на руч. Барачек, притоке р. Большая Светловодная в бассейне р. Бикин в Северном Приморье. Вместе с насекомыми здесь обнаружена богатая флора, содержащая, наряду с листьями Betula, Carpinus, Tilia, Fraxinus, Vitis, Acer и видами других родов, обычных в позднепалеогеновых и миоценовых флорах Приморья, также листья Platanus и Trochodendroides и соплодия Trochodendrocarpus, находки которых не позволяют считать этот комплекс моложе раннего олигоцена. Эта флора первоначально рассматривалась М.А. Ахметьевым как позднеолигоценовая–раннемиоценовая; эта датировка использовалась и в палеоэнтомологических публикациях, хотя по общему облику фауна р. Большая Светловодная очень сходна (несмотря на несомненные ландшафтные и климатические различия) с раннеолигоценовой фауной Флориссанта в Колорадо. В составе фауны обнаружены поденки, стрекозы, трипсы, равнокрылые, клопы, жуки, сетчатокрылые, скорпионницы, ручейники, бабочки, двукрылые, перепончатокрылые, уховертки, богомолы, тараканы, термиты и прямокрылые [Жерихин, 1989].

Изучена лишь незначительная часть собранных материалов. Поденки представлены личинкой Litobrancha palaearctica McCaff. et Sinitsh. [McCafferty, Sinitshenkova, 1983], принадлежащей к современному роду, распространенному в Юго-Восточной Азии и Северной Америке и являющейся его единственным известным ископаемым представителем. Среди стрекоз имеется несколько видов подотряда Zygoptera (остатки имаго) и две личинки Anisoptera (?Gomphidae). Прямокрылые характеризуются в основном кузнечиковыми (Tettigonioidea). Единственный остаток богомола описан под названием Megaphotina sichotensis Gratshev et Zher. как относящийся к особому виду семейства Chaeteessidae, широко распространенного в мелу и палеогене Евразии и Северной Америки, а ныне представленного единственным южноамериканским родом Chaeteessa Burm. [Gratshev, Zherikhin, 1993]. Роды Megaphotina и Chaeteessa, возможно, даже синонимичны [Nel, Roy, 1996], хотя современные виды Chaeteessa значительно мельче по размерам. Среди термитов, повидимому, присутствуют Hodotermitidae (в том числе Ulmeriella) и Kalotermitidae.

Из равнокрылых описаны только богато представленные тли [Heie, 1989], а довольно большие сборы цикад, среди которых имеются

Cercopoidea (Aphrophoridae и Cercopidae), Cicadelloidea и Fulgoromorpha, не обработаны. Среди более чем 50 экземпляров тлей, систематическую принадлежность которых удалось определить точнее, чем до инфраотряда, имеются таксоны семейств Mindaridae (Mindarella biamoensis Heie), Elektraphididae (Schizoneurites zherichini Heie), Pemphigidae (Biamoaphis antiqua Heie), Anoeciidae (Bolshayanoecia rasnitsyni Heie) и, возможно, Hormaphididae и Drepanosiphidae. В целом, такой набор семейств достаточно типичен для палеогеновых фаун, а все обнаруженные роды, кроме Schizoneurites Cock., известны только с р. Большая Светловодная. Необычна сравнительно высокая доля (более 11% особей) Anoeciidae, которые в ископаемом состоянии найдены только в балтийском янтаре, где очень редки.

Особо интересны находки Elektraphididae – одного из очень немногих палеогеновых семейств насекомых, ныне вымерших. Наиболее поздний из известных таксонов этого семейства, также относящийся к роду Schizoneurites, обнаружен в бембриджских слоях острова Уайт (Англия), датируемых самым концом эоцена или (что считается менее вероятным) самым началом олигоцена. Среди многочисленных тлей, известных из Флориссанта, Elektraphididae не обнаружены. В бассейне р. Большая Светловодная собрано пять остатков Elektraphididae. Богато представлены клопы, среди которых заметное место принадлежит надсемейству Pentatomoidea, включая обычных в палеогене и неогене Дальнего Востока Acanthosomatidae; к водным клопам принадлежат довольно часто встречающиеся Notonectidae. Особенно интересна находка Calobathristidae (определение Ю.А. Попова) – небольшого современного семейства, ранее неизвестного в ископаемом состоянии.

Среди весьма разнообразных жуков имеются представители семейств Cupedidae, Carabidae, Cyrinidae, Hydrophilidae, Staphylinidae, Pselaphidae, Lucanidae, Elateridae, Throscidae, Cantharidae, Buprestidae, Mordellidae, Melandryidae, Cerambycidae, Chrysomelidae, Curculionidae и, возможно, Scydmaenidae, Catopidae, Histeridae, Scarabaeidae, Endomychidae и Scaptiidae [Жерихин, 1989]. Описано всего 3 вида: Platycerus zherichini Nikolajev [Николаев, 1990] (Lucanidae), древнейший вид современного палеарктического рода; Oligobruchus kingsilveri Zherikhin (Bruchidae) – из вымершего рода, обильного во Флориссанте и связанного предположительно с бобовыми, и Hyperites nadezhkini Zherikhin (Curculionidae) [Жерихин, 1989]. Следует отметить, что семейство Bruchidae не обнаружено в доолигоценовых отложениях.

Среди немногочисленных сетчатокрылых имеются Ascolaphidae и один остаток, принадлежащий, возможно, представителю особого вымершего семейства [Макаркин, 1991]. Из скорпионниц описан Bittacus biamensis Novokschonov (Bittacidae), относящийся к широко распространенному современному роду [Novokschonov, 1993]; обнаружен также один остаток из семейства Eomeropidae, довольно широко распространенного в палеогене, а ныне сохранившегося как реликт только в Чили.

Чрезвычайно редки домики ручейников, найден лишь один экземпляр Folindusia arcuata Suk. [Сукачева, 1982]. Этот же формальный вид домиков установлен в олигоценовых (?) отложениях на р. Быстрая в Северном Приморье. Среди имаго ручейников имеются таксоны семейств Phryganeidae, Sericostomatidae и, возможно, Philopotamidae [Сукачева, 1989]. Обращает на себя внимание отсутствие Polycentropodidae, доминирующих в палеогене (в частности, в балтийском янтаре и во Флориссанте) и известных начиная с олигоцена Limnephilidae.

Отряд бабочек представлен только двумя неопределимыми остатками гусениц [Козлов, 1988]. Обильны двукрылые, среди которых доминируют Bibionidae (в основном из рода Plecia Wied., типичного в палеогеновых фаунах, а в неогене уступающего место доминанта Bibio), и Mycetophiloides. Описаны два вида редкого семейства Cylindrotomidae [Freiwald, Krzeminski, 1991] – Cylindrotoma biamoensis Freiwald et Krzeminski, представитель современного рода, в ископаемом состоянии известного начиная с верхнепалеоценовой или нижнеэоценвой формации Молер Дании, и Cyttaromyia rayona Freiwald et Krzeminski, относящегося к вымершему роду из Флориссанта. М.Б.Мостовский [1996] указывает из района р. Большая Светловодная также Megaselia sp. (Phoridae) принадлежащего очень богатому видами и широко распространенному современному роду. Он прослежен в палеонтологической летописи с эоцена (балтийский ян-

тарь и янтарь из Фушуньского угольного месторождения в Китае).

Среди многочисленных перепончатокрылых преобладают наездники семейства Ichneumonidae и муравьи (Formicidae), встречающиеся в кайнозойских фаунах, начиная с верхнего эоцена. Необычным кажется полное отсутствие пчел. Немногие описанные перепончатокрылые демонстрируют близость к известным из Флориссанта: Hodiernocynips primigenius O. Kovalev (Cynipidae) и Geotiphia orientalis A. Rasnitsyn (Tiphiidae) принадлежат к вымершим родам, каждый из которых насчитывает несколько видов [Ковалев, 1994; Rasnitsyn, 1986], а Hodiernocynips найден также в верхнем олигоцене Германии. Монотипический род Biamogorytes Nemkov (Sphecidae) известен только из обнажений по р. Большая Светловодная, но близкие формы присутствуют во Флориссанте [Немков, 1990]. Наконец, Г.М. Длусский [1981] указывает, что фауна муравьев р. Большая Светловодная по общему составу наиболее близка к фауне Флориссанта и, как и эта последняя, характеризуется некоторым увеличением роли подсемейства Myrmicinae по сравнению с балтийским янтарем, хотя и гораздо менее выраженным, чем в более молодых, особенно миоценовых, фаунах. Материал по остальным отрядам невелик по объему и не определен.

В целом фауна р. Большая Светловодная имеет типично лесной облик и выглядит умеренно термофильной. Она явно моложе фауны балтийского янтаря и может быть сопоставлена по возрасту либо с фауной бембриджских слоев Англии (по присутствию Elektraphididae), либо с фауной Флориссанта (по обилию общих родов, присутствию Bruchidae и составу муравьев), причем последнее сопоставление выглядит более вероятным. Некоторые особенности фауны (отсутствие Polycentropodidae, Limnephilidae и пчел, редкость Curculionidae) пока не находят себе удовлетворительного объяснения.

Довольно богатый комплекс насекомых обнаружен в долине р. Амгу в Тернейском районе Приморья в туффитах, залегающих среди андезито-базальтовой толщи эоцена–олигоцена, которая длительное время рассматривалась как верхнеолигоценовая или даже нижнемиоценовая. Насекомые из этого местонахождения описывались Т. Кокереллом [Cockerell, 1925, 1927]; его материалы требуют ревизии, а более поздние сборы в основном остаются необработанными, что затрудняет анализ состава фауны. Обильны равнокрылые, представленные семействами Cicadellidae (Lavrushinia elegantula Cock.), Cercopidae (Megacercopis optima Cock.), Aphrophoridae ("Aphrophora" protocalla Cock., "Philagra" kudiana Cock., "Cercopis" amaguensis Cock.), Cixiidae (Mundopoides cisthenaria Cock.) и ?Delphacidae (Amagua fortis Cock.); все они либо принадлежат к родам, не указывавшимся из других местонахождений, либо их родовые определения вызывают серьезные сомнения.

Сравнительно редки клопы, даже обычные в кайнозое Приморья Acanthosomatidae (к этому семейству, возможно, относится Pentatomites sibiricus Cock.). Из сетчатокрылых встречен Miopsychopsis sikhotensis Makarkin [Макаркин, 1991], установленный только на Дальнем Востоке. Psychopsidae в ископаемом состоянии редки, но распространены в палеогене довольно широко, в том числе в Северной Евразии, где ныне это семейство отсутствует. К жукам принадлежат фрагментарные остатки, определение систематической принадлежности которых затруднительно, в том числе и для пяти видов, описанных Т. Кокереллом. Скорпионницы представлены двумя видами – Eomerope pacifica Ponom. [Пономаренко, Расницын, 1974] из семейства Eomeropidae и Dinopanorpa megarche Cock., относимой к монотипическому вымершему семейству [Willmann, 1989].

Обильны домики ручейников, принадлежащих формальным видам Folindusia comminuta Cock., F. sequoiae Cock., F. abdita Suk. и F. fasciculifera Suk. [Сукачева, 1989]. Все эти виды найдены также и в других местонахождениях в Приморье, датируемых олигоценом–миоценом. Имаго ручейников относится к семействам Phryganeidae (Amagupsyche perlata Cock., "Phryganea" lavrushini Cock.) и Limnephilidae ("Limnephilus" recultus Cock., "L." kudiensis Cock.). Монотипический род Amagupsyche резко обособлен и принадлежит к особому подсемейству; он известен только из Амгу. Семейство Limnephilidae является крупнейшим среди ручейников в современной фауне, но в ископаемом состоянии известно лишь с олигоцена (Раби-Ривер в штате Монтана, США). Оно не обнаружено по р. Большая Светловодная. Находки в Амгу, по-видимому, древнейшие в Евразии и

указывают на вероятный берингийский путь вселения семейства в Евразию (на Кавказе и в Европе Limnephilidae обнаруживаются впервые в миоцене).

Среди двукрылых преобладают Bibionidae, представленные массовыми в палеогене родами (Plecia kudiella Cock., P. refracta Cock., P. redempta Cock., P. kuznetzovi Cock., P. obsitula Cock., Penthetria amagua Cock.); число видов Plecia, скорее всего, преувеличено. Присутствуют также Tipulidae (Tipula sp.), Mycctophilidae, Calobatidae и, возможно, Keroplatidae. Из числа перепончатокрылых определена пчела Megachile amaguensis Cock.; имеются единичные остатки Tenthredinidae, Ichneumonidae, Braconidae, Dryinidae и Formicidae; последние немногочисленны и, видимо, относятся к подсемейству Dolichoderinae. Наличие таких вымерших таксонов, как Dinopanorpidae и Amagupsyche, может указывать либо на реликтовый характер фауны, либо на ее эоценовый, а не олигоценовый возраст; второму допущению, однако, противоречит присутствие Limnephilidae.

Вероятно, к Амгу близки по возрасту и многие другие местонахождения насекомых в Приморье, считавшиеся олигоцен-миоценовыми. Собранные в них коллекции большей частью невелики по объему, но содержат остатки представителей тех же групп (в первую очередь Plecia spp.), а иногда и видов (домики ручейников; см.: [Сукачева, 1989]), которые наиболее обычны в Амгу. Следует отметить, что и в других регионах имеются некоторые свидетельства в пользу значительного сходства и длительного постоянства олигоценовых и миоценовых энтомофаун (несмотря на существенные климатические изменения в течение этого времени), вплоть до наличия общих видов. Так, среди жуков семейства Curculionidae из верхнего миоцена (мессиний) Сицилии обнаружены виды, неотличимые от описанных из верхнего олигоцена Прованса или очень близкие к ним [Zherikhin, 1992].

В целом, основные изменения состава энтомофаун происходили внутри эоцена и были быстрыми, о чем свидетельствуют существенные отличия фауны балтийского янтаря как от среднеэоценовых, так и от позднеэоценовых (бембриджские слои и, возможно, слои по р. Большая Светловодная). Отличия среднеэоценовых энтомофаун от позднеэоценовых выглядят гораздо более резкими, чем отличия этих последних от олигоценовых или даже олигоценовых от миоценовых.

"Малые группировки" фауны и флоры (зубы акул, пресноводные моллюски, птицы, харовые водоросли, спикулы губок)

Под условным термином – "малые" группировки – понимаются группы фауны и флоры, либо еще недостаточно изученные, либо встречающиеся редко в отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена, либо установленные только в отдельных регионах бывшего Советского Союза. К ним отнесены зубы акул, пресноводные моллюски, птицы, насекомые, харовые водоросли. Тем не менее, они могут быть важны для местной стратиграфии (пресноводные моллюски) или даже для отдаленной корреляции (зубы акул). Конечно, эти группы предоставляют интересную дополнительную информацию для характеристики морской, озерной и континентальной биоты позднеэоценового–раннеолигоценового времени, позволяя расшифровать некоторые особенности палеоклиматической и фациальной обстановки. К сожалению, в силу разных обстоятельств к написанию данного раздела не удалось привлечь специалистов, изучавших или изучающих перечисленные группы. Поэтому предлагаемый ниже обзор является компилятивной сводкой имеющихся материалов.

Зубы акул

Из верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Крымско-Кавказской области, юга Русской платформы и Туранской плиты (Мангышлак, Северное Приаралье, Устюрт, Тургай) известны многочисленные зубы акул, иногда образующие выдержанные по простиранию линзы и слои. Изучению палеогеновых остатков акул посвящен ряд работ Л.С.Гликмана. Предложенная им для палеогена Туранской плиты зональная

шкала по этой группе [Гликман, 1964] не потеряла своего значения до настоящего времени и легла в основу данного очерка. Интересующий нас интервал региональной шкалы Западного Казахстана включает три из двенадцати зон (с 8 по 10).

Зона 8, или Otodus turgidus, которую Л.С.Гликман [1964] в соответствии с представлениями того времени считал раннеолигоценовой, включает зональный вид, Odontapsis denticulata и O. dubia. Фауна этого уровня достаточно бедная, недоразвитая, зубы акул мелкие. Зональный комплекс характеризует чеганскую свиту, начиная со слоев с туррителлами (по Н.К.Овечкину) и верхи адаевской свиты Мангышлака (верхний эоцен).

Зона 9, или Lamiostoma gracilis, хорошо выделяется в разрезах благодаря зональному виду, присущему только этому подразделению. Кроме него, обычен Galeorhinus latus, впервые встречающийся в этой зоне, а также Alopias latidens, Odontapsis denticulata, Notidanus primigenius и др. Вид Odontapsis denticulata, как и вид-индекс, в более молодых отложениях не встречаются. Эта зона характеризует узунбасскую и куюлусскую свиты Мангышлака, кутанбулакскую и чиликтинскую свиты (особено низы последней) Приаралья, ащеайрыкскую свиту. С большей долей условности к ней относятся верхние горизонты чеганской свиты и туранглинская свита Приаралья. В Западной Европе комплекс зубов акул, близкий комплексу зоны 9, был описан М. Леришем [Lerich, 1936] из рюпельских отложений Бельгии и Швейцарии, а также из стампийских слоев Парижского бассейна.

Зона 10, или Odontaspis praecrassidens, содержит, кроме зонального вида, O. tamdensis, O. aralensis, Notidanus primigenius, Myliobatus sp. Виды Odontaspis praecrassidens и O. tamdensis не переходят в зону 11. Зональный комплекс приурочен к соленовскому горизонту Устюрта, чиликтинской свите Приаралья, кенджалинской свите впадины Карагие Мангышлака. Заметим, что уже в зоне 10 появляется в массовом количестве O. aralensis, еще более часто встречающийся в верхнем олигоцене Западного Казахстана. Вышележащие отложения байгубекского горизонта и чаграйской свиты охарактеризованы зональным комплексом 11 – Odontaspis molassica.

Пресноводные моллюски

Этот раздел написан по материалам, опубликованным Н.В. Толстиковой [1985] и У.Н. Мадерни [1974]. Основными регионами бывшего СССР, из которых известны находки пресноводных моллюсков позднего эоцена и раннего олигоцена, являются Казахстан (Устюрт, Северное Приаралье, Тургай, Зайсанская впадина), Приамурье и Приморье. Возраст большинства слоев с пресноводной малакофауной нуждается в уточнении, так как он обычно, но далеко не всегда, корректируется лишь палеоботаническим данными или сведениями о возрасте пресноводных остракод, харофитов, реже – позвоночных. Более достоверно продатирована малакофауна Северного Приаралья и Зайсанской впадины.

В отличие от пресноводных моллюсков неогена, которые начали изучаться с середины прошлого века, история исследования олигоценовой малакофауны насчитывает всего несколько десятилетий. Большая роль в их изучении принадлежит В.В. Богачеву [1961], в руках которого оказались богатейшие коллекции из олигоцена Северо-Западного Казахстана, собранные им самим и многими геологами и палеонтологами. К нему же попали сборы моллюсков из известного местонахождения Челкар-Нуры, где проводились раскопки костного материала М.В. Баярунасом и Е.И. Беляевой. С конца 50-х годов серию обобщающих монографий и статей опубликовали Г.Г. Мартинсон [1995] и С.М. Попова [1964]. Последней впервые была описана верхнеэоценовая и олигоценовая пресноводная малакофауна Дальнего Востока. С 60-х годов моллюски олигоцена Северного Приаралья, Тургая и Зайсанской впадины планомерно изучались У.Н. Мадерни [1974] и Н.В. Толстиковой [1985]. В итоге они установили серию сменяющих друг друга в разрезе местных комплексов, характеризующих локальные "экозоны" и "биозоны", показав одновременно высокую степень эндемизма близких по возрасту комплексов в разных частях Казахстана. На Дальнем Востоке С.М. Поповой для пограничных слоев эоцена и олигоцена выделено два разновозрастных комплекса.

Верхний эоцен. Верхнеэоценовые пресноводные моллюски известны из Зайсанской впадины и Южного Приморья.

Из 11 зональных экологических комплексов, выделенных Н.В. Толстиковой в палеогене Призайсанья, только один – Parafossarulus (?) aksiirensis – несомненно является позднеэоценовым. Он приурочен к нижнеаксыирской подсвите и установлен в 14 местонахождениях. Это монотаксонный комплекс, но раковины и особенно крышечки Parafossarulus (?) aksiirensis в массовом количестве встречаются в нижних горизонтах аксыирской свиты. Такое обеднение видового состава моллюсков, по мнению Н.В. Толстиковой, свидетельствует об иссушении климата, что для этого интервала разреза подтверждается и палеоботаническими данными.

В Южном Приморье пресноводные моллюски позднего эоцена были собраны из эксплуатирующихся угленосных слоев угловской свиты и изучались С.М. Поповой. В комплексе представлены семейства Viviparidae, Bithynidae (?) и Unionidae. Раковины вивианид отличаются крупными размерами и условно относятся к роду Cipangopaludina, причем лишь только один вид – C. artemica – несомненно принадлежит этому роду. К семейству Unionidae относится несколько родов, установленных в комплексе – Hendeana (?), Hyriopsis, Limnoscapha, Anodonta, Unio, Cuneopsis (?). Описано несколько местных видов: Hendeana (?) borealis, Unio bersenevi, U. petrovski.

В угленосных отложениях Нижнебикинской впадины выделены два комплекса моллюсков. Более древний из них Г.Г. Мартинсоном датировался олигоценом, а более молодой – миоценом по аналогии с возрастом комплексов моллюсков в стратотипическом разрезе усть-давыдовской свиты на п-ове Речном севернее Владивостока. Однако после находок в этом разрезе раннепалеогеновых реликтов флоры – Trochodendroides, Trochodendrocarpus, Nordenskioldia и др. – возраст отложений был пересмотрен и сейчас принимается позднеэоценовым. На этом основании подлежит изменению возраст моллюсков и в других местонахождениях, относящихся к усть-давыдовской свите в Нижнебикинской впадине, в кернах скважин, пробуренных в Глуховской впадине близ г. Уссурийска и в чернореченской свите Среднеамурской впадины. В составе более древнего комплекса Нижнебикинской впадины Г.Г. Мартинсон указывает Limnoscapha lanceolata и Unio elegantus. В составе более молодого комплекса, который уже может иметь олигоценовый возраст, – Viviparus leei, V. quadratus, Anodonta sp., Micromelania (Fairbankia) bikinensis, Pisidium compacta, Tulotoma tulotomoides.

Пресноводные моллюски из отложений, возраст которых строго не установлен, но наиболее вероятно позднеэоценовый, были собраны из нижних горизонтов гастелловской свиты Сахалина, а также люкаминской свиты восточного побережья острова из толщи песчаников на п-ове Шмидта. Они включают главным образом унионид и вивипарид и представлены следующими родами: Cipangopaludina, Bellemya, Cuneopsis, Tshansinaia, Nodularia, Lanceolaria, Anodonta, Oxynaia, Rectidens, Margaritifera, Limnoscapha, Sinanodonta, Corbicula и др. Родовой спектр моллюсков близок по составу пресноводной малакофауне формации Исикари Хоккайдо (эоцен).

Нижний олигоцен. В олигоцене Призайсанья Н.В. Толстикова выделила шесть сменяющих друг друга в разрезе экологических комплексов моллюсков, четыре из которых, а возможно и пятый, имеют раннеолигоценовый возраст.

Первый из комплексов – с Contradens compressopsis – установлен в трех местонахождениях среднеаксыирской подсвиты и представлен теплолюбивыми субтропическими родами: Margaritonopsis, Ptychorhynchoides, Contradens, Pressidens, Physunio, Pilsbryoconcha, Nannonaia, Elongaria. Многие формы тонкостворчатые, что свидетельствует о дефиците кальция в озерном бассейне.

Комплекс с Parafossarulus (?) kustodiensis – во всех местонахождениях Северного и Южного Призайсанья приурочен к верхнеаксыирской подсвите и базальным слоям кустовской свиты. Крышечки Parafossarulus (?) kustodiensis отличаются хрупкостью и тонкостенностью , что указывает на сохранение дефицита кальция в озерном водоеме и незначительный привнос обломочного материала.

Комплекс с Rectidens asiaticus выделен из средней части кустовской свиты киинкеришского разреза. Он включает 19 видов двустворок, обычно билатерально уплощенных, относящихся к субтропическим родам, – Ctenodesma, Margaritonopsis, Ptychorhynchoidens, Nannonaia, Oxynaia, Rectidens, Eusidens, Nodularia (?) и др. Разнообразие жабернодышащих моллюсков и их новый расцвет говорят о полноводности в это время Палеозайсана и увлажнении климата.

Комплекс с Sphaerium proscaldianum приурочен к нижнебуранским слоям и представлен пятью видами двустворок – обитателей умеренного климата. Смена комплексов, прежде всего, обусловлена снижением температуры вод в бассейне, в результате чего полностью вымерли тепловодные роды семейства Margaritiferidae и Unionidae. Отмечается расцвет Pisidioidea. Из битинид продолжают существовать только эврибионтные новые виды подрода Boreoelona. Понижение температуры Палеозайсана происходило одновременно с изменением экологической обстановки, его обмелением, заболачиванием и нарушением кислородного режима.

Комплекс с Bithynia buranensis происходит из верхних горизонтов буранской свиты и, возможно, имеет уже хаттский возраст. Он представлен двумя видами битинид подрода Boreoelona, которые отличаются толстостенными крышечками, с грубыми резкими кольцами "нарастания". Они, вероятно, обитали в условиях аридного климата и периодического осушения литоральной зоны.

В Северном Приаралье и в Тургайском прогибе остатки пресноводных моллюсков встречены в кутанбулакской, чиликтинской, уркимбайской, челкарнуринской, сарыинской и бетпакдалинской свитах, датированных по другим группам континентальной биоты ранним олигоценом. На Устюрте эта группа моллюсков известна из соленовского горизонта.

Самый древний комплекс – с Cipangopaludina tobolica, по мнению У.Н. Мадерни, связан с толщей ожелезненных песчаников, лежащих в основании континентального разреза Верхнего Притоболья на севере Тургайского прогиба. Регрессия чеганского моря из этого района началась раньше, и накопление континентальных осадков происходило, по-видимому, еще в конце эоцена. В разрезах оз. Сорколь близ г. Кустаная в составе комплекса были определены Cuneopsis sorcolusis, C. custanaica, Prochyriopsis sp., Cipangopaludina (Turgaja) litvinica, C. (T.) tobolica, Margaria hydrobiaeformis. Близкий по составу и возрасту комплекс моллюсков был описан Г.Ф. Лунгерсгаузеном и А.Л. Чепалыгой на левобережье р. Эмба.

Древнейший комплекс пресноводных олигоценовых моллюсков Северного Приаралья и Южного Тургая – Lanceolaria eximidonta – представлен единой группировкой, весьма выдержанной по площади. Малакофауна была способна переносить значительное осолонение водной среды, так как нередко моллюски этого комплекса встречаются вместе с морскими и солоноватоводными пелециподами – Ergenica cimlanica, Cardium cimlanicum, Tellina ex gr. postera, Janschinella cf. garezkii. Комплекс Lanceolaria eximidonta встречен в кутанбулакской свите, нижней и средней частях чиликтинской и их возрастных аналогах в Тургае. В составе комплекса У.Н. Мадерни указывает Lanceolaria eximidonta, Margaritifera (Margaritenopsis) occulta, M. (Pseudunio) cf. martinsoni, Nodularia kenderleica, Anodonta sp., Hyriopsis aff. gracilis, Cipangopaludina largia и др. Верхний возрастной предел распространения комплекса устанавливается по его находкам в отложениях соленовского горизонта. С исчезновением в разрезах чиликтинской свиты Северного Приаралья морских форм происходит смена комплексов континентальных моллюсков.

Комплекс Bithynia gregaria происходит из верхов раннего–позднего олигоцена. В Северном Приаралье и Южном Тургае он приурочен к верхним частям чиликтинской и челкарнуринской свит, большей части чаграйской свиты и ее возрастного аналога в Тургае – кайдагульской свиты. В разрезах Челкар-Тениза этот комплекс образует две группировки: челкарнуринскую (раннеолигоценовую) и баймуратскую (верхнеолигоценовую), сменяющую первую из них по разрезу.

Челкарнуринская группировка включает Lanceolaria aff. indricora, Cupeopsis nurensis, Cyrena semistriata, Sinotia sp., Bithynia gregaria. Скопления B. gregaria образуют в районе Челкар-Тениза выдержанный по площади пласт так называемого битиниевого известняка, прослеживаемого в обрывах Челкарнуры и соседнего с востока Донгустау. Битиниевый пласт является хорошим маркером для находок костных остатков позвоночных индрикотериевого комплекса, на что обратил внимание В.В. Богачев [1961].

В основном челкарнуринском раскопе, откуда извлекались кости позвоночных, среди массового скопления B. gregaria встречаются створки Cyrena semistriata – характерного вида ащеайрыкской свиты Устюрта. У.Н.Мадерни [1974, с. 34] пишет: "Можно предположить, что местом обитания здесь являлась устьевая часть реки,

впадавшей в солоноватый озерный водоем или морскую лагуну. По-видимому, вода в низовьях этой реки временами несколько осолонялась и моллюск C. semistriata получал возможность непродолжительное время обитать в речных условиях. Что касается пресноводного моллюска Bithynia gregaria, то, судя по некоторым современным представителям этого рода, небольшое и кратковременное осолонение могло для него и не быть летальным. Во всяком случае, рецентные B. tenticulata и B. leachi обитают в слабосолоноватых озерах и осолоняющихся речных плесах в Казахстане".

Рассмотрим возможности сопоставления казахстанских комплексов пресноводной малакофауны с наиболее близкими по составу комплексами других регионов Евразии. Сравнение верхнеэоценового комплекса Parafossarulus ? aksiirensis Зайсанской впадины с другими весьма затруднительно, поскольку практически повсеместно верхнеэоценовая пресноводная малакофауна крайне обеднена. Самый древний из олигоценовых – среднеаксыирский – комплекс Contradens compressopsis представлен новыми таксонами, некоторые из них близки видам из комплексов Contradens solandri и Ptychorhynchoides aff. guembeli, характеризующих в Западной Европе пограничные слои между эоценом и олигоценом. Комплекс Rectidens asiaticus верхнеаксыирской подсвиты и низов кустовской свиты имеет один общий вид с древнейшим из олигоценовых комплексов Северного Приаралья и Тургая, отвечающего подсоленовским и соленовским слоям Западного Казахстана. Это дает дополнительную аргументацию о возможности сопоставления верхнеаксыирской подсвиты и части кустовской свиты Призайсанья с кутанбулакской и частью чиликтинской свит Приаралья, как это отмечается при сравнении ассоциаций флоры и маммалий.

Птицы

Находки остатков птиц из отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена известны только из Казахстана. Из аксыирской свиты сопки Жагиз-Шоки Призайсанья Е.Н. Курочкин описал Cygnavus formosus [Флеров и др., 1974]. Позднее он же из кустовской свиты в междуречье Кусто и Кызылкаина обнаружил остатки Cygnavus sp. и Eogrus sp. Сходство палеогеновых птиц Призайсанья и Центральной Азии подтверждает тесные биогеографические связи этих территорий.

Наиболее обильные сборы авиофауны происходят из челкарнуринской свиты основного разреза Челкар-Нуры, богатого костными остатками позвоночных, а также из соседнего к востоку чинка Донгустау, где они приурочены к тому же стратиграфическому уровню. Большинство птиц входили в водные или околоводные группировки. Их местообитаниями служили значительные по площади водоемы с открытой водой, участки мелководий и окружающие водоем заболоченные пространства. Описанный Е.Н. Курочкиным комплекс включал гагары Gaviiformes, различных уток Anatidae, гусей Anserinae, лебедей Cygninae, в том числе олигоценового C. lambreichtii, гагу Sounteria. На заболоченных травянистых участках обитали крупные камышницы Megagallinula, другие пастушковые – Raliidae, лысухи Fulicinae, цапли Adreiformis, ибисовые Treskiomithinae, поганки Podicipedoformis, бакланы Pelicaniformes. Жителями мелководий были куликообразный пастушок Limicorallus и, возможно, некоторые журавли, а также цапли Ardeiformis, ибисовые, кулики и палеогеновые фламинго Agnopterus turgaiensis.

Остатки птиц совместно с другими представителями индрикотериевого комплекса позвоночных были собраны в бетпакдалинской свите останца Кызыл-Как юго-западнее г. Джезказгана. Среди них Cipediformes, Aquilavus, Gruidae, Otididae.

Некоторые из находок птиц указывают на наличие засушливых местообитаний в Тургае. Это, прежде всего, мелкие дрофы Otidae, небольшая куриная птица Galliformes и крупные журавли Gruidae из Донгустау.

Харовые водоросли

Остатки гирогонитов харофитов позднего эоцена и раннего олигоцена известны из разных регионов бывшего СССР: Молдавии, Украины, Казахстана, Средней Азии, юга Западной Сибири и др.

Первое более или менее систематическое изучение этих карбонатных водорослей в нашей стране было начато В.П. Масловым [1955].

Anomalochara polymorpha была описана им из нижнего олигоцена Молдавии. Более богатый комплекс из пограничных слоев эоцена и олигоцена хребта Улькун-Калкан (Киргизия) включал, по его данным, Chara meriani, Ch. meriani var. delicata, Ch. meriani var. aculata, Ch. crassa.

Последовательная смена комплексов харовых в разрезе палеогена Зайсана была выявлена Н.П. Кянсеп-Ромашкиной [1984]. Верхнеэоценовый возраст имеют слои с Sphaerochara haedonensis, залегающие в основании нижнеаксыирской подсвиты на р. Аксыир, где обнаружен это вид, а также на р. Булкаир, где доминирует Grambastichara tornata. Оба перечисленных вида известны из верхнеэоценовых (нижнегедонских) отложений Англии.

Нижнеолигоценовый возраст имеет комплекс с Nodosochara clivulata из средне- и верхнеаксыирских подсвит и кустовской свиты Южного Призайсанья (реки Тайжузген, Кусто, Конуркура, Булкаир, Калмакпай, Аксыир, Чакпактас, междуречье Кусто и Кызылкаина, гряда Джаман-Гора). Большинство таксонов, входящих в комплекс, новые виды – Harrisichara conexa, H. tolstikovae, Rhabdochara formosa, R. septala, Ambliochara orbae, Hornichara borisovi и др. Лишь несколько видов были ранее известны из нижнеолигоценовых отложений Западной и Центральной Европы – Harrisichara vasiformis, Nodosochara clivulata, Raskyaechara grovessi, R. peckii, Grambastichara tornata.

Более молодой комплекс нижнего олигоцена с Hornichara kasakstanica описан Н.П.Кянсеп-Ромашкиной из буранской свиты гряды Ашутас и в долинах рек Тайжузген, Кусто, Калмакпай и др. Он включает: Hornichara kasakstanica, H. ashutasica, Grambostichara vasilenkoi, Gr. tornata, Raskyaechara claerae, R. peckii, Amliochara orbae и др. Вид Hornichara kasakstanica В.П. Масловым встречен в индрикотериевых слоях Челкар-Тениза (разрез Челкар-Нуры).

Спикулы губок

Спикулы губок известны из палеогеновых отложений многих регионов бывшего Советского Союза. Они с успехом могут быть использованы для стратиграфическго расчленения осадков этого возраста, а также для определения некоторых условий биономии (соленость морской воды, глубина бассейна, гидрологический режим, характер субстрата) [Колтун, 1959, 1960].

Уже краткое перечисление местонахождений спикул губок свидетельствует о их достаточно широком географическом распространении в палеогене бывшего СССР.

1. Эоценовые отложения Северного Урала [Колтун, 1961].

2. Олигоценовые отложения Северного Кавказа [Богданович, 1959, 1960]. Спикулы губок тяготеют к двум стратиграфическим интервалам. Первый из них относится к нижнему олигоцену (пшехский горизонт хадумской свиты) Западного Предкавказья, Второй интервал приурочен к верхнему олигоцену и, возможно, самым низам миоцена – абадзехская свита и низы восковогорской свиты Западного Предкавказья; ассинская свита Восточного Предкавказья. В этом интервале спикулы кремневых губок Geodia могут быть столь многочисленны, что образуют прослои и линзы спонголитов. Последнее позволило А.К. Богдановичу [1960] выделить местную зону с губками и Isthmia.

3. Олигоценовые отложения Грузии [И.В.Качарава и др., 1960; М.В.Качарава, Хучуа, 1991]. Скопления спикул губок, переходящие нередко в спонголиты, установлены в хадумском горизонте на северном склоне Триалетского хребта, но особенно типичны для Западной Грузии. Спонголитовая фация хадума развита по р. Цхенисцхали, в восточной части Мегрелии, в Лечхуме, а также в полосе марганценосных осадков (Чхари – Аджамети – Чиатура – Шкмери).

4. Эоценовые и олигоценовые отложения южной части Восточно-Европейской платформы (Украина, Россия). Данные об ассоциациях спикул губок содержатся во многих публикациях [Соболев, 1964; Каптаренко-Черноусова, 1951, 1960; Носовский, Ярцева, 1960; Семенов, 1965; и др.]. М.М.Иваник [Биостратиграфическое обоснование..., 1979] различает четыре комплекса спикул. Три из них весьма богатые и приурочены к отложениям среднего эоцена.

Для бучакской свиты характерны четырехкренидные бугорчатые десмы, ортодихомезотриены, ортомезотриены, протриены с укороченными

ветвями, плагиодихотриены с укороченными ветвями. Особенностью спикул являются крупные размеры. Основная масса спикул принадлежит представителям губок со связанным литистидным скелетом из трибы Tetracladina семейства Discodermidae. Общее количество типичных разновидностей спикул достигает 33.

Второй и третий комплексы свойственны отложениям киевской свиты. Здесь доминируют спикулы четырехлучевых губок со свободными, неспаянными спикулами (отряд Tetraxonida, семейства Geodidae, Tetillidae, Stellettidae, Tethyidae, Spirastrellidae) и спикулы кремнероговых губок (семейства Mycalidae, Goelosphaeridae, Crellidae, Plocamiidae). Среди микросклер широко распространены одноосные спикулы (оксы, стронгили, стили, тилостили), нередки одноосные спикулы с шипиками – акантоспикулы: акантооксы, акантостронгили, акантотилоты. Разнообразны триены и их производные. В подчиненном количестве присутствуют спикулы шестилучевых губок (Hexactinellidae): гексактины, пентактины, гексастры, стауактины, пинулярные спикулы.

Второй комплекс спикул губок заключен в нижней (песчано-глинистой) подсвите киевской свиты, третий комплекс – в ее верхней (глинистой) подсвите. Смена комплексов спикул губок на границе нижне- и верхнекиевской подсвит не столь резкая, как на рубеже бучакской и киевской свит. Прежде всего, изменяется количество разновидностей спикул губок – в нижнекиевской подсвите оно не превышает 60, а в верхнекиевской подсвите возрастает до 115. Среди последних разнообразны микрорабды, стеррастры, оксы, стронгили, тилоты, микросклеры. Только в этом интервале установлены микрооксы копьевидные, микроакантостили, микроакантотилостили, микростронгили, тилостили прямые, пинулярные гексактины, оксигексастры, акантоцентротилоты, акантосубтилоты.

В пределах Воронежской антеклизы второй и третий комплексы спикул губок встречены в отложениях тишкинской и касьяновской свит (в интерпретации В.П. Семенова [1965]).

Четвертый комплекс спикул губок обнаружен в отложениях харьковской свиты (верхний эоцен, по М.М.Иваник). От ассоциаций спикул из киевской свиты он резко отличается своей обедненностью (количество разновидностей не превышает 29). Новых таксонов не появляется. Ассоциация спикул губок состоит из форм, переходящих из подстилающих отложений: стеррастра овальная, плагиотриена с укороченными ветвями, плагиодихотриена, сферастра с искривленными уплощенными шипиками, стронгиль, окс тупо заостренный, ортодихотриена, окс плавно заостренный, оксиастра, анатриена, окс коротко заостренный, протриена, ортотриена, продихотриена, продиена, филлотриена, десма, пентактина (все формы различных размеров, исчисляемых в микронах).

Спикулы губок установлены в олигоценовых отложениях Никопольского марганцеворудного района, причем они иногда образуют прослои спонголитов [Каптаренко-Черноусова, 1960; Носовский, Ярцева, 1960; Селин, 1964]. Однако здесь они еще не изучены.

Чрезвычайно интересны материалы о распределении спикул губок в эоценовых и олигоценовых отложениях Предкарпатья. В породах манявской свиты (нижний эоцен) и в верхней части быстрицкой свиты (верхний эоцен, шешорский горизонт) спикулы губок, очевидно, немногочисленны и лишь упоминаются в геологической литературе. Напротив, в олигоценовых отложениях Предкарпатья спикулы губок обильны, разнообразны и весьма детально изучены М.М. Иваником [Иваник, Маслун, 1977; Биостратиграфическое обоснование..., 1979].

Изучение биостратиграфического распределения спикул губок в олигоценовых осадках (менилитовая свита) затрудняется факторами тафономии. После гибели губки ее спикулы (разных размеров) рассеиваются по дну бассейна. Поскольку в формировании флишевых и флишеподобных осадков менилитовой свиты большая роль принадлежит турбидным потокам, возможность переотложения спикул и возникновения смешанных ассоциаций возрастает. Однако анализ распределения ассоциаций спикул губок в разрезах менилитовой свиты показывает явное изменение их состава, что, очевидно, отражает процесс эволюционного преобразования губок.

Всего в отложениях менилитовой свиты установлено 37 типов и более 60 размерных разновидностей спикул губок (рис. 4, см. вклейку). Систематическое разнообразие губок относится к трем крупным группам: 1) четырехосные кремнистые спикулы, принадлежащие представителям отряда

Tetraxonida; они доминируют в среднеменилитовой подсвите; 2) трехосные кремнистые спикулы, характерные для класса Triaxonida; содержание их постепенно возрастает от подошвы к кровле среднеменилитовой подсвиты, достигая максимума в верхнеменилитовой подсвите; 3) оксы, стронгили, тилоты и другие формы, относящиеся к отряду Cornacuspongia (кремнероговые губки); эта группа появляется в верхней части среднеменилитовой подсвиты и особенно многочисленна в верхнеменилитовой подсвите.

В нижнеменилитовой подсвите (нижний олигоцен [Грузман, 1983]) спикулы губок почти отсутствуют. Отложения характеризуются высоким содержанием органического вещества (10-30%) и массовыми остатками и целыми скелетами рыб, среди которых обычны представители батипелагических родов Lepidopus, Vincigueris, Aediscus, Paleogadus, Eomictophum. Современные их виды обитают на глубинах более 100 м в условиях нормальной солености. В связи с этим было высказано предположение, что накопление осадков происходило в достаточно глубоководном бассейне при сероводородном заражении придонного слоя воды [Горбач, 1956; Данильченко, Рождественский, 1949]. Последним объясняется отсутствие губок – бентосных прикрепленных организмов.

Спикулы губок появляются лишь в самой верхней части нижнеменилитовой подсвиты: протриены большие, плагиотриены большие и средние, плагиодихотриены средние, ортотриены средние, субтилостили большие, стили большие, дихотриены, плагиомонены.

Очень высокой насыщенностью спикулами губок характеризуется среднеменилитовая подсвита (или лопянецкая свита, горизонт с Cibicidoides lopjanicus; верхний олигоцен, по А.Д. Грузман [1983]). Этот признак является одним из критериев проведения границы между нижне- и среднеменилитовой подсвитами. По спикулам губок в ней выделены три зоны: крупных монактин и триен, уплощенных рабд и триен, триен с редуцированным манубриумом (рис. 5).

Для зоны крупных монактин и триен типично развитие стилей больших, продихотриен больших, плагиодихотриен больших, анадихомезотриен, плагиотриен больших, субтилостилей больших, протриен больших, ортотриен больших, субтилостилей средних, анатриен, ортодихотриен больших.

В зоне уплощенных рабд и триен появляются дихотриены, уплощенные спикулы, стили большие и малые, протриены средние, ортотриены средние, продихотриены средние, анамонены, мезомонены, акантотилостили, плагиодихотриены, гексактины.

В зону триен с редуцированным манубриумом не переходит значительное число форм спикул из подстилающих осадков двух нижних зон. К новым элементам принадлежат оксы средние и большие, плагиодиены, мезодиены, оксиастры, метастры, сферастры, триены с редуцированным манубриумом, торноты, тилостили малые, стронгили большие, диены с редуцированными ветвями, десмы, акантоксы, тилоты, микрооксы овальные, микростронгили, сигмы.

Верхнеменилитовой подсвите (верхи олигоцена – нижний миоцен, по А.Д. Грузман [1983]) отвечает зона мелких оксов и стронгилей (или зона мелких диактин). Количество разновидностей спикул губок здесь уменьшается до 28, снижается и насыщенность породы спикулами губок. Многие формы, типичные для среднеменилитовой подсвиты, не переходят верхний роговиковый горизонт, находящийся в кровле этой подсвиты. Ассоциация спикул губок данной зоны включает оксы мелкие, стронгили малые, субтилостили малые, ортодихотриены малые, ортодиены, акантостили, одноосные монактины, диактины. В позднеменилитовое время значительным распространением пользуются кремнероговые губки (Hemiclona и др.), способные переносить некоторое опреснение.

Позднее М.М.Иваник [1994] предложил формальную (паратаксономическую) классификацию спикул губок, выделив 2 морфокласса, 6 морфоотрядов, 17 морфосемейств, 69 морфородов и 165 морфовидов. Согласно этой классификации, отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена Украины, России и Литвы характеризуются следующими ассоциациями спикул губок.

В верхнем эоцене Северной Украины (обуховская свита) обнаружено более 100 морфовидов спикул четырехлучевых и кремнероговых губок с подчиненным количеством шестилучевых губок. К наиболее распространенным относятся Acanthostrongyl anulato-aculeatus, Acanthotylot anulato-aculeatus, Rectitylot fusiformis,

Подсвита	Горизонт	Оксы: Малые (дл.190-270мкм)	Оксы: Средние (дл.280-460мкм)	Оксы: Большие (дл.480-850мкм)	Сп: Малые	Хелотропы	Микросклеры: Микрооксы овальные	Микрооксы	Микростронгили	Оксиастры	Метастры	Сигмы	Сферастры	Характерные комплексы		
Верхнеменилитовая	Мелких диактин													Оксы малые Стронгили малые Субтилостили малые Ортодихотриены малые	Оксы большие Стронгили большие Протриены малые Ортотриены малые Продихотриены малые Микросклеры Тиллоты Торноты Десмы Акантоксы Акантостили Акантотилостили	
Среднеменилитовая	Триен с редуцированным манубриумом													Оксы большие Триены с редуцированным манубриумом Диены		Стили меньшие Субтилостили средние Плагиотриены средние Ортотриены средние Анатриены Ортодихотриены средние Продихотриены средние Монены
	Уплощенных рабд и триен													Стили большие Протриены средние Уплощенные рабды и триены		
	Крупных монактин и триен													Стили большие Субтилостили большие Протриены большие Ортотриены большие Продихотриены большие Плагиодихотриены большие		

Рис. 4. Распредел

М.М.Иваник, Н.В.Ма

цен)

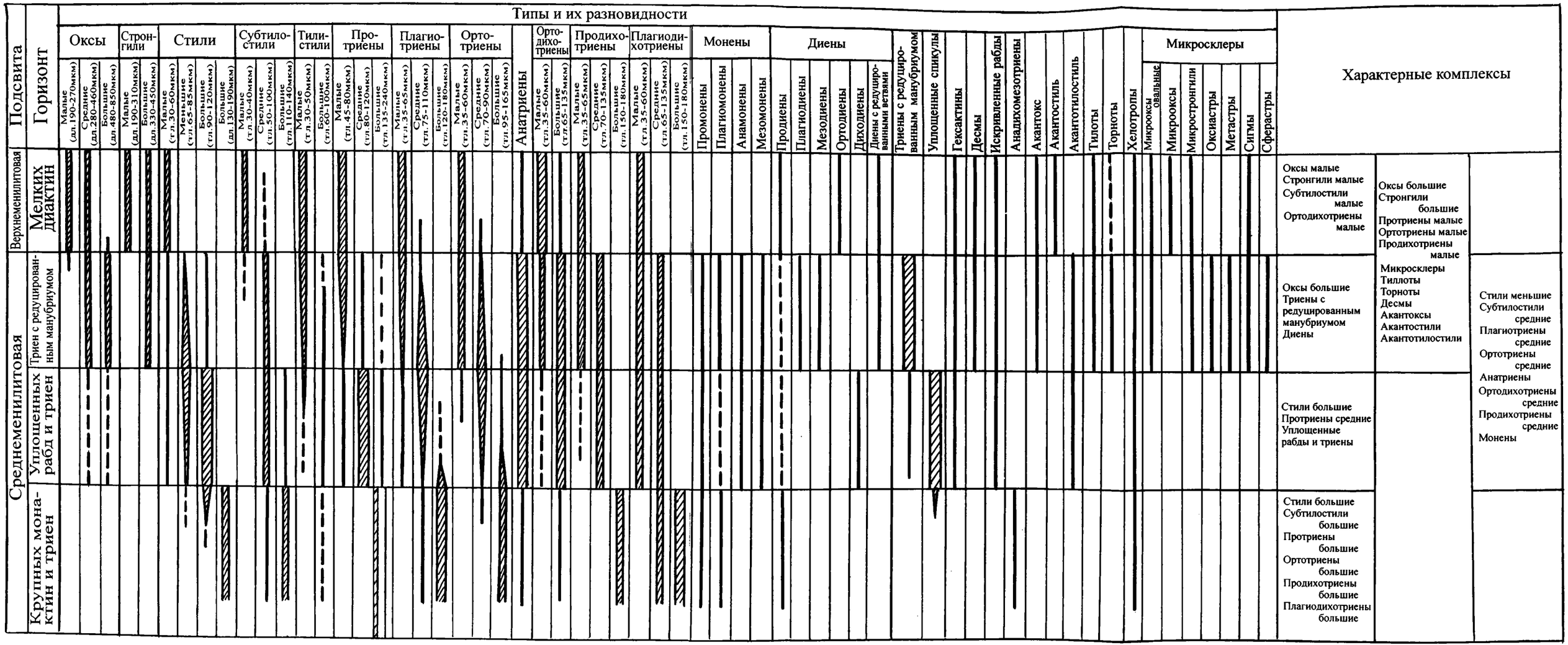


Рис. 4. Распределение морфологических типов спикул губок (и их разновидностей) в отложениях менилитовой свиты (олигоцен) Предкарпатья (по М.М.Иваник, Н.В.Маслун [1977])

Отдел	Подотдел	Свита	Подсвита	Горизонт	Мощность, м	Средний диаметр, мкм	Палеонтологическая характеристика	
Олигоцен	Нижний	Менилитовая	Верхнеменилитовая	Мелких оксов и стронгилей	0-450	45		*1,2* - оксы малые, *3* - стиль малый, *4* - акантокс малый, *5* - стронгиль малый, *6* - ортотриена малая, *7,8* - ортодихотриены малые, *9* - микрорабда овальная, *10а,б; 11а,б* - стерграстры малые, *12* - микроокс, *13* - микростронгиль
			Среднеменилитовая	Триен с редуцированным манубриумом	40-150	75		*1-3* - триены с редуцированным манубриумом, *4* - окс большой веретеновидный, *5* - окс большой цилиндрический, *6* - стиль меньший, *7* - акантокс средний, *8* - стронгиль большой, *9а,б* - стерграстра средняя, *10* - диена с укороченными ветвями, *11* - диходиена
				Уплощенных рабд и триен	30-110			*1а,б; 2а,б; 5а,б,в* - уплощенные рабды, *3,4* - триены уплощенные, *6* - стиль средний, *7* - продихотриена средняя, *8* - плагиотриена средняя, *9а,б* - стерграстра средняя
				Крупных триен и монактин	0-90	98		*1* - стиль большой булавовидный, *2* - субтилостиль большой, *3* - стиль большой, *4* - протриена большая с сильно укороченными ветвями, *5* - протриена большая с ветвями, закругленными на концах, *6* - плагиотриена большая, *7* - плагиодихотриена большая с закругленными концами разветвлений, *8* - продихотриена большая, *9* - ортотриена большая, *10а,б;11а,б* - стерграстра большая
			Нижнеменилитовая	Остатков рыб	90-120			*1-3, 5,6* - зубы рыб, *4* - чешуя рыб, *7а,б; 11* - неопределимые рыбные остатки, *8-9* - отолиты (?), *10* - обломки чешуи рыб

Рис. 5. Палеонтологическая характеристика спикул губок в отложениях менилитовой свиты (олигоцен) Предкарпатья (по М.М.Иваник, Н.В.Маслун [1977]

Strongyl biextremito-lexus, Cricoxea extremito-aculeatus, Acanthostyl obtusus, A. indecorus, Microstrongyl aculeatus, Halter concinnus, Sterraster deplanatus, Olimtriaena venusta, Acantotriod gracilis, Plagiotriaena nulla, Orthotriaena minuta, Anatriaena gracilis, Orthodichotriaena decurvata, Orthodiaena undulata, Discoides simmetricus, Acanthotriod gracilis, Hexactina uniformis, Pinulihexactina panculiformis. Многие эти морфовиды объединяются в группу Acanthorabda.

В отложениях нижнего олигоцена (межигорская свита) комплекс спикул губок включает только морфовиды четырехлучевых губок: Protriaena propinqua, P. abbreviata intermedia, Orthodichotriaena intermedia, Plagiodichotriaena transitiva, Prodichotriaena media, Monocrepides laevis, Oxea gradato-acutata. Все виды кремнероговых губок на рубеже эоцена и олигоцена практически исчезают.

В более северных районах (Воронежская антеклиза, Россия) верхнеэоценовые отложения (дерезовская свита) содержат Sterraster deplanatus, Strongyl biextremito-lexus, Acanthostrongyl anulato-aculeatus, Acanthoxea gracilis, Acanthostyl subtilis, Acanthotriod gracilis, Orthodichotriaena minuta, Orthodiaena undulata, Phyllotriaena diligens, Phyllotrilobata lobata, Discotriaena ovalis, Hexactina uniformis, Pentactina ordinaria. В мелководных осадках (в районе Курска) этого же возраста обычны Prodichotriaena media, Plagiodichotriaena granda, Orthodichotriaena intermedia, Caltrop reductus, C. regularis, Phyllotriaena diligens, Sterraster ovalis plurimus.

Богатые комплексы спикул губок обнаружены в слабокарбонатных песчано-глинистых отложениях верхнего эоцена на юге Украины (в западной и восточной частях Причерноморской впадины). Эти отложения рассматриваются в качестве возможного аналога альминского горизонта Крыма. Здесь присутствуют Sterraster deplanatus, Microstrongyl aculeatus, M. arcuatus, Oxea mutica minuta, Strongyl biextremito-lexus, Acanthostrongyl anulato-aculeatus, Acanthotylot anulato-aculeatus, Acanthoxea gracilis, Acanthotriod gracilis, Olimtriaena venusta, Plagiotriaena nulla, Plagiodichotriaena minuscula, Orthodichotriaena minuta, Anatriaena gracilis, Phyllotriaena diligens, Orthodiaena undulata, Hexactina uniformis, Pentactina ordinaria и многие другие.

В нижнеолигоценовых отложениях Крыма (Кызыл-Джарский разрез, зона Spiroplectammina carinata oligocenica по фораминиферам) развит комплекс четырехлучевых губок: Styl amplus, Subtylostil magnificus, Oxea ampla, Plagiotriaena protea, P. magnifica, P. inobservabila, Plagiodichotriaena bransitiva, Orthodichotriaena magna.

В соответствии с новой паратаксономической классификацией комплексы спикул губок из среднеменилитовой подсвиты Предкарпатья (олигоцен) (см. рис. 4, 5) также получили новую интерпретацию.

Низы среднеменилитовой подсвиты (зона крупных монактин и триен) характеризуются присутствием Styl crassus, Subtylostyl magnificus, Prodichotriaena permagna, Plagiodichotriaena granda, Orthodichotriaena intermedia, Plagiotriaena magnifica, Protriaena immensa, Orthotriaena magna, Caltrop regularis, Sterraster orbicularis magnus, S. ovalis plurimus.

В средней части среднеменилитовой подсвиты (зона уплощенных рабд и триен) развиты Spicule deplanatus, Styl medius, Subtylostyl modestus, Recthitylostyl humilis, Oxea intermedia, O. ampla, Strongyl crassus, Protriaena permodesta, P. propinqua, Plagiotriaena nulla, P. protea, Anatriaena gracilis, Sterraster ovalis proteus, S. orbicularis paucus.

Наконец, в верхней части среднеменилитовой подсвиты (зона триен с редуцированным манубриумом) комплекс спикул губок состоит из Olimtriaena venusta, Plagiotriaena propinqua, P. protea, Orthotriaena intermedia, Styl modestus, S. medius, Oxea media, O. gradatoacutata magna, Sterraster ovalis proteus, S. orbicularis paucus, Metaster notus, Sphaeraster improcerus, Microstrongyl arcuatus.

В верхнем эоцене (прусская свита) Литвы среди спикул губок обычны Styl plurimus, Subtylostyl magnificus, Oxea gradatoacutata intermedia, Plagiodichotriaena transitiva, P. permagna, Orthodichotriaena intermedia, O. magna, Orthodiaena recta.

Приведенные материалы свидетельствуют, что спикулы губок могут быть использованы для целей местной стратиграфии и являются индикаторами биономических условий. Обращает на себя внимание их широкое распространение в отложениях среднего и верхнего эоцена. В олигоценовых отложениях Предкарпатья, Причерноморья, Северного Кавказа и Грузии спикулы губок также многочисленны, но о характере изменения губок на рубеже эоцена и олигоцена судить еще преждевременно. Отчасти это связано с тем, что возраст обуховской и дерезовской свит Днепров-

Днепровско-Донецкой впадины и Воронежской антеклизы трактуется неоднозначно – по мнению некоторых авторов, они относятся к среднему эоцену [Радионова и др., 1994]

Наземная флора и растительность (листовая флора, споры, пыльца) позднего эоцена – раннего олигоцена

Переход от эоцена к олигоцену явился заметным рубежом в изменении наземной флоры и растительности всей внетропической Евразии. Прежде всего, это было связано с начавшимся еще в позднем эоцене похолоданием климата, глобальные масштабы которого усиливались местными причинами – уходом эпиконтинентального моря с обширных пространств Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии и отчасти Русской платформы. Осушенные районы начали играть роль миграционных трактов, по которым, по мере усиления похолодания, происходило продвижение более умеренной азиатской флоры на запад и юго-запад. Она постепенно занимала освобождавшиеся площади, с которых отступала субтропическая флора.

Верхний эоцен

Фитогеографическое районирование

Во второй половине эоцена, к началу регрессии эпиконтинентальных морей из Западной Сибири и Северного Казахстана, вся сухопутная территория центра и юга Европейской России, Украины, Казахстана, Южного Урала, юга Западной Сибири и Средней Азии была занята субтропической ("полтавской", по А.Н.Криштофовичу [1936])[1] флорой, принадлежавшей Тетической области Голарктиса. "Рукав" этой флоры, судя по данным палинологов [Любомирова, 1971; Практичесакя палиностратиграфия, 1990], в конце среднего – начале позднего эоцена заходил далеко на север Западной Сибири вдоль побережья Тавдинского моря, так как доминантами палинокомплексов, даже современных приарктических районов, наряду с пыльцой сосен, была мелкая пыльца вечнозеленых дубов из группы Quercus gracilis – Quercus graciliformis. Из мегафоссилий в самих морских осадках, особенно вблизи древних побережий, встречается только водный папоротник Azolla vera Krysht.

Продвижение на север Западной Сибири в начале позднего эоцена субтропической флоры не случайно. Замыкание мелководного моря в высоких широтах и раскрытие его на юг через Тургайский пролив, где оно соединялось с основной акваторией Тетиса, создавало своего рода "средиземноморский" эффект с обогревом северных широт водами глубоко, но слепо заходящего в тело материка обширного морского залива. Климат побережий этого залива, судя по данным палинологии и макрофауны, был субтропический или близким субтропическому, с более сухими летними сезонами. Об этом можно судить по присутствию в палинокомплексах пыльцы сосны, дуба, эфедры, кипарисовых, редукции, хотя и неполной, таксодиевых.

В пределах внетропической Евразии северная граница Тетической области в начале позднего эоцена намечается достаточно уверенно благодаря целой серии местонахождений растительных мегафоссилий, расположенных близ побережья (Тим и другие местонахождения Воронежской антеклизы, Шандинский грабен окрестностей г. Актюбинска, флоры Оренбуржья, Обь-Иртышского междуречья, Северного Казахстана, Зайсанской впадины). Эта граница с запада на восток проходила через Беларусь, северные склоны Воронежской антеклизы, Среднее Поволжье – к Мугоджарам. Далее к востоку, уже в пределах Западной Сибири, она описывала крутую дугу к северу, а затем через Енисейский кряж спускалась на юг к Алтаю и Зайсану, уходя далее на восток в Китай.

Районы, лежащие к северу от субтропиков, во второй половине эоцена входили в умеренную

[1] С.Г.Жилин [1984, 1986] для этой флоры предложил восстановить название "волынской", учитывая более молодой – олигоценовый или даже раннемиоценовый возраст полтавских песков юго-западного и западного склонов Воронежской антеклизы.

Бореальную область. Она включала весь север Русской платформы, Средний и Северный Урал, Центральную и Восточную Сибирь, Притихоокеанский регион. Широтная дифференциация в последнем из регионов проявилась наименее контрастно. Как на крайнем северо-востоке – в Корякии, так и на юге – в Приморье и на Сахалине, теплоумеренная листопадная флора сочетала в своем составе элементы раннепалеогеновой ("гренландской", по А.Н.Криштофовичу) флоры – платаны, арктические клены, древние буковые – фагопсисы, мелколистные троходендроидесы, относимые И.А.Ильинской, Т.Танаем и некоторыми другими авторами к роду Cocculus, с представителями родов, получивших широкое распространение во флорах олигоцена и миоцена – Quercus, Castanea, Tilia, Carpinus, Alnus и др. В отличие от северных районов Тетической области, где смена субтропической флоры умеренной охватила временной интервал всего в несколько миллионов лет на рубеже эоцена и олигоцена, в Бореальной области, особенно на востоке России, она началась раньше, происходила постепенно и завершилась лишь к концу палеогена. Причинами такого медленного изменения теплоумеренной флоры могли быть: слабо выраженная широтная климатическая зональность из-за низкого температурного градиента, длительное воздействие холодного течения, омывавшего, как и ныне, Тихоокеанское побережье России.

Как уже отмечено выше, юг Европейской России, Украина, Закавказье, Средняя Азия, а отчасти Казахстан и Западная Сибирь, входили в Тетическую область, отдельные части которой сохраняли свои провинциальные особенности. В ее пределах к концу палеогена сформировалась Древнесредиземноморская область, основу которой составили выходцы из Тетиса, приспособившиеся к сезонности климата и сухим местообитаниям. Обособленность отдельных провинций в конце эоцена еще не была четко выражена и определялась контурами позднеэоценового моря и положением экотонной зоны, разделяющей гумидный и аридный пояса. На западе бывшего СССР можно наметить три провинции: Восточно-Европейскую, Казахстанскую, где аридизация проявлялась еще в слабой степени, и Среднеазиатскую – ярко выраженную аридную. Две первые провинции отличались друг от друга участием тех или иных тропических и бореальных элементов. Кроме буковых (Quercus, Castanea, Dryophyllum) и лавровых (Cinnamomum, Lindera), важнейшими лесообразователями здесь были Pinus, Sequoia, Magnolia, Andromeda, Apocynophyllum, Aralia, Myrica, Cassia и другие бобовые, Rhus, пальмы. Флора Среднеазиатской провинции, судя по типовым местонахождениям (Бадхыз) из отложений второй половины среднего эоцена, включала только склерофильные древесно-кустарниковые виды, относящиеся к родам Chamaecyparis, Cinnamomum, Dryandra, Palibinia, Rhus, Zizyphus, Amygdalis, а также к бобовым. Палинокомплексы верхнеэоценовых отложений Туркмении и Таджикистана содержат в обилии пыльцу полупустынных и пустынных растений – Nytraria, Zygophyllum, Calligonum, Frankenia, Ephedra и др.

На территории Закавказских республик к югу от Малого Кавказа, который в конце эоцена уже выступал как горное сооружение, поздний эоцен, по данным палинологии [Запорожец, 1989], характеризовался переменным режимом влагообеспеченности и непродолжительные фазы увлажнения климата здесь сменялись фазами аридизации. Высокое содержание в комплексах пыльцы голосеменных, особенно сосны и кедра, свидетельствует о хорошо выраженных поясах горной лесной растительности, где верхние склоны горного массива Малого Кавказа были заняты хвойными лесами.

Районирование Бореальной области провести значительно труднее. На востоке ее в эоцене отчетливо выделялись две провинции: Корякско-Камчатская – наследие раннепалеогеновой Берингийской провинции Л.Ю.Буданцева [1983] и Сахалинско-Приморская, куда входили также соседние с СССР территории Хоккайдо, Северного Хонсю, Маньчжурии и Кореи.

Флоры Тетической области

В пределах Восточно-Европейской провинции Тетической области выделяются все три основные подпровинции, установленные Д.Маем [Mai, 1995] для более западных районов Европы – северная – с флорой и лесной растительностью гумидных субтропиков, центральная – с мелколистной ксерофитной флорой и мелкодревесной и кустарниковой растительностью сухих субтро-

пиков и южная – с флорой и гумидной пышной лесной растительностью, переходной от субтропиков к тропикам. Северная подпровинция занимает основную часть Восточно-Европейской платформы.

Несколько обособленное положение занимает флора из янтареносных отложений Балтийского побережья, где в позднем эоцене были распространены хвойно-дубово-пальмовые леса с участием Eotrigonobalanus, Pinus, Thuja и разнообразными цветковыми – представителями семейств, обитающих ныне в субтропиках и тропиках. Этот район, вероятно, также может быть включен в Северную подпровинцию. Однако, возможно, она может быть выделена и в самостоятельную подпровинцию и даже провинцию, занимающую север Польской низменности, Прибалтику, частично Беларусь, юг Скандинавского полуострова и северо-западную часть Европейской России.

Центральная подпровинция с ксерофитной флорой включала северную часть Крымско-Кавказской области. В Грузии к ней могут быть отнесены флоры Ахалцихской впадины, возраст которых следует понимать в более широких рамках как флоры второй половины эоцена. В их составе – Dryophyllum, Lauraceae, Magnolia, Engelhardtia, Sapindaceae. Однако обычны и листопадные – Betula, Populus, Salix, Juglans. Эта флора мелколистна, жестколистна, субксероморфна и мало отличается по составу от балканских позднеэоценовых флор.

В южной подпровинции флора крупных островных архипелагов и отдельных островов типа Малокавказского была близкой к тропической. Следы мангровой растительности и сопряженных с ней прибрежных ассоциаций с участием пальм сабаль и трахикарпус, миртовых, вечнозеленых буковых, лавровых, папоротников блехнум и акростихум отмечены на Талыше, на южном склоне Малого Кавказа, на северном побережье Еревано-Ордубадского прогиба, в Ахалцихской впадине. Граница между тропической и субтропической растительностью совпадала в позднем эоцене с осевой зоной крупных островных поднятий внутри морского бассейна (Малый Кавказ и др.).

Одной из наиболее хорошо изученных позднеэоценовых флор Северной подпровинции Восточно-Европейской провинции является флора Тима на западном склоне Воронежской антеклизы. Она включает около 30 видов [Викулин, 1987]. Ее доминанта – Quercus pseudoneriifolia, принадлежащий особой, ныне вымершей секции дубов, близкой Dryophyllum, субдоминанты – Castanopsis timensis, Steinhauera subglobosa (таксон, не встречающийся в постэоценовых отложениях), Sequoia couttsiae. Большинство древесно-кустарниковых форм – вечнозеленые Quercus, Cyclobalanopsis, Eutrigonobalanus, Castanopsis, Magnolia, Altingia, Neolitsea, Myrsina, Litsea, Cinnamomum, Leucothoe. К ним относится и эпифитный папоротник Protodryanaria. Принадлежность тимской флоры к группе наиболее молодых эоценовых флор подчеркивается присутствием небольшого числа листопадных растений – Acer tricuspidatum, Populus populina, P. eichwaldii, P. germanica, связывающих эту флору с некоторыми раннеолигоценовыми флорами Центральной Европы. Из других верхнеэоценовых флор Южной России и Украины тимской близки наиболее молодые из "волынских" флор Житомирщины – Карпиха, Точильница, Кочетын, а также флора Молотычей [Байковская, Коваль, 1968].

По данным палинологии [Практическая палиностратиграфия, 1990], альминская свита Крыма охарактеризована комплексом палинозоны Quercus gracilis – Castanopsis pseudocingulum – Tricolpopollenites librarensis. В ее верхней части выделены слои с Quercus gracilis – Nyssa intermedia. Зональным таксонам сопутствуют Castanea crenataeformis, Myrica, Comptonia. По сравнению с кумским горизонтом заметно сокращается участие в растительном покрове пальм и сапотовых. В верхних слоях мергельной пачки с Almaena taurica резко возрастает содержание пыльцы сосновых и таксодиевых, больше появляется пыльцы березовых. Эта же палинозона, что и в крымских разрезах, выделена в белоглинской свите Северного Кавказа. Появление в массовом количестве пыльцы голосеменных здесь отмечается также в самой верхней части разреза в слоях с Propeamussium fallax. Палинокомплексы, близкие по составу альминским, прослежены в Днепровско-Донецкой впадине и на юге платформенной Украины, где в составе обуховской свиты, по данным А.Б.Стотланда [1984], выделяются слои с Myrica pseudogranulata – Quercus graciliformis.

В истории климата и растительного покрова позднего эоцена Казахстанской провинции от-

четливо просматриваются два периода. Более ранний, отвечающий первой половине приабона, когда климат оставался субтропическим, но более влажным или переменно-влажным, чем в предшествующий бартонский век, и более поздний, начиная с середины приабона, когда началось похолодание.

Температура поверхностных морских вод на первом этапе снизилась до 18°С, а на суше январские температуры упали до 5–7°С. В растительном покрове продолжали доминировать дубово-лавровые леса. Мелкая пыльца склерофильных дубов, характеризующих палинозону приабона Quercus gracilis – Quercus graciliformis, повсеместно преобладает. Сместилась к югу граница аридной зоны, которая по-прежнему охватывала Южный Казахстан и соседнюю Среднюю Азию.

Уже давно было обращено внимание на смешение в некоторых флорах приабона и рюпеля в единых тафоценозах субтропических и теплоумеренных элементов. Однако обе эти группы таксонов, по нашему мнению, отражают разные местообитания. Листопадные формы, вошедшие в олигоцене в состав тургайской флоры, на первом этапе были сосредоточены исключительно в рипарийных группировках. Эта флора на этапе ее становления выступала как интразональная. Зональная растительность, распространенная на плакорах, оставалась субтропической и главными компонентами ее продолжали сохраняться буковые, лавровые и бобовые. Типично "смешанной" позднеэоценовой является флора Шандинского грабена Актюбинского Предуралья, романовская флора Примугоджарья, флоры Кика и Акжара Павлодарского Прииртышья [Макулбеков, 1972]. В их составе, наряду с лавровыми, восковниковыми, вечнозелеными дубами, каштанодубами и вересковым Leucothoe, встречаются ильмы, дзельквы, тополя, березы, рассеченно-лопастные дубы, комптонии. Большее значение приобретают хвойные, особенно таксодиевые. Подобная картина наблюдается и в Призайсанье, с той лишь разницей, что относительно древняя позднеэоценовая флора Киин-Кериша – "болотного носорога" – содержит больше листопадных элементов (она сохранилась в старичных фациях), а молодая флора из переходных слоев от эоцена к олигоцену (флора "столика", по И.А.Ильинской) содержит много вечнозеленых растений (восковницы, тополя, каштанодубы, лавровые и др.).

В унифицированной схеме палеогеновых отложений Казахстана и юга Западной Сибири верхнеэоценовые отложения выделяются в объеме двух местных палинозон: нижней – Quercus graciliformis – Rhoipites pseudocingulum и верхней – Quercus gracilis – Quercus graciliformis – Hydropteris indutus. Вероятно, только вторая из них относится в полном объеме к верхнему эоцену.

В позднем эоцене на территории большей части Казахстана и Западной Сибири по данным палинологии выделялись три типа фитоландшафтов. Центральные районы Сибири занимали смешанные леса, образованные в основном буковыми. К северу и востоку они замещались мезофильными хвойно-широколиственными и широколиственными листопадными лесами, родовой спектр которых был уже ближе к листопадным лесам тургайского типа, и они должны включаться в Бореальную область. В их составе еще сохранялся ряд раннепалеогеновых реликтов.

На юге Сибири и в Северном Казахстане ксерофильные дубово-лавровые леса являлись ведущей растительной формацией. Заметное место получила кустарниковая растительность и разреженные леса, напоминающие современные саванны. В южном направлении, по мере усиления аридизации, кустарниковая и кустарничково-травянистая растительность с участием разнообразных эфемероидов и солянок становилась ведущей группой в фитоландшафтах. Собственно морское побережье Тавдинско-Чеганского моря было заселено восковницами, эфедрами, болотным кипарисом, ниссой. На плакорах они замещались дубовыми и дубово-лавровыми лесами с участием ликвидамбра, ореховых, липы, бука, каштана, кастанопсиса, магнолии. В составе подлеска были гамамелиевые, сумаховые, вересковые, бобовые, миртовые[1]. Лишь на крайнем севере прибрежной зоны Тавдинского моря дубовые леса сменялись сосновыми.

Среднеазиатская провинция отличалась большой контрастностью климата. На прибрежной равнине в обрамлении Таджикско-Афганской впадины он был аридным, о чем свидетельствует присутствие в палинокомплексах пыльцы маревых, сложноцветных, эфедры (в сумсарских сло-

[1] Характерно, что перечисленные компоненты являются наиболее типичными ингредиентами всех палинокомплексов позднего эоцена юга Европейской России, Казахстана и Западной Сибири.

ях насчитывается не менее десятка видов эфедры) [Пенькова, 1973]. Возвышенности, окружавшие впадину, были покрыты хвойными и хвойно-широколиственными лесами и были лучше влагообеспечены. Степень аридизации в пределах Таджикской впадины заметно усиливалась с востока на запад.

Процесс распада субтропической флоры, начавшийся в позднем эоцене, продолжался не менее 5–7 млн лет, будучи более ранним в северо-восточных регионах. На рубеже среднего и позднего эоцена, когда в палеофитоценозах основной фон еще составляли вечнозеленые, умеренные компоненты обитали в более высоких поясах растительности. По мере похолодания они постепенно проникали как в зональные – плакорные и низкосклоновые лесные формации, так и в азональные, в первую очередь – рипарийные, причем в последних из них они просуществовали до конца раннего олигоцена. В северных и восточных районах Центральной Сибири переход от субтропической к умеренной флоре завершился в эоцене. В Казахстане к концу эоцена в зоне перехода от гумидного к аридному поясу сформировались кустарниковые формации типа современных маквисов, в состав которых сначала в качестве доминирующих таксонов, а затем – ингредиентов продолжали входить субтропические кустарники и кустарнички.

Флоры Бореальной области

Флоры Бореальной области, в отличие от Тетической, во второй половине эоцена были теплоумеренными и содержали еще много раннепалеогеновых реликтов. Эти флоры лучше изучены и более точно датированы в Притихоокеанском регионе.

На севере Корякии (хребет Рарыткин) флоры верхних горизонтов умкинской свиты, верхнеэоценовый возраст которых подтвержден K/Ar радиологическими датировками туфов и андезитовых покровов, подстилающих и перекрывающих флороносную пачку, включают разнообразные голосеменные. В одних и тех же захоронениях встречаются ногоплодник, сосна, тайвания, секвойя (Sequoia affinis), болотный кипарис, тисс. В массовом количестве обнаружены фагопсис и дуб, включая один из предковых видов современного Quercus dentata, а также рододендрон. Представителей ивовых и березовых, кроме эндемичного орешника, мало. Обычны липа, клен, виноград, багряник, спирея. Рарыткинская флора по своему экотипу и соотношению представителей древней палеогеновой флоры и неофитов наиболее близка флоре пенжинской свиты устья р. Шестаковой на северном побережье Пенжинской губы, а также иргирнинской флоре Северо-Западной Камчатки. В последней много сережкоцветных, включая фагопсис и лопастные дубы, а также кленовых, аралиевых, ясеневых.

На Сахалине, принадлежащем к Сахалинско-Приморской провинции, верхнеэоценовая флора известна из Александровского и Углегорского районов. Она описана из параллической верхнеснежинкинской подсвиты, подстилающей и частично замещающей морскую краснопольевскую свиту верхнего эоцена – нижнего олигоцена. В этой флоре практически не встречаются арктические "клены" и троходендроидесы (только мелколистные коккулюсовидные), но присутствуют разнообразные сережкоцветные: Fagopsis, Castanea longifolia Bors., Alnus onorica Bors., а также другие виды Alnus, Betula sachalinensis Heer, Carpinus subcordata Heer, Corylus ex gr. C. kenaiana Holl., Carya sachalinensis Bors. Сохраняется разнообразие папоротников – Osmunda, Woodwardia; из хвойных – Metasequoia, Taxodium, Cryptomeria.

В материковой части Дальнего Востока на юге Приморья флора верхнего эоцена приурочена к верхним горизонтам угленосных отложений угловской свиты. В районе Артема в разрезе угольной шахты растения были встречены вместе с остатками млекопитающих – ринотитана (Rhinotitan orientalis Janov.), прокадуркодона, эотригониса, мелких хищников. Этот комплекс обычен для верхнеэоценовых отложений Японии, а древнейшие остатки болотных носорогов на этом уровне появляются в Монголии и Казахстане. Флора глинистой пачки, венчающей разрез угленосной серии Артемовского угольного месторождения, известна из Болотнинского карьера севернее пос. Угловое. В состав флористического комплекса входят: Taxus sp., Metasequoia occidentalis, Taxodium dubium, Populus ex gr. kryshtofovichii, P. arnaudii, Salix sp., Ostrya schiragiana, Castanea tanaii, Castanea sp., Ulmus sp., Zelkova kushiroensis, Magnolia nipponica,

Schizandra sp., Cercidiphyllum crenatum, Trochoden-droides sp. (коккулюсовидный), Hamamelis kushi-roensis, Liquidambar sp., Mallotus populifolia и др.

Во флорах второй половины эоцена Сихотэ-Алинского вулканического пояса в числе доминирующих таксонов тафоценозов выступают троходенд-роидесы, платаны, сережкоцветные, метасеквоя. Им сопутствуют Cinninghammia, Cryptomeria, а также Sciadopitys и Ginkgo. Таков состав флоры бухты Сонье из туфогенно-осадочной пачки, подстилающей вулканиты кизинской серии к югу от пос. Нельма на побережье Татарского пролива.

Палинокомплексы верхнего эоцена Бореальной области отличаются от комплексов Тетической области большим участием пыльцы сосновых и сережкоцветных.

На севере Якутии, провинциальный статус которой не вполне ясен, в бассейне р. Омолон Г.Г.Карташева [1975] из нижних слоев солурской свиты выделила комплекс с доминированием Alnus, Betula, Corylus, Myrica. Кроме них, постоянно присутствует пыльца ореховых, а также Nyssa, Ilex, Rhus, Aralia и др. и пыльца формальных таксонов – Tricolpopollenites librarensis и Tricolporopollenites cingulum, обычно не переходящих в олигоцен.

К востоку от бассейна р. Колыма палинокомплексы верхнего эоцена сочетают в своем составе пыльцу хвойных (особенно Pinus, Abies, Tsuga) с пыльцой сережкоцветных – березовых и в меньшей степени ореховых.

На Сахалине Н.Я.Брутман [1983] в объеме краснопольевского и шебунинского горизонтов выделила палинозону Lygodium japonica – Ulmodeipites. Ее состав близок к комплексу ковачинского горизонта Камчатки, описанному Г.М.Братцевой [Эоцен ..., 1991] из одноименной свиты на севере полуострова. В этом комплексе, однако, отсутствует пыльца группы Triprojectacites.

Нижний олигоцен

Фитогеографическое районирование

В начале олигоцена продолжалось расширение умеренно теплой Бореальной области за счет Тетической. Последняя продолжала включать основную часть Крымско-Кавказской области, Среднюю Азию, возможно, Скифскую плиту и отчасти юг Русской платформы. Западная Сибирь, Тургай, Северной Приаралье, выйдя из-под уровня моря, заселялись пришельцами Бореальной области. В раннем олигоцене была достаточно широкой экотонная зона, где происходило смешение субтропических и бореальных элементов. Первые сохранялись на низких плакорах, вторые доминировали в горных флорах и вошли в состав рипарийных формаций. Таков состав большинства флор Воронежской антеклизы, Южного Приуралья и Туранской плиты, однако большая часть казахстанских флор в качестве доминирующих компонентов включала бореальные элементы.

Провинциальные особенности флор Тетической области, которая в олигоцене с потерей раннепалеогеновых субтропических таксонов и насыщения растениями, приспособившимися к сезонному климату, трансформировалась в Древнесредиземноморскую, были выражены крайне слабо. Можно лишь говорить об определенных различиях состава флор Закавказья и Средней Азии. В Закаспии и к востоку от него отчетливо проявлялась аридизация.

Судя по однородному составу палинокомплексов, теплоумеренная лесная флора, образованная сосновыми, таксодиевыми, сережкоцветными, которые были ее основными эдификаторами, занимала всю Бореальную область, отличаясь в разных ее частях лишь небольшими особенностями в наборе основных таксонов. В Притихоокеанском регионе продолжали сохраняться различия в составе флор Берингийской и Сахалино-Приморской провинций.

Флоры Тетической области и экотонной зоны, переходной к Бореальной

Наиболее древние из олигоценовых флор Восточно-Европейской провинции известны из отложений, которые выполняют эрозионные понижения и древние долины речной сети, начавшей формироваться после ухода верхнеэоценового моря. Они описаны из окраинных частей морского бассейна, занимавшего Восточно-Европейскую платформу, а также по периферии

Урала, в Приаралье и Тургае. Практически все эти флоры "переходного" типа, т. е. содержат в своем составе представителей вымирающей эоценовой субтропической флоры и замещающей ее листопадной, более умеренной мезофильной, расцвет которой приходится на вторую половину олигоцена. Отложения с остатками растений часто угленосны. При этом в качестве основных углеобразователей выступает триада Taxodium–Nyssa–Alnus.

Одной из самых богатых и монографически изученных флор раннего олигоцена Русской платформы является пасековская. Она приурочена к слоям, выполняющим эрозионную ложбину, которая выработана на Воронежской антеклизе в породах киевской и дерезовской свит. В качестве основных компонентов пасековская флора включает Taxodium, Nyssa, Alangium, Apocynophyllum, Quercus, которым сопутствуют Protosequoia, Myrsinaceae, Lauraceae, Menispermaceae, Bromeliaceae и др. Современные аналоги большинства растений обитают ныне в юго-восточных районах США, встречаясь в таксодиево-ниссовых заболоченных лесах [Викулин, 1987]. Пасековская флора, с учетом определений палеокарпологов и палеоксилологов (П.И.Дорофеев, А.С.Проскурин, Д.В.Громыко) насчитывает 38 видов, среди которых термофилы сохраняют свою основную роль – Lauraceae, Hernandaceae, Menispermaceae, Moraceae, Symplocaceae, Myrsinaceae, Apocynaceae. Листопадных форм мало. Они представлены единичными находками Populus populina, Sorbus praealnifolia, Acer tricuspidatum.

Из других раннеолигоценовых флор Русской платформы пасековской наиболее близка Светлогорская флора Балтийского побережья Калининградской области, однако роль теплоумеренных элементов в ней значительно выше при сохранении того же экологического типа.

На Северном Кавказе нижнеолигоценовые флоры известны в пределах западного и восточного погружений Главного хребта в бассейнах рек Белая, Пшеха и Пшиш, а также на Апшеронском полуострове и в бассейне р.Сумгаит. Все эти находки происходят из хадумских отложений северной моноклинали Большого Кавказа. Они фиксируют положение островной суши. Остатки растений представлены древесиной и листьями. Фрагменты крупных стволов, цельные или почти цельные листья, заключенные в морских осадках, исключают возможность их длительного переноса. Однако эти тафоценозы "рассеяного" типа не содержат крупных скоплений растительных остатков, что, впрочем, обычно для зон морских побережий.

В тафоценозах доминируют буковые и лавровые, причем среди первых В.Г.Гайворонский [1962] обнаружил тропический дуб из группы Quercus petraea. Несомненно вечнозеленым растениям принадлежат остатки, найденные А.Ф.Банниковым в разрезе хадума р. Белая, среди которых М.А.Ахметьев определил Dryophyllum furcinerve, Cinnamomum cinnamomeum, Litsea sp., Leguminosae gen. et sp. indet., Apocynophyllum helveticum; встречены единичные побеги Taxodium dubium и Cryptomeria sp. Стратиграфическое положение флороносных слоев в пределах современного погружения структур Большого Кавказа достаточно определенно. Все они залегают выше отложений белоглинской свиты и ее возрастных аналогов, охарактеризованных верхнеэоценовой микрофауной, и приурочены к так называемой планорбелловой пачке основания пшехского горизонта.

Флоры с участием субтропических и даже тропических растений известны из нижнеолигоценовых отложений Малого Кавказа, Талыша, Еревано-Ордубадской зоны в окрестностях Джульфы (флора Дарры-Дага). Раннеолигоценовый возраст даррыдагской флоры условен и нуждается в уточнении. Выдержанные по простиранию флороносные слои с отпечатками листьев пальм сабаль и трахикарпус протягиваются на несколько десятков километров от ирано-азербайджанской границы до пос. Абракунис, фиксируя, вероятно, положение береговой линии мелеющего моря. Кроме пальм, встречаются остатки лавровых, вечнозеленых вересковых. Местами пальмовый лес в наземном покрове зарастал ковром из папоротников блехнум и птерис. Пальмовый горизонт залегает в основании мощной вулканогенной андезит-дацитовой серии, отделенной перерывом и угловым несогласием от подстилающих средне- (?) верхнеэоценовых морских отложений с богатыми комплексами микропланктона. Нижнеолигоценовый возраст флоры базируется на находках видов Cinnamomum, Daphnogene, Zizyphus zizyphoides (Ung.) Weyland, Apocynophyllum helveticum Heer,

Platanus neptunei (Ett.) Buzek, Holy, Kvacek, Leucothoe и некоторых других, обычных для раннеолигоценовых отложений Центральной Европы (Словакия, Словения, Венгрия, Румыния).

На первый взгляд состав флоры Дарры-Дага, где некоторые растения имеют тропические корни, противоречит палинологическим данным, подтверждающим похолодание в начале олигоцена и полученным по Еревано-Ордубадскому прогибу. На самом деле это противоречие кажущееся, так как даррыдагский комплекс отражает интразональную растительность прибрежной зоны моря, но и здесь в ее составе встречаются листопадные ильмовые (ильм, дзельква), шишки и побеги сосны.

Флоры Бореальной области

В начале олигоцена по мере похолодания площадь Бореальной области значительно расширилась. В нее вошли, в числе других, территории Приаралья и Тургая с хорошо известными и давно изученными олигоценовыми флорами, получившими от А.Н.Криштофовича название "тургайских". Однако нас будут интересовать не флоры тургайского типа, окончательное становление которых на севере Казахстана произошло во вторую половину олигоцена, а их предшественники – предтургайские флоры, существовавшие здесь в раннем олигоцене. На базе последних и развивались тургайские флоры.

Одна из богатейших раннеолигоценовых (досоленовских) флор Северного Приаралья изучена Г.С.Раюшкиной [1987] со склонов горы Кумбулак в зал. Перовского. Она включает 50 видов, из которых 2 принадлежит папоротникам, 3 – хвойным и 42 – цветковым. Из них 38 – двудольным, причем, кроме лотоса, исключительно древесно-кустарниковым формам. Флороносная линза располагается всего в нескольких метрах от подошвы кутанбулакской свиты, достигающей здесь мощности 25–40 м. Как в Пасеково, флороносные слои выполняют пологую эрозионную ложбину, выработанную в чеганской свите.

В кутанбулакской флоре доминируют Taxodium, Glyptostrobus, Alnus. Остальные таксоны, за небольшим исключением, встречены лишь в количестве 1–2 экземпляров. Характерной особенностью кумбулакской флоры являются небольшие размеры листьев, даже у таких, обычно крупнолистных таксонов, как Lindera, Quercus, Populus, Carya и др. Лишь у Diospyros и Nyssa они сравнимы с размерами листовых пластинок для представителей этих родов. Мелкие листья у Ulmus, Zelkova, Tilia и большинства кустарниковых (Ribes, Rosa, Rhus, Forsythia). По крайней мере 11 видов отличаются кожистыми листьями. Они принадлежат родам Cinnamomum, Pistacia, Ilex, Pyracantha, Styrax, Myrica spp., Periploca. Уменьшение габитуса листьев и наличие жестколистных форм противоречит, на первый взгляд, доминирующей роли в тафоценозе таксодиевых и ольхи в сочетании с ниссой. Однако последняя группа в Северном Приаралье в начале олигоцена скорее всего выступала как интразональная, приуроченная к речным долинам и морскому побережью. На плакорах же их сменяли формации с участием буковых, лавровых, фисташки, боярышника, периплеки и других растений, более приспособленных к сухим местообитаниям. Интразональное размещение таксодиевых косвенно подтверждается данными палинологии [Н.И.Запорожец] – пыльца сосны в палинокомплексах кутанбулакской свиты значительно преобладает над таксодиевыми.

Флора Кумбулака сочетает в своем составе типично тургайские растения, составляющие основной фон более молодых олигоценовых флор (Taxodiaceae, Alnus, Corylus, Zelkova и др.), с выходцами из более древней субтропической флоры эоцена (виды Myrica, Cinnamomum, Lindera и других вечнозеленых), которые в этой флоре занимают подчиненное место. Таким образом, кутанбулакская флора, как и другие раннеолигоценовые флоры Русской платформы, Тургая, Примугоджарья (флора Кызыл-Тобе), Призайсанья (флора Киин-Кериша), предшествует типичной тургайской флоре, сохраняя в своем составе еще некоторое количество субтропических реликтов.

К востоку от Приаралья – в Тургае в уркимбайской свите, одновозрастной кутанбулакской, по данным И.В.Васильева [1969], флора становится еще более мелколистной, появляются жестколистные вересковые (Leucothoe), сумахи. Таков же габитус листьев у лавровых и восковниц. Последние в виде фрагментов листьев встречаются в кутанбулакской свите Челкар-Тениза. К востоку от осевой части Тургайского прогиба кутанбулакская свита выклинивается и все многочис-

ленные находки флоры шинтузсайского типа (по В.С.Корниловой, [1963]) сосредоточены в нижних горизонтах челкарнуринской свиты или ее более восточного красноцветного аналога – сарыинской. При этом флора встречается иногда в подстилающих, но чаще в тех же самых слоях, что и костные остатки индрикотериевого комплекса позвоночных. Обычно флороносные линзы бывают сосредоточены в нижней части сарыинской свиты непосредственно на разрушенной коре выветривания, сформированной на морском чегане.

Основу шинтузсайского комплекса составляют туркменский сумах, палибиния и лавровые. По своему стратиграфическому положению флороносные слои отвечают уже не кутанбулакской, а чиликтинской свите Северного Приаралья, в средней части которой встречается Ergenica cimlanica, что выводит эту свиту на уровень соленовского горизонта. Преобладание субтропических таксонов, ксерофитный облик сарыинских флор вполне соответствуют представлениям о более теплолюбивом характере флоры соленовского горизонта.

Судя по составу палинокомплексов юга Русской платформы, Северного Кавказа и Западного Казахстана, в нем заметно возрастает количество мелкой пыльцы ксерофитных дубов группы Quercus gracilis – Q. graciliformis и содержание пыльцы других термофильных растений, включая пальмы. Что касается самого шинтузсайского комплекса, то распределение ископаемых растений в нем таково: в рипарийных фациях доминируют листопадные виды (Populus, Alnus, Fraxinus и др.), в плакорных – мелколистные вечнозеленые (Lindera, Cinnamomum, Myrica spp.).

Таким образом, в представление о шинтузсайской флоре как типовой раннеолигоценовой флоре Казахстана нужно внести соответствующее уточнение. Листопадные и вечнозеленые таксоны сосредоточены в разных растительных группировках, причем первые выступают как интразональные.

На востоке Казахстана и в Зайсанской впадине наиболее богатая из раннеолигоценовых флор по стратиграфическому положению близка флорам сарыинской и челкарнуринской свит Тургая, хотя заметно отличается по составу. Всем им сопутствуют местонахождения костных остатков индрикотериевого комплекса позвоночных. В Киин-Керишском разрезе Северного Призайсанья эта флора приурочена к глинистой тузкабакской свите, той ее части, которую Б.А.Борисов [1963] относит к кустовской свите. Флора на 80% представлена листопадными видами цветковых, однако в ней еще очень мало типичных "тургайских" элементов, обычных для более молодой по возрасту ашутасской флоры этого же района. От ашутасской она отличается и мелколистностью, что сближает ее в известной степени с флорами Тургая.

Флора насчитывает около 60 видов, многие из которых эндемичны и за пределами Зайсанского района пока не известны. В спектре древесных растений, кроме тисса и болотного кипариса, нет высокоствольных форм, преобладают средне- и низкорослые деревья, а также кустарники. Флора полидоминантна и трудно выделить какой-либо один из 5–6 ведущих таксонов, к которым относятся Taxodium dubium, Cocculus schischkinii, несколько видов дубов, родственных современным гималайским, Comptonia acutiloba, Alnus neuburgae, Populus arnaudii. Последний из видов, наряду с Lindera vassilenkoi, связывает эту флору с предшествующей ей верхнеэоценовой с преобладанием дриофиллюмов, узколистных тополей и восковниц. Весьма важно, что в этой флоре встречены Comptonia acutiloba, Eucommia, Ailanthus, Liquidambar, Anacardiaceae. Все они в тургайской флоре Северного Приаралья и самого Тургая появляются лишь в конце олигоцена.

В Западной Сибири достоверно датированные флоры раннего олигоцена неизвестны. По данным палинологии, после осушения Тавдинского моря в атлымское время роль субтропических форм в лесной растительности Сибири заметно падает. Вместо вымерших вечнозеленых им на смену приходят гикори (Carya spackmania), листопадные дубы, буки, ликвидамбры, орехи (Juglans sieboldiana, J. polyporata), грабы (Carpinus perfectus) и некоторые березовые, ильмовые. Появление в составе спектров пыльцы голосеменных (Abies, Picea) указывает на значительно более широкое участие в хвойно-широколиственных лесах разнообразных хвойных (кроме отмеченных выше таксонов, в их состав входили Sciadopitys, Sequoia, Taxodium, Metasequoia, Glyptostrobus). Широколиственные леса, особенно богатые на юге Западной Сибири, севернее сменялись сосново-березовыми, которые распростра-

нялись и далее на восток вдоль Арктического побережья. По мере продвижения к Тихому океану сосна постепенно замещалась елью и тсугой.

Раннеолигоценовые флоры Дальнего Востока трудно обособить от позднеэоценовых, особенно в континентальных фациях, менее контролируемых другими группами биоты. В связи с этим возникает неопределенность положения самой границы между отделами. Это отражает очень постепенное изменение природной обстановки в пограничном интервале.

В Южном Приморье, входившем в состав Сахалинско-Приморской провинции, к раннему олигоцену относятся флоры из слоев, перекрывающих угленосную часть угловской свиты. Здесь в качестве реликтов раннего палеогена сохраняются мелколистные, "коккулюсовидные" листья троходенд роидесов, мелкие соплодия троходенд рокарпусов, небольших размеров норденшельдии. Им сопутствуют таксодиум и метасеквойя (в массе), а также гамамелиевые, березовые (особенно граб и ольха), буковые (каштан, фагопсисы, дубы), ореховые, некоторые лавровые, ильмовые (ильм, дзельква и, вероятно, планера).

Таков же состав флор и Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Раннеолигоценовыми условно можно считать здесь флоры нижней части разреза кизинской серии, например, флору бухты Буй южнее пос. Нельма, в которой наряду с птерокарией, фагопсисом, ольхой, липой и кленом встречаются платановые и экзотические макаранги, ныне не распространяющиеся севернее Кюсю и Центрального Китая [Ахметьев, 1988; Ахметьев, Викулин, 1995].

Во флорах Корякско-Камчатской провинции из-за широкой трансгрессии раннего олигоцена и прекращения угленакопления в параллических бассейнах находки растений, уверенно относящихся к этому возрасту, крайне редки. Побеги криптомерий, тайваний, кипарисовых, глиптостробуса и метасеквойи, а также листья и крылатки кленов обнаружены в морской аргиллитовой толще Командорских островов, содержащих комплекс бентосных фораминифер нижнего олигоцена (заключение М.Я.Серовой; см.: [Шмидт, 1978]).

В Корякии известнен ряд местонахождений с восковницами и ильмами. Они приурочены к базальным слоям вулканогенно-осадочной толщи, выполняющей мелкие межгорные впадины. Бедные по составу тафоценозы отражают интразональную флору низинных местообитаний.

В составе нижнеолигоценовых палинокомплексов аманинский и гакхинский свит Камчатки, а также такарадайской и геннойшинской свит Сахалина много пыльцы таксодиевых на фоне доминирования пыльцы сережкоцветных среди других цветковых. Пыльцы термофильных древесных встречается крайне мало.

Выводы

Поздний эоцен и ранний олигоцен явились временем завершения перестройки раннепалеогеновых флор. Значительно заметнее, на фоне более контрастных климатических изменений с чередованием во времени аридных и гумидных фаз, эта перестройка происходила в Тетической области, более длительно и постепенно в Бореальной области, особенно в Притихоокеанском регионе. Сдвиг границы между областями, а вместе с ней и экотонной зоны, с севера на юг на расстояние в несколько сот километров, отражал падение среднегодовых температур на рубеже эоцена и олигоцена не менее чем на 4–5°С. Началось это падение в середине позднего эоцена. Инвазия арктобореальных элементов в Тетическую область в олигоцене в условиях сезонного климата привела к заметной трансформации состава флоры Тетической области, которая к концу олигоцена все более и более приобретала черты Древнесредиземноморской. Что касается флоры Бореальной области, то олигоцен явился временем, когда произошло основное становление ее родового состава.

Геохронология, магнитостратиграфия, палеоклиматология, геологические события

В этом разделе монографии анализируется абиотическая обстановка позднеэоценового и раннеолигоценового времени, которая существовала на обширных пространствах бывшего Советского Союза.

Основное внимание уделено компонентам среды: палеоклиматическим условиям и литолого-фациальной и палеогеографической обстановке, причем последняя рассматривается как для морских бассейнов, так и для континентальных блоков (суша) того времени. Климатические и литолого-фациальные условия во многом определяли характер полезных ископаемых, связанных с осадочными породами.

В дополнение к биостратиграфическим методам исследования, изложенным в первом разделе этой монографии, анализируются магнитостратиграфический и геохронологический методы применительно к интервалу позднего эоцена и раннего олигоцена.

Практическое значение имеет подробное описание региональных стратотипов границы эоцена и олигоцена, расположенных на территории Армении, Казахстана (Устюрт и оз. Зайсан) и России (Северное Предкавказье и Камчатка).

Все эти обширные материалы позволяют проследить эволюционное изменение фауны и флоры на фоне геологических и климатических процессов позднеэоценового и раннеолигоценового времени, подойти к проблеме синхронности и асинхронности этих изменений.

Магнитостратиграфия отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена Западного и Восточного Казахстана

Шкалы геомагнитных инверсий различных авторов [Heirtzler et al., 1968; Lowrie, Alvarez, 1981; Berggren et al., 1985; Harland et al., 1982, 1990; La Brecque et al., 1977; Lowrie et al., 1982; Cande, Kent, 1992] для интервала позднего эоцена и раннего олигоцена достаточно близки. Однако значительные различия наблюдаются в корреляции инверсий магнитного поля с зональными подразделениями по планктонным микроорганизмам (фораминиферы, наннопланктон) и с общей стратиграфической шкалой. Эти расхождения, очевидно, объясняются не только особенностями магнитостратиграфических исследований, но и недетальностью биостратиграфических работ.

В связи со сказанным чрезвычайно важны исследования по проекту № 174 МПГК "События терминального эоцена", проведенные в Северной Италии (провинции Марке и Умбрия), в которых органически сочеталось высокое качество магнитостратиграфических и биостратиграфических (зональные шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону) методов. Эти работы охватили целую серию разрезов, включая разрез Массиньяно, выбранный в качестве стратотипа границы эоцена и олигоцена [Nocchi et al., 1986; Lowrie, 1986; Napoleone, 1988; Alvarez, Montanari, 1988; Coccioni et al., 1988; Coccioni, 1988; Bice, Montanari, 1988; Premoli Silva et al., 1988; Odin, Montanari, 1988]. В перечисленных исследованиях магнитостратиграфические подразделения (хроны и эпизоды) надежно скоррелированы с биостратиграфическими единицами (зонами по планктонным микроорганизмам). К сожалению, не все эти данные вошли в последнюю, из известных нам, общую магнитострати-

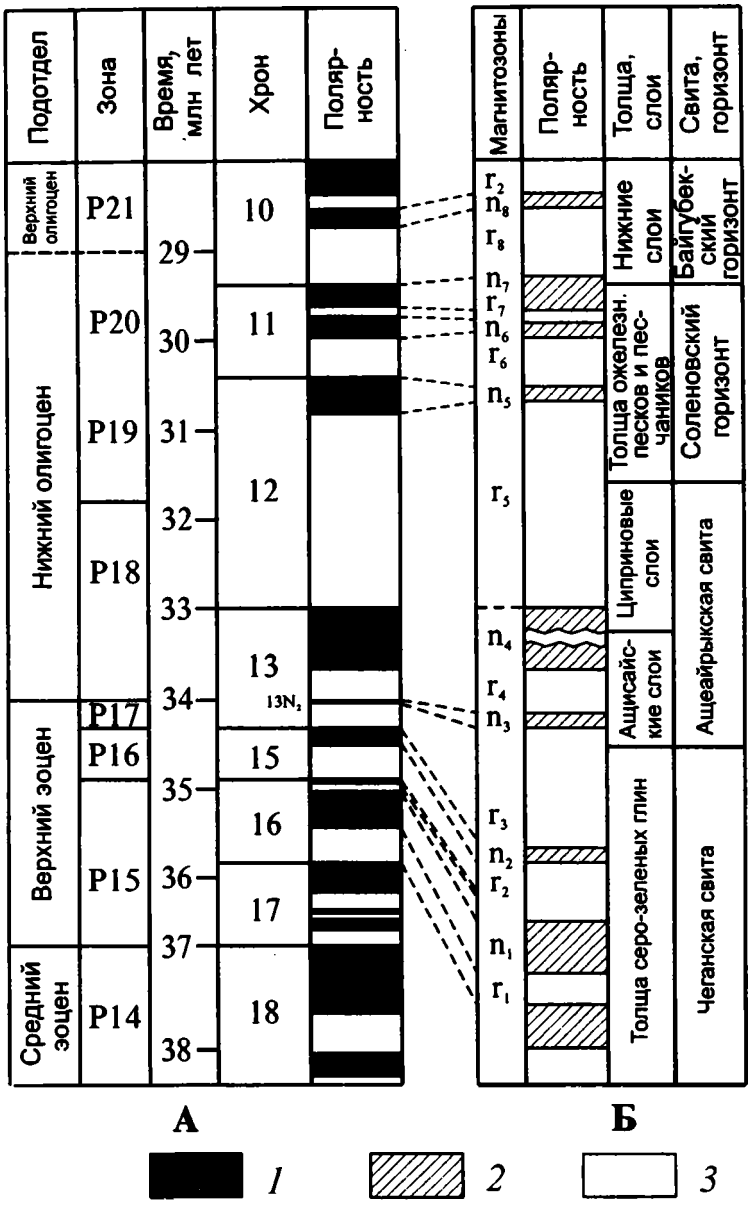


Рис. 6. Магнитостратиграфическая шкала верхнего эоцена и нижнего олигоцена [Cande, Kent, 1992] с учетом данных по разрезу Массиньяно, Италия [Bice, Montanari, 1988] (А) и корреляция с этим разрезом отложений верхнего эоцена – олигоцена Устюрта [Кунаев, 1990] (Б)

А – био-, хроно- и магнитостратиграфические подразделения верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений разреза Массиньяно, Италия; Б – магнитозоны и местные литостратиграфические подразделения верхнего эоцена и нижнего олигоцена Устюрта

1, 2 – нормальная полярность: 1 – в разрезе Массиньяно; 2 – в разрезах Устюрта; 3 – обратная полярность

графическую шкалу верхнего мела и кайнозоя С.Кенди и Д.Кента [Cande, Kent, 1992].

Для интервала позднего эоцена и раннего олигоцена шкала характеризуется следующими особенностями (рис. 6).

Подошва верхнего эоцена, определенная в разрезах палеогена Северной Италии как граница зоны Truncorotaloides rohri и зоны Globige-rapsis semiinvoluta, практически совпадает с кровлей хрона 18 [Nocchi et al., 1986; Alvarez, Montanari, 1988]. Поздний эоцен, имеющий продолжительность 3–3,5 млн лет, отличается быстрой сменой знака полярности, причем доминируют интервалы с нормальной полярностью, а интервалы с обратной намагниченностью узки и занимают подчиненное положение. В пределах позднего эоцена находятся: хрон 17 (с тремя нормальными и тремя узкими обратными эпизодами намагниченности), хрон 16 (с двумя нормальными и двумя узкими обратными эпизодами намагниченности), хрон 15 (с эпизодом нормальной и эпизодом обратной намагниченности) и значительная часть хрона 13 с обратным знаком полярности.

Хроны 17 и 16 расположены в интервале зоны Globigerapsis semiinvoluta (P15), хрон 15 и самая нижняя часть эпизода с обратной намагниченностью хрона 13 соответствует зоне Turborotalia cocoaensis (P16). Наконец, нижняя часть эпизода с обратной намагниченностью хрона 13 (ниже

13N_2) коррелируется с узкой зоной Turborotalia centralis (P17), завершающей верхний эоцен.

Необходимо отметить противоречивую интерпретацию стратиграфического положения хрона 17. Согласно магнитостратиграфическим определениям У.Альварец, У.Лоури, Г.Наполеоне и биостратиграфическим исследованиям И.Премоли Силва хрон расположен в основании верхнего эоцена – нижней части зоны Globigerapsis semiinvoluta разрезов Северной Италии [Lowrie et al., 1982; Nocchi et al., 1986; Napoleone, 1988; Alvarez, Montanari, 1988]. В общей магнитостратиграфической шкале верхнего мела и кайнозоя С.Кенди и Д.Кента [Cande, Kent, 1992] хрон 17 помещен в кровлю среднего эоцена. На рис. 6 хрон 17 рассматривается в составе верхнего эоцена, но его детальное строение дано в интерпретации С.Кенди и Д.Кента.

Едва ли не во всех магнитостратиграфических шкалах граница эоцена и олигоцена располагается внутри эпизода обратной намагниченности хрона 13, но на разных уровнях. Изучение разрезов палеогена Северной Италии позволило точно определить положение этого рубежа – в верхней части эпизода обратной намагниченности, непосредственно выше краткого события нормальной полярносcти 13 N_2 [Napoleone, 1988; Coccioni et al., 1988; Coccioni, 1988; Bice, Montanari, 1988; Premoli Silva et al., 1988; Odin, Montanari, 1988; Nocchi et al., 1986; Lowrie, 1986]. Аналогичное положение занимает граница эоцена и олигоцена в магнитостратиграфической шкале верхнего мела и кайнозоя С.Кенди и Д.Кента [Cande, Kent, 1992].

Магнитостратиграфическая характеристика раннего олигоцена (продолжительность порядка 5 млн лет) значительно отличается от позднеэоценовой. Почти в основании раннего олигоцена находится эпизод нормальной полярности хрона 13, а выше следует продолжительный (свыше 2 млн лет) эпизод обратной намагниченности хрона 12. Лишь в верхней (с семью очень краткими – менее 30 тыс. лет событиями нормальной полярности) части раннего олигоцена наблюдается частая смена знака полярности – эпизод прямой намагниченности хрона 12 и два эпизода прямой и два эпизода обратной намагниченности хрона 11.

Биостратиграфическое положение верхней части хрона 13 и хрона 12 сомнений не вызывает – все исследователи [Berggren et al., 1985; Nocchi et al., 1986; Premoli Silva et al., 1988; Napoleone, 1988; Lowrie, 1986; Cande, Kent, 1992] помещают их в нижний олигоцен в объеме трех фораминиферовых зон – Globigerina tapuriensis, Globigerina sellii и Globigerina ampliapertura. Несколько противоречива трактовка биостратиграфической принадлежности хрона 11. Например, в работе И.Премоли Силва с соавторами [Premoli Silva et al., 1988] хрон 11 определен в отложениях зоны Turborotalia opima, т. е. в подошве верхнего олигоцена. Очевидно, решение данной проблемы связано с дальнейшими исследованиями.

На территории бывшего Советского Союза магнитостратиграфическое изучение отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена проводилось в Армении (Р.Т.Джрбашян, Э.А.Молостовский), в Северном Предкавказье [Молостовский, 1986], на Камчатке (В.И.Ремизовский). К сожалению, эти исследования не отличались детальностью, либо они остались неопубликованными. Работы высокого качества выполнены в Восточном и Западном Казахстане, где сочетались методы магнитостратиграфии, биостратиграфии и региональной стратиграфии.

В Восточном Казахстане магнитостратиграфические исследования выполнены Н.Ф.Данукаловым и Ф.И.Сулеймановой для континентальных отложений Зайсанской впадины с привязкой к литостратиграфическим подразделениям (свитам) в интерпретации Б.А.Борисова. Свиты имели очень хорошую палеонтологическую характеристику по различным группам фауны и флоры. Общее научное руководство осуществлялось В.Л.Яхимович. Интерпретация полученных результатов выглядит следующим образом [Яхимович и др., 1993].

В Зайсанской впадине региональная магнитостратиграфическая шкала построена на материале нескольких, хорошо палеонтологически изученных разрезов на правобережье Калмакпая, на северном и южном крыльях Аксыирской антиклинали на правобережье Аксыира, на правобережье Кусто, на склонах гряды Киин-Кериш и палеозойского останца Кара-Бирюк. Каждый из частных разрезов дополняет и наращивает друг друга. Затем эти разрезы были трансформированы в несколько сводных разрезов и путем палеомагнитной корреляции на биостратиграфической основе построена единая региональная шкала (рис. 7).

Рис. 7. Сводная магнитостратиграфическая колонка верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) по данным В.Л.Яхимович, Б.А.Борисова и др. [1993]

К верхнему эоцену по палеомагнитным данным относятся чайбулакская, кызылкаинская и нижняя часть аксыирской свиты (турангинская свита в понимании В.С.Ерофеева). Нижнему олигоцену принадлежат: остальная часть аксыирской свиты в объеме ее двух верхних подсвит, кустовская и буранская свиты (тузкабакская свита, по В.С.Ерофееву). Чайбулакская свита относится к ортозоне nr-Саржира, кызылкаинская включает три ортозоны: r-Теректы, n-Сарыкум и r-Айршоны. К верхней части ортозоны Сарыкум относится, по В.Л.Яхимович и др. [1993], слои с Zaisanaminodon borisovi, которые Б.А.Борисов [1983] и М.А.Ахметьев [1985] включают в аксыирскую свиту. Нижнеаксыирская подсвита начала формироваться в эпоху прямой полярности n-Аккум. С ней связываются находки позднеэоценовой флоры "болотного носорога". Накопление осадков нижнеаксыирской подсвиты продолжалось в палеомагнитную эпоху r-Онучтениз, а также в n-Калкан, в нижней трети которой проходит граница между эоценом и олигоценом. Этот рубеж совпадает практически с непродолжительным эпизодом нормальной полярности хрона 13, как считают В.Л.Яхимович с соавторами [1993]. Заканчивается накопление нижнеаксыирской подсвиты в палеомагнитную эпоху n-Калкан.

В олигоценовой части разреза выделяется несколько ортозон. Средне- и верхнеаксыирская подсвиты относятся к ортозонам n-Калкан, r-Кабарга и n-Актау. Верхние слои верхнеаксыирской подсвиты и кустовская свита начинают одну из наиболее продолжительных ортозон олигоцена r-Акколкан. На границу кустовской и буранской свит приходится перерыв с пропуском положительной ортозоны, так как вышележащая буранская свита практически целиком, кроме верхних горизонтов, относится к обратной ортозоне r-Карой. Последняя завершает разрез буранской свиты, но она представлена не в полном объеме, поскольку на нее приходится перерыв в основании ошагандинской свиты, уже несомненно принадлежащей верхнему олигоцену.

В Западном Казахстане (Северный Устюрт, Северное Приаралье, Южный Тургай) магнитостратиграфические исследования проведены на материале морских и континентальных отложений краевой области палеогенового бассейна [Кунаев, 1990] (см. рис. 6).

При составлении схемы Северного Устюрта было изучено семь разрезов в пределах саев Ащеайрык и Ащисай. В сводной колонке палеогена выделена серия субзон прямой и обратной намагниченности, объединенных в три ортозоны: чеганскую RN, характеризующуюся более или менее равномерным чередованием разнополярных субзон (r_1 – n_4); ащеайрыкско-соленовскую Rn с явным преобладанием поля обратного знака (n_4 – r_7); байгубекскую NR (n_7 – r_{16}) с небольшим преобладанием поля прямого знака. В целом, по разрезу доминирует обратная намагниченность, интервалы обратной полярности занимают 70% сводного разреза. Первая ортозона отвечает отложениям верхнего (и, возможно,

верхам среднего) эоцена, вторая – нижнему олигоцену, третья – верхнему олигоцену.

В Северном Приаралье исследовалось пять разрезов. Четыре из них "М-4", "Акшокы", "Артезиан" и "М-5" находятся на побережье залива Перовского, пятый – на гряде Алтын-Чокусы. В сводном разрезе выделено 19 магнитозон. Общий рисунок схемы практически повторяет картину, полученную на Устюрте. Верхний эоцен характеризуется приблизительно равным соотношением зон прямой и обратной полярности, в олигоцене (кутанбулакская и чиликтинская свиты) доминирует поле обратного знака (65% интервала разреза).

В Южном Тургае разрезы изучались в его восточной и южной частях. Два из них были выбраны в чинке Челкарнура в районе известного раскопа с остатками крупных позвоночных олигоцена, четыре других – на правобережье Жиланчика у развалин мечети Тортмолла. Всего в разрезах чеганской (средний–верхний эоцен), уркимбайской (нижний олигоцен), а также челкарнуринской и сарыинской (нижний, частично верхний олигоцен) свит выделено 11 разнополярных субзон.

Палеомагнитная колонка Челкарнуры структурно подразделена на три части: эоценовую RN (n_1 – n_3), нижнеолигоценовую Rn (n_1 – n_3), и верхнеолигоценовую NR (n_1 – n_6) ортозоны, причем последняя охватывает лишь верхнюю часть челкарнуринской свиты.

В разрезах у Тортмоллы глинисто-кремнистая толща с рыбными остатками, условно сопоставляющаяся с саксаульской свитой (средний эоцен), и залегающие на ней (с перерывом в обнаженности) зеленовато-серые глины чеганской свиты (ее базальные слои), возможно, также еще среднеэоценовые, характеризуются преобладанием обратной полярности (RN-ортозона). Олигоцен отличается знакопеременным полем (Rn-ортозона).

Различие структуры магнитостратиграфической колонки Северного Приаралья и Устюрта, с одной стороны, и восточного борта Южного Тургая, с другой связано с тем, что в разрезах Тортмоллы отсутствует уркимбайская свита нижнего олигоцена. Она выклинивается в восточной части чинка Челкарнура, и сарыинская свита – возрастной аналог челкарнуринской и чилинтинской свит более западных районов – с перерывом залегает на коре выветривания, образованной по чеганской свите. Поскольку уркимбайская свита в разрезах Челкарнуры на 90% представлена обратно намагниченными породами, можно заключить, что в восточном борту Тургая развиты толщи, отвечающие лишь верхней части отрицательной ортозоны. М.С.Кунаев объединяет их с перекрывающими отложениями верхнего олигоцена в единую ортозону.

М.С.Кунаев провел сопоставление региональной палеомагнитной шкалы с палеомагнитными разрезами Италии [Lowrie et al., 1982] и Кавказа [Молостовский, 1986]. Палеомагнитные колонки этих регионов структурно близки между собой как по общему числу прямых и обратных зон, так и по характеру распределения их по временной шкале. В пределах верхнего эоцена выделяется 5–6 разнополярных зон, в олигоцене – до 10–12 интервалов прямой полярности на фоне преобладающей обратной. Граница эоцена и олигоцена на территории Устюрта проходит в самой верхней части чеганской свиты (или по кровле ее) внутри субзоны обратной полярности, которая может быть сопоставлена с хроном 13 (эпизод обратной полярности) магнитостратиграфической шкалы. Эта субзона прослеживается на всех палеомагнитных колонках Северного Устюрта в самой верхней части чеганских глин над последним горизонтом мергелистых конкреций, близко совпадая с положением границы, установленной по динофлагеллатам. Неохарактеризованная макрофауной "ащесайская" пачка, выделенная Б.С.Цирельсоном и относимая ранее большинством геологов к ащеайрыкской свите, принадлежит уже к олигоценовой части магнитостратиграфической шкалы. На палеомагнитных колонках Северного Приаралья и Южного Тургая эта субзона не фиксируется. На нее приходится перерыв в седиментации в основании кутанбулакской и уркимбайской свит.

М.С.Кунаев показал, что ащеайрыкская свита и ее континентальные аналоги в Северном Приаралье и Южном Тургае имеют двухчленное строение: нижняя часть свиты относится к R-зоне, верхняя – к N-зоне. В основании и в кровле чиликтинской свиты залива Перовского предполагаются перерывы. В центральной части Южного Тургая допускается перерыв на контакте уркимбайской и челкарнуринской свит

Оценки изотопного ("абсолютного") возраста рубежей в пределах интервала позднего эоцена – раннего олигоцена, т. е. подошвы позднего эоцена (подошва приабонского яруса), границы эоцена и олигоцена, кровли нижнего олигоцена (граница рюпельского и хаттского ярусов), за последние 35 лет исследований претерпели существенную трансформацию. Изменение датировок объясняется многими причинами, из которых наиболее существенны: качество материала-геохронометра (ненарушенность изотопной системы), методический подход к определению возраста, точность лабораторного исследования при определении возраста, надежность привязки положения геохронометра к биостратиграфической шкале.

Подошва позднего эоцена датировалась следующими цифрами: 45 млн лет [Kulp, 1961; Funnell, 1964]; 45–43 млн лет [Рубинштейн, Габуния, 1972]; 44 млн лет [Odin, 1975; Stainforth et al., 1975; Berggren, 1972]; 44–42 млн лет [Cavelier, Po-merol, 1976]; 43 млн лет [Berggren, 1969, 1972; Odin, 1973; Berggren, Van Couvering, 1974]; 42 млн лет [Harland et al., 1982]; 41,2-40 млн лет [Berggren et al., 1985]; 40 млн лет [Odin et al., 1982; Hardenbol, Berggren, 1978]; 39 млн лет [Odin, 1975]; 37 млн лет [Barbin, 1988]; 36,5 млн лет [Montanari et al., 1985].

Вероятно, одной из причин этих крупных расхождений между крайними цифрами (8,5 млн лет) было различное понимание объемов среднего и верхнего эоцена в Западной и Южной Европе. Так, Ш.Помероль [Pomerol, 1978] отмечает, что если границу среднего и верхнего эоцена проводить между лютетским и бартонским ярусами Западной Европы, то возраст этого уровня можно оценить цифрой 42–44 млн лет, а если за подошву верхнего эоцена принимать нижнюю границу приабонского яруса Южной Европы, то этот уровень будет соответствовать цифре 39–41 млн лет.

Для границы эоцена и олигоцена в литературе существует следующий разброс значений изотопного возраста: 40 млн лет [Holmes, 1959]; 38 млн лет [Harland et al., 1982]; 38–37 млн лет [Funnell, 1964]; 37,5 млн лет [Berggren, 1969, 1972; Berggren, Van Couvering, 1974]; 37,5–35,5 млн лет [Рубинштейн, Габуния, 1972]; 37,0 млн. лет [Hardenbol, Berggren, 1978; Odin (Ed.), 1982]; 36,6 млн лет [Berggren, 1986]; 36 млн лет [Kulp, 1961]; 36–34 млн лет [Cavelier, Pomerol, 1976]; 36,5 млн лет [Berggren et al., 1985]; 35 млн лет [Odin, 1975]; 34,5 млн лет [Odin, Guise et al., 1988]; 33,7 млн лет [Montanari et al., 1988]; 33,0 млн лет [Evernden et al., 1961]. Как видим, этот разброс также весьма значителен.

Относительно немного цифр изотопного возраста имеется для границы нижнего и верхнего олигоцена (границы рюпельского и хаттского ярусов): 32 млн лет [Berggren, 1969, 1972; Berggren, Van Couvering, 1974; Hardenbol, Berggren, 1978]; 32–31 млн лет [Funnell, 1964]; 30 млн лет [Berggren et al., 1985]. Эти расхождения в значительной степени связаны с неопределенностью границы рюпельского и хаттского ярусов в их стратотипах, что приводит к неоднозначной трактовке их объемов.

Авторы настоящего раздела на территории бывшего СССР не смогли найти, к сожалению, палеогеновых разрезов, где геохронометр (глауконитовый пласт, прослой с пеплом, базальты) был бы надежно привязан к субглобальной шкале по какой-либо группе планктонных микроорганизмов. Подобный геологический объект был установлен в Сирии, где во многих разрезах Анти-Ливана и Пальмирид в основании верхнего эоцена (т. е. в подошве фораминиферовой зоны Globigerapsis semiinvoluta, приабонский ярус) располагается пласт мергелей с обильным глауконитом мощностью от 0,5 до 2–2,5 м. Добавим, что почти все фораминиферовые зоны палеоцена и эоцена Сирии содержат один или несколько глауконитовых горизонтов, тогда как в отложениях олигоцена глауконит отсутствует.

Для изучения был выбран глауконит из базального слоя зоны Globigerapsis semiinvoluta в обнажении по вади Харрар у сел. Арак к северо-востоку от Пальмиры [Виноградов и др., 1988, 1990]. Датирование по K/Ar методу серии глауконитовых фракций демонстрирует совпадение значений изотопного возраста, которые равны 36,0±1,2 млн лет. Очень близкий возраст получен по Rb/Sr методу. Изохрона по шести мономинеральным фракциям равна 38,3±0,5 млн лет. Начальное изотопное отношение стронция в глауконите (I_0=0,70769±0,00004), изотопный состав стронция во вмещающей фосфатизированной породе (0,70777±0,00005) и морской воде соответствующего времени ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0,70780) почти аналогичен, т. е. изотопная система глауконита

закрылась в процессе осадконакопления (раннего диагенеза) и существенных изменений не претерпела. Две полученные даты находятся в пределах ошибок эксперимента. Изотопный возраст глауконита из подошвы верхнего эоцена определяется как 37,0±1,0 млн лет.

Подтверждением геохронологической точности определения изотопного возраста глауконита из подошвы верхнего эоцена Сирии являются исследования изотопного возраста отложений эоцена и нижнего олигоцена Италии, где геохронометром являлись высокотемпературные минералы пепловых прослоев.

Используя метод треков по кристаллам апатита и циркона из пеплового прослоя в 3 м выше подошвы приабонского яруса (т. е. выше основания зоны Globigerapsis semiinvoluta, верхний эоцен) в стратерегионе этого яруса (разрез Букоделла-Рана), В.Барбен [Barbin, 1988] получил цифру 36,8±1,1 млн лет. Округлив ее, этот исследователь оценил изотопный возраст подошвы верхнего эоцена в 37,0 млн лет. Очень близкие датировки (36,6±0,5 млн лет; 36,5±0,7 млн лет) были получены K/Ar методом по вулканическому биотиту из базальных слоев зоны Globigerapsis semiinvoluta в разрезе Контесса, район Губбио в Северной Италии [Montanari et al., 1985]. Практически имеется почти полное совпадение перечисленных изотопных датировок в Италии с нашей датировкой из верхнего эоцена Сирии. Очень важно подчеркнуть, что эта цифра (37,0 млн лет) определена четырьмя независимыми методами (треков, Rb/Sr и K/Ar по глаукониту, K/Ar по биотиту) и путем прямых измерений, а не с помощью расчетов и интерполяций. Сказанное позволяет считать датировку 37,0 млн лет достаточно обоснованной и надежной для нижней границы верхнего эоцена.

Косвенным подтверждением правильности определения радиологического возраста подошвы верхнего эоцена являются датировки по следующему крупному стратиграфическому уровню – границе эоцена и олигоцена, сделанные в тех же разрезах палеогена Северной Италии. Радиологическое изучение биотита из пепловых прослоев в разрезах Контесса, Массиньяно, Виссо и др. дало следующие цифры: 33,7±0,5 млн лет [Montanari et al., 1988]; несколько моложе 34,5 млн лет [Odin, Guise et al., 1988]; 33,4±3 млн лет [Odin, Montanari, 1988]. Возраст границы эоцена и олигоцена (с некоторой степенью интерполяции) определяется в 34,0 млн лет [Odin, Monta-nari, 1988]. Эту цифру следует считать наиболее надежной среди опубликованных в литературе.

Таким образом, временная продолжительность позднего эоцена сравнительно невелика – 3 млн лет.

Изотопный возраст границ внутри олигоцена (интервал от 34 млн лет до 23,5 млн лет) заслуживает дальнейшего изучения, ибо существующие датировки весьма приблизительны. Необходимы как детализация самих радиологических цифр, так и уточнение и унификация стратиграфических единиц (ярусов, подотделов) олигоцена. Очевидно, возраст рубежа раннего и позднего олигоцена будет менее 30 млн лет, что уменьшит интервал (6 млн лет) позднего олигоцена (хаттский ярус).

В наиболее поздней сводке по геохронологии палеогена [Odin, Luterbacher, 1992] возраст нижней границы верхнего эоцена соответствует 37 млн лет, подошвы олигоцена – 34 млн лет, а границы нижнего и верхнего олигоцена (рюпельского и хаттского ярусов) – 28 млн лет. По мнению Ж.Одана и Г.Лутербахера, граница рюпельского и хаттского ярусов проходит внутри фораминиферовой зоны Turborotalia opima (P21). Более правильно ее проводить в подошве этой зоны, и тогда рубеж раннего и позднего олигоцена будет характеризоваться несколько более древней цифрой (порядка 29,5–29,0 млн лет).

Климаты позднего эоцена и раннего олигоцена

Климатические изменения фанерозойского времени связываются со сложным комплексом астрономических, атмосферных и геологических факторов [Будыко, 1984]. Среди этих факторов различаются два важнейших: 1) увеличение или уменьшение во времени поступления на Землю солнечной энергии и вариации в излучении тепла поверхностью Земли в мировое пространство (либидо Земли); разность этих величин составляет тепловой баланс Земли; 2) характер горизонтального перераспределения тепла по поверхности Земли, т. е. способы и особенности переноса тепла из низких в высокие широты с помощью океанических течений и циркуляционных потоков в атмосфере; последнее прямо связано с палеогеографической обстановкой Земли и системой циркуляции водной массы Мирового океана.

В отечественной и зарубежной литературе приведены многочисленные данные о существенном изменении климата (похолодании) на рубеже эоцена и олигоцена. Эти выводы были сделаны на основании как континентальной, так и морской (океанической) биоты. Они дополняются материалами изучения изотопного состава кислорода в раковинах планктонных фораминифер из осадков океанических бассейнов. Сведения о похолодании на границе позднего эоцена и раннего олигоцена и об общей тенденции климатических изменений этого интервала времени содержатся едва ли не во всех региональных очерках настоящей монографии.

Не менее обширна мировая и отечественная литература об изменении среды позднего эоцена – раннего олигоцена – палеогеографической обстановки на континентах и в океанических бассейнах, которые носили явно глобальный характер. Перечислим эти изменения.

1. Спрединговый процесс в Южном океане, в результате которого произошло обособление Австралии и Антарктиды с последующим возникновением Циркумантарктического течения и термической изоляцией Антарктиды. Конечный результат этого события – покровное оледенение Антарктиды во вторую половину олигоцена.

2. Спрединговый процесс в Норвежско-Гренландском бассейне и Арктическом океане (Евразийский бассейн), что привело к возникновению затрудненного (мелководного) сообщения Арктического океана с Северной Атлантикой.

3. Прекращение существования Тургайского пролива, вероятно, в конце позднего эоцена, и изоляция Арктического океана от Тетиса.

4. Крупномасштабная регрессия олигоценового времени. На территории бывшего СССР в результате этой регрессии были осушены значительные площади, занятые по крайней мере до середины позднего эоцена эпиконтинентальным морским бассейном. Море покинуло Западную Сибирь, большую часть Казахстана и Средней Азии, центральные районы Восточно-Европейской платформы.

5. Интенсификация тектонических процессов на континентах в олигоценовую эпоху.

6. Изменение системы поверхностных и донных течений в океанических бассейнах на протяжении олигоценовой эпохи. Это вызвало интенсификацию эрозионных процессов и накопление мощных пачек карбонатных турбидитов.

7. Смена в океанах соленостной стратификации вод термической.

Сочетание всех этих событий не могло не оказать существенного влияния на климатическую обстановку.

Последовательность глобальных событий, приведших к изменению климата, морской и континентальной биоты (в частности, флоры) в средних широтах Северного полушария (территория бывшего СССР) может быть представлена в виде следующей цепочки:

1) оледенение Антарктиды (сначала горное, затем покровное); крупномасштабная регрессия; 2) частичное осушение эпиконтинентальных морей, а также меридиональных рукавов и заливов, соединявших низкие и средние широты с полярной областью (Западно-Сибирское море, Тургайский пролив, рукав от Мексиканского залива вверх по Миссисипи); 3) глобальное похолодание; рост температурного градиента (полюс – экватор); увеличение широтной климатической дифференциации; 4) переход от палеокайнофита к неокайнофиту; разрушение старых зональных типов растительности и формирование новых в средних и высоких широтах; в экотонных зонах – частое чередование фаз увлажнения и иссушения

климата, влияющих на разрушение и перестройку старых ценозов.

Климатические особенности позднего эоцена и раннего олигоцена восстанавливаются путем анализа различных групп морской и континентальной фауны и флоры. Весьма важны планктонные группы (планктонные фораминиферы, наннопланктон, динофлагеллаты), обитавшие в поверхностном слое воды. Индикаторами климата являются и бентосные организмы (крупные и мелкие бентосные фораминиферы, пелециподы, гастроподы, кораллы и др.), но здесь необходимо учитывать влияние батиметрического и других факторов биономии. Конечно, наиболее информативна наземная флора – остатки листьев, плодов и семян, а также спор и пыльцы. Роль последних в палеоклиматических исследованиях уникальная в двух отношениях: во-первых, в карбонатно-глинистых и глинистых отложениях они нередко встречаются по всему разрезу, что позволяет строить палинодиаграммы, характеризующие климатические изменения; во-вторых, ассоциируя в морских отложениях с планктонными микроорганизмами, палинокомплексы демонстрируют климатические изменения на фоне субглобальных или провинциальных зональных шкал по фораминиферам, наннопланктону, динофлагеллатам.

Обширная территория бывшего Советского Союза представляет прекрасные возможности для расшифровки климатических особенностей позднего эоцена и раннего олигоцена – климатической зональности и климатической кривой этого времени.

Морская и континентальная биоты дают несколько различное палеоклиматическое районирование. Так, по фораминиферам (планктонным, крупным и мелким бентосным) в позднем эоцене выделялись четыре палеоклиматических пояса.

1. Южный субтропический – узкая полоса Южной Армении на правобережье р.Аракс. Среди планктонных фораминифер присутствует группа Turborotalia cerroazulensis, представители Cribrohantkenina и Hantkenina, что типично для верхнего эоцена Средиземноморья и Карибского бассейна. Состав крупных бентосных фораминифер (нуммулитиды и дискоциклиниды) тот же самый, что и в Средиземноморье. Среди мелких бентосных фораминифер встречается род Queraltina, характерный для Средиземноморья. Но в количественном отношении тропические виды занимают подчиненное положение.

2. Северный субтропический пояс – Грузия, Крым, Северный Кавказ, Мангышлак, Туркмения. Планктонные фораминиферы здесь обильны, но среди них тропические элементы отсутствуют. Заметно иной состав нуммулитид (в мелководных фациях) за счет выпадения южных видов. Та же картина наблюдается среди мелких известковых бентосных фораминифер.

3. Теплоумеренный пояс – северный борт Устюрта, Северное Приаралье, Тургай. Планктонные фораминиферы беднеют и в количественном отношении занимают подчиненное положение. Комплекс мелких бентосных фораминифер очень разнообразен при доминировании видов с известковой раковиной.

4. Умеренно бореальный пояс – Западно-Сибирская низменность. Планктонные фораминиферы отсутствуют. Среди мелких бентосных фораминифер резко преобладают агглютинированные виды.

В раннеолигоценовое время фораминиферы становятся малоинформативными для палеоклиматических реконструкций. Это связано с возникновением Майкопско-Менилитового бассейна с аноксическим режимом осадконакопления, что вызвало деградацию фауны планктонных и бентосных фораминифер (до полного их отсутствия). Устанавливаются два палеоклиматических пояса.

1. Северный субтропический – Южная Армения. Аноксический режим здесь не получил развития, и микрофауна представлена своими нормальными ассоциациями. Однако среди планктонных фораминифер крупные глобигерины немногочисленны. Комплекс нуммулитов тот же, что и в Средиземноморье, но представители семейства лепидоциклинид полностью отсутствуют (они широко развиты в Восточном Средиземноморье – на юге Турции и в Сирии). Субтропический характер климата подтверждается наличием небольших колоний кораллов.

2. Умеренный пояс – обширная область Карпат, Причерноморья, Крыма, Северного Кавказа, Грузии, Азербайджана, Закаспия. Во всяком случае, можно уверенно говорить о смещении климатических поясов на рубеже позднего эоцена и раннего олигоцена в южном направлении.

Флористические данные позволяют интерпретировать климатическую зональность следующим образом.

С низким температурным градиентом, сохранявшимся до начала позднего эоцена, была связана относительно слабая широтная дифференциация растительного покрова, когда на обширной территории Внетропической Евразии выделялись, по существу, только две основные климатические зоны – теплоумеренная, занятая листопадной влажной лесной растительностью, и субтропическая.

Первая охватывала север Русской платформы, северные районы Урала и Западной Сибири. Далее на восток эта климатическая зона резко расширялась и включала большую часть Центральной и Восточной Сибири и весь Притихоокеанский регион. Лесная растительность всей зоны умеренно теплого климата была образована дериватами раннепалеогеновой "гренландской" (по А.Н.Криштофовичу, [1936]) флоры с участием троходендроидесов, платанов, сережкоцветных. Лишь в экотонной зоне, примыкавшей к субтропикам, в составе лесов усиливалась роль более термофильных широколиственных, особенно буковых и лавровых.

Субтропическая зона в позднем эоцене охватывала большую часть территории Русской платформы. Ее северная граница проходила от Прибалтики до Среднего Урала. В Западной Сибири она поворачивала к северу вдоль восточного склона Урала, повторяя очертания Западно-Сибирского эпиконтинентального моря. В Центральной Сибири, по мере удаления от морского побережья, эта граница резко спускалась на юг и даже юго-запад в направлении Алтая и Зайсанской впадины, уходя за пределы России.

О дифференциации внутри каждой из двух главных климатических зон можно говорить с большой долей условности. В пределах умеренной зоны на крайнем востоке выделялась северная Корякско-Камчатская подзона с более прохладным влажным климатом, относительно низкими суточными и, вероятно, сезонными амплитудами. Климат южной – Сахалинско-Приморской подзоны был более мягким, с хорошо выраженным сезонным распределением осадков. В субтропической зоне очерчивалась подзона южных влажных или сезонно-влажных субтропиков к югу от современной осевой зоны Большого Кавказа. Она занимала островные архипелаги в северной части Тетиса, хорошо фиксируясь по палеоботаническим данным на поднятиях Талыша, Малого Кавказа, Грузинской глыбы. Еще одна подзона – сухого, возможно, семиаридного климата – была характерна для Копетдага и примыкавшей к нему суши, а также для южной окраины Таджикской впадины. Горный рельеф островной суши в пределах Крымско-Кавказской области обусловил вертикальную климатическую зональность, что хорошо видно из анализа состава палинокомплексов. Наряду с пыльцой типичных таксонов, принадлежащих вечнозеленым, здесь большую роль играла пыльца голосеменных, поступавших с верхних поясов горной растительности.

С начала олигоцена климатическая дифференциация территории бывшего СССР заметно возрастает. Произошло значительное расширение умеренной зоны, в которую вошла вся Сибирь, Уральский регион, большая часть Казахстана, Русская платформа, за исключением ее крайнего юго-запада. Основная часть Крымско-Кавказской области и Средняя Азия продолжали входить в субтропическую зону, на севере которой обособилась экотонная зона умеренно теплого климата, близкого субтропическому. Наиболее четко выраженной она оказалась на территории Казахстана (Зайсанская впадина, Южный Тургай, Приаралье).

Подзона южных субтропиков сократилась по площади и ограничивалась с севера поднятием Малого Кавказа. Об этом можно судить по составу палинокомплексов хадумских отложений северной моноклинали Большого Кавказа, а также листовой флоры из майкопских отложений северного склона Малого Кавказа в Азербайджане (флоры Аджикенда, Зейвы, Гянджачая). Если на Северном Кавказе в раннем олигоцене установился умеренно теплый климат, то на северных склонах Малого Кавказа он оставался субтропическим, с элементами умеренно теплого. Доминантами палинокомплексов хадума в северокавказских разрезах были таксодиевые, сосновые, ореховые и березовые, на северном склоне Малого Кавказа – лавровые, буковые и субтропические ореховые (энгельгардтия). Южнее Малого Кавказа предположительно с самого конца эоцена или начала олигоцена климат оставался типичным субтропическим, о чем свиде-

тельствует даррыдагская флора окрестностей Джульфы. Здесь были развиты в это время пальмовые леса из сабаль и трахикарпуса, магнолиевых, вечнозеленых буковых, лавровых. В наземном покрове произрастали теплолюбивые папоротники (блехнум и др.).

Необходимо добавить, что климатическая эволюция эоцена и олигоцена очень четко прослеживается в океанических бассейнах по смещению в меридиональном направлении климатических поясов, определяемых комплексами планктонных фораминифер. Максимально расширен тепловодный пояс в раннеэоценовое время. С наступлением среднего эоцена начинается миграция границ поясов в сторону палеоэкватора. Эта тенденция особенно очевидна в олигоценовое время, достигая своей кульминации в позднем олигоцене (похолодание позднего олигоцена). Подобная картина хорошо наблюдается и в Атлантическом [Крашенинников, Басов, 1986], и в Тихом [Крашенинников, 1982; Крашенинников и др., 1988] океанах.

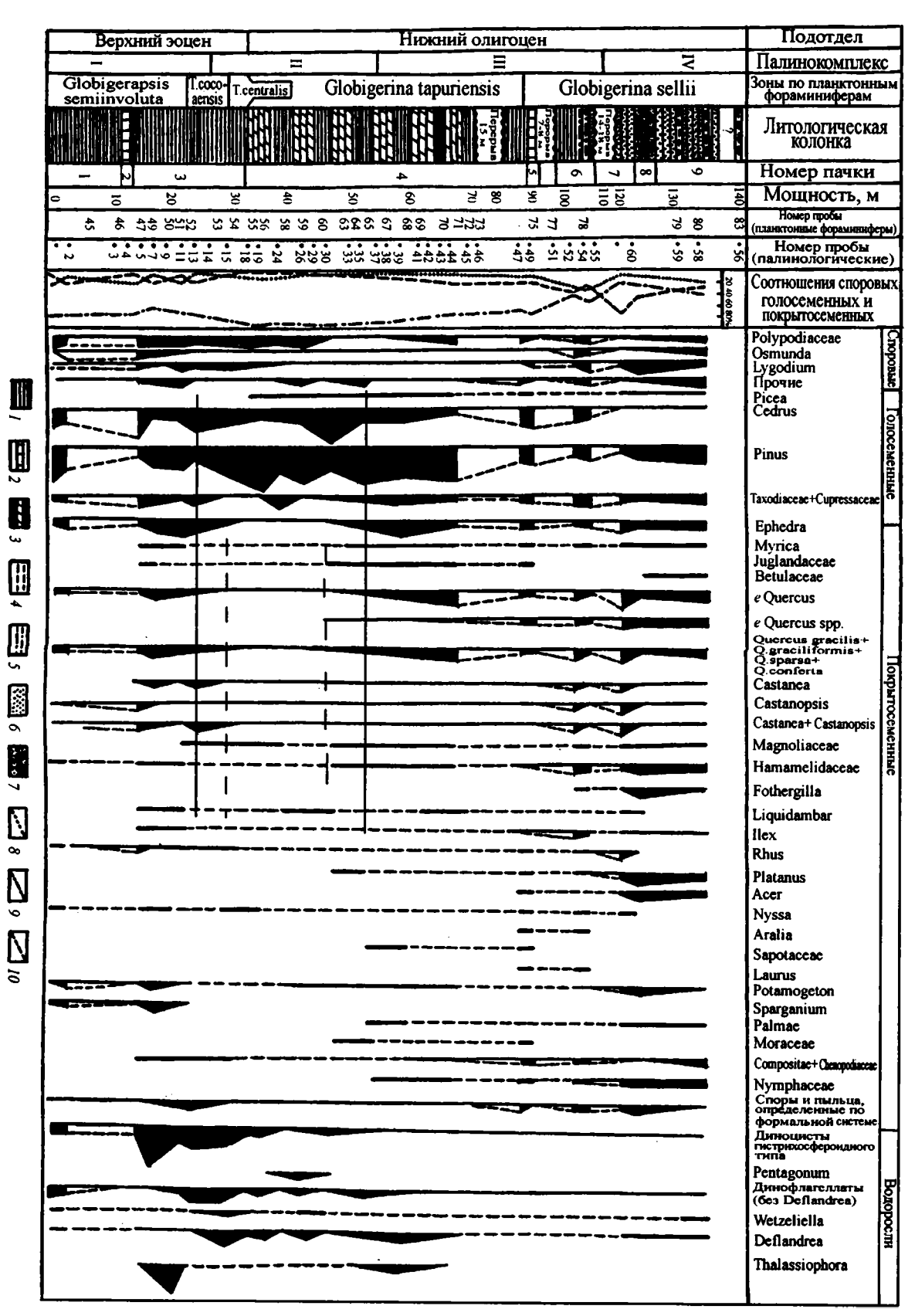
Наличие нескольких палеоклиматических поясов на территории бывшего Советского Союза позволяет проследить климатические изменения на протяжении интервала позднего эоцена – раннего олигоцена в каждом из них. При этом обнаруживается одинаковая тенденция ухудшения климатических условий.

Листовая флора свидетельствует о том, что после климатического оптимума раннего эоцена наблюдается постепенное понижение температур на протяжении среднего эоцена, а также признаки некоторого похолодания на рубеже среднего и позднего эоцена. В переходном интервале от эоцена к олигоцену, если его рассматривать в сравнительно широких возрастных пределах (4–5 млн лет) и судить по данным палеофлористики, среднегодовые температуры в средних и высоких широтах Северного полушария снизились не менее чем на 6–8°С, так как в Евразии, например, за это время произошла полная смена ведущих типов лесной растительности. В позднем эоцене лесообразователями на этой обширной территории выступали лавровые и буковые – обычные компоненты субтропических лесов. В северных регионах им сопутствовали сосновые и таксодиевые. Ингредиентами являлись аралиевые, анакардиевые, альтингиевые, платановые, гамамелиевые, ниссовые и др. Выдерживался состав рипарийных формаций и растительности морских побережий с пальмами, папоротниками блехум и птеридиум, восковниковыми.

При похолодании в результате полной трансформации растительного покрова субтропические леса, образованные вечнозелеными, сменились мезофильными листопадными лесами, образованными, наряду с хвойными, ореховыми, березовыми, в рипарийных формациях – тополевыми, ильмовыми, которым сопутствовали кленовые, багряниковые, липовые, розоцветные и др. (флора тургайского типа). Параллельно с флорой и растительностью происходила перестройка всей континентальной биоты. В первой половине раннего олигоцена на юге Русской платформы, в Крымско-Кавказской области и в западных районах Азии наблюдалось небольшое повышение среднегодовых температур, и этот относительно ровный температурный фон с небольшими колебаниями сохранялся до позднего олигоцена, когда среднегодовые температуры вновь стали снижаться, придя к абсолютно пессимальным для палеогена.

Для позднего эоцена Западной Сибири (конец тавдинского времени, южный широтный отрезок Иртыша) указываются следующие показатели климата: температура января 2,5–5,5°С, что на 4–5°С ниже среднеянварских температур начала тавдинского времени этого же района; среднегодовая температура июля – 22–25°С при среднегодовых осадках 800–900 мм. Для Средней Сибири отмечен тот же температурный режим, лишь количество среднегодовых осадков сокращается до 800 мм.

Судя по динамике изменения состава палинокомплексов, похолодание в Южной Армении началось в верхней трети позднего эоцена (зона Turborotalia cocoaensis по планктонным фораминиферам). Пессимум охватывает зону Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (верхний эоцен, по сути дела, – переходные слои от эоцена к олигоцену) и низы нижнеолигоценовой зоны Globigerina tapuriensis (рис. 8). Аналогичная картина наблюдается в скв. 3006 на западном побережье Аральского моря – похолодание началось в средней части позднего эоцена, пессимум соответствует зоне Turborotalia centralis – Globigerina gortanii и нижней части зоны Globigerina tapuriensis (рис. 9). Она повторяется на Северном Кавказе (р.Кубань). Здесь карбонатные породы


Верхний эоцен
Нижний олигоцен
Подотдел
I
II
III
IV
Палинокомплекс
Globigerapsis semiinvoluta
T.coco-aensis
T.centralis
Globigerina tapuriensis
Globigerina sellii
Зоны по планктонным фораминиферам
Литологическая колонка
Перерыв 1,5 м
Перерыв 7,4 м
Перерыв 1,5 м
Номер пачки
Мощность, м
Номер пробы (планктонные фораминиферы)
Номер пробы (палинологические)
Соотношения споровых, голосеменных и покрытосеменных
20 40 60 80%
Polypodiaceae
Osmunda
Lygodium
Прочие
Picea
Cedrus
Pinus
Taxodiaceae+Cupressaceae
Ephedra
Myrica
Juglandaceae
Betulaceae
e Quercus
e Quercus spp.
Quercus gracilis+ Q.graciliformis+ Q.sparsa+ Q.conferta
Castanea
Castanopsis
Castanea+ Castanopsis
Magnoliaceae
Hamamelidaceae
Fothergilla
Liquidambar
Ilex
Rhus
Platanus
Acer
Nyssa
Aralia
Sapotaceae
Laurus
Potamogeton
Sparganium
Palmae
Moraceae
Compositae+Chenopodiaceae
Nymphaceae
Споры и пыльца, определенные по формальной системе
Диноцисты гистрихосфероидного типа
Pentagonum
Динофлагеллаты (без Deflandrea)
Wetzeliella
Deflandrea
Thalassiophora
Споровые
Голосеменные
Покрытосеменные
Водоросли

⇐

Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма пограничных слоев эоцена и олигоцена в разрезе Ланджар (Армения) по В.А.Крашенинникову, Н.И.Запорожец, Г.Г.Кургалимовой [1989]

1 – мергели и глинистые мергели; 2 – известняки и известковистые песчаники; 3 – чередование мергелей и глин; 4 – алевриты и алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – пески и слабосцементированные песчаники; 7 – плотные караваевидные песчаники; 8 – 10 – содержание спор (8) и пыльцы (9, 10): 9 – голосеменные, 10 – покрытосеменные

белоглинской свиты содержат непредставительные спорово-пыльцевые комплексы, но в мергелистых породах, слагающих кровлю свиты (зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, верхний эоцен), палинокомплексы указывают на сильное похолодание (95% голосеменных). Их характеристика сохраняется и в нижней части хадумской свиты (нижний олигоцен).

Приведенные материалы о резком изменении климатических условий у границы эоцена и олигоцена свидетельствуют о том, что это изменение не было катастрофическим и строго локализованным на рубеже эоцена и олигоцена. Оно носило постепенный характер, начавшись внутри интервала позднего эоцена, а пессимум соответствует самой верхней части верхнего эоцена (зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii по планктонным фораминиферам) и низам олигоцена (нижняя половина зоны Globigerina tapuriensis). Небезынтересно в связи с этим привести высказывание Дж.Вольфе [Wolfe, 1978, с. 694], изучавшего флористические изменения в позднем эоцене и раннем олигоцене на территории Северной Америки: «Падение температур на границе эоцена и олигоцена установлено во многих регионах. Ранее [1971] я называл его "ухудшением олигоценового климата". Однако исследования последнего времени, связанные с хронологией морских и неморских отложений (в особенности, основанные на морском планктоне), свидетельствуют, что это событие приурочено к концу эоцена. Теперь я называю похолодание "событием терминального эоцена". В Южном полушарии событие терминального эоцена тесно связано с началом формирования холодных донных вод в океанах [Kennett, 1977]. На континентах Северного полушария рассматриваемое событие подчеркивается крупным понижением в уравновешенности температуры [Wolfe, 1971]».

В верхней части зоны Globigerina tapuriensis и особенно в зоне Globigerina sellii Армении наблюдается постепенное потепление, но значения его не достигали таковых в позднеэоценовое время. Слабое потепление в раннем олигоцене происходило на фоне часто сменяющих друг друга фаз увлажнения и иссушения климата. Олигоценовый оптимум приходится на соленовское время. Он повсеместно проявился в пределах юга Русской платформы, северных районов Крымско-Кавказской области, на Туранской плите. По времени это совпало с максимальным расширением площади соленовского "озера–моря". В соленовских палинокомплексах содержание пыльцы буковых, включая вечнозеленые таксоны, в пять–шесть раз выше их содержания в отложениях первой половины раннего олигоцена. Заметно присутствие пыльцы и других термофильных растений (анакардиевых, ниссовых, пальм и др.).

В экотонной зоне, разделяющей области распространения субтропической и умеренной флор, влияние на перестройку растительного покрова оказывало не столько снижение среднегодовых температур, сколько чередование фаз аридизации и увлажнения климата, которое рассмотрено выше на ряде примеров, полученных при изучении конкретных разрезов Армении и Казахстана.

При проведении работ по проекту № 174 была выявлена одна из важнейших особенностей климата конца эоцена – начала олигоцена, отчетливо проявившаяся в Крымско-Кавказской области и других районах бывшего СССР (Зайсанской и Таджикской впадинах), – чередования фаз его иссушения и увлажненности, весьма напоминающее изменение климата в этих же регионах в конце плиоцена–антропогене. Этот вывод был получен независимо друг от друга палинологами [Запорожец, 1989], малакологами [Толстикова, 1985] и макрофлористами [Ахметьев, 1993] в регионах, отстоящих друг от друга на тысячи километров. Можно предположить, что именно такой характер климата, на фоне прогрессирующего похолодания, способствовал кардинальной перестройке континентальной биоты.

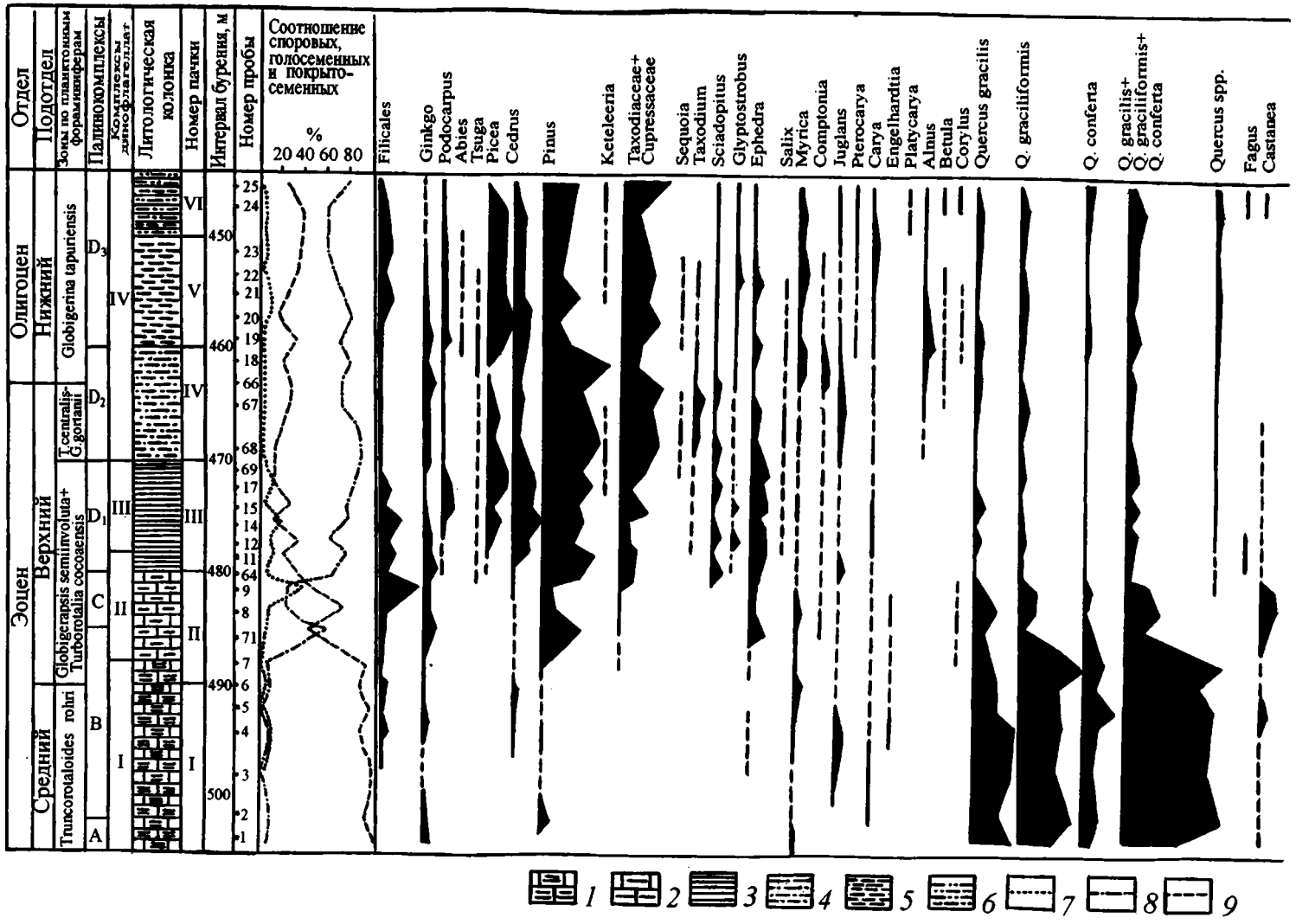
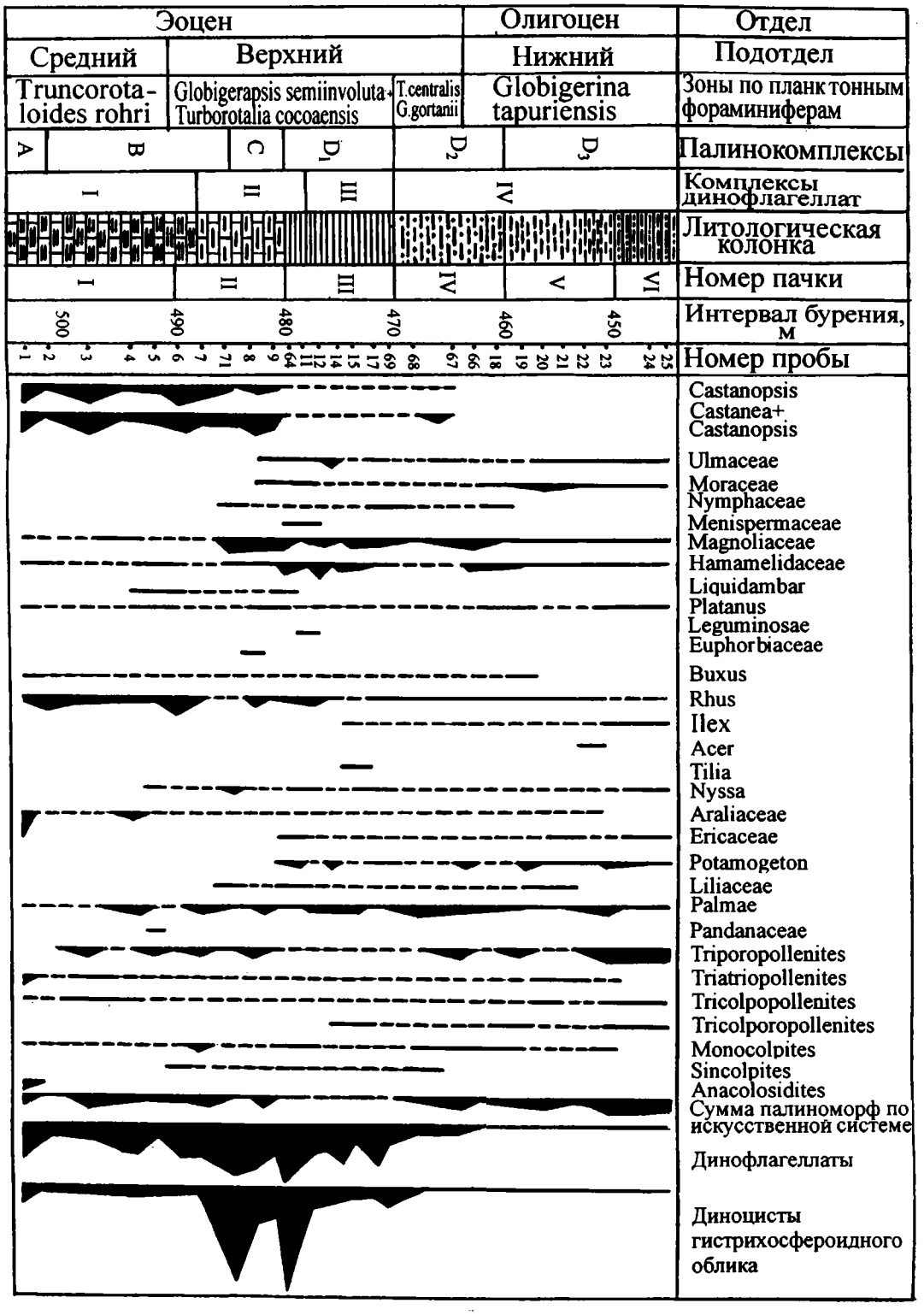


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма пограничных слоев эоцена и олигоцена, вскрытых скв. 3006 (Приаралье) по В.А.Крашенинникову, Н.И.Запорожец, Г.Г.Кургалимовой [1989]

1, 2 – мергели: 1 – с остатками рыб, 2 – массивные, без видимых органических макроостатков; 3 – 6 – глины: 3 – карбонатные, 4 – слабокарбонатные алевритовые, 5 – некарбонатные, 6 – чередующиеся со слюдистыми алевритами; 7 – 9 – содержание спор (7) и пыльцы (8, 9): 8 –-голосеменных, 9 – покрытосеменных


Эоцен
Олигоцен
Отдел
Средний
Верхний
Нижний
Подотдел
Truncorotaloides rohri
Globigerapsis semiinvoluta+ Turborotalia cocoaensis
T.centralis G.gortanii
Globigerina tapuriensis
Зоны по планктонным фораминиферам
A
B
C
D1
D2
D3
Палинокомплексы
I
II
III
IV
Комплексы динофлагеллат
Литологическая колонка
I
II
III
IV
V
VI
Номер пачки
500
490
480
470
460
450
Интервал бурения, м
1 2 3 4 5 6 7 71 8 9 64 11 12 14 15 17 69 68 67 66 18 19 20 21 22 23 24 25
Номер пробы
Castanopsis
Castanea+ Castanopsis
Ulmaceae
Moraceae
Nymphaceae
Menispermaceae
Magnoliaceae
Hamamelidaceae
Liquidambar
Platanus
Leguminosae
Euphorbiaceae
Buxus
Rhus
Ilex
Acer
Tilia
Nyssa
Araliaceae
Ericaceae
Potamogeton
Liliaceae
Palmae
Pandanaceae
Triporopollenites
Triatriopollenites
Tricolpopollenites
Tricolporopollenites
Monocolpites
Sincolpites
Anacolosidites
Сумма палиноморф по искусственной системе
Динофлагеллаты
Диноцисты гистрихосфероидного облика

В Армении (Ланджарский разрез) смена фаз иссушения и увлажнения климата подчеркивается противофазным распределением в палинокомплексах спор папоротников – как показателей увлажнения и пыльцы эфедр, трав, кипарисовых и мелкой пыльцы дубов – как показателей иссушения. В Зайсанской впадине чередование аналогичных фаз подтверждается сменой комплексов пресноводной малакофауны. Фазам иссушения отвечают бедные по составу комплексы мелких гастропод, фазам увлажнения – богатые комплексы двустворок, обитавших в условиях интенсивного обводнения впадин. В Таджикской впадине эти же явления отражаются в колебаниях содержания в палинокомплексах пыльцы эфедры. Устанавливается по крайней мере пяти- или шестикратная смена фаз иссушения и увлажнения климата на фоне общего похолодания, пик которого приходится на пограничный интервал между эоценом и олигоценом. По мере дальнейшей детализации разрезов эта смена может оказаться более частой. Если сейчас продолжительность фаз оценивается в 0,5–0,8 млн лет, то в будущем, возможно, удастся выделить и более кратковременные фазы.

Увлажнение климата в позднем эоцене в Ланджарском разрезе Армении фиксируется в зоне Turborotalia cocoaensis (P16), когда содержание спор в некоторых пробах превышало 25% при редукции пыльцы эфедры и трав. В Зайсанской впадине эта фаза увлажнения отвечает времени накопления чайбулакской и кызылкаинской свит. Однотипные моллюски экозоны Cuneopsis subcapitatus встречаются здесь в тонкозернистых горизонтально-слоистых осадках мощностью до 20 м. Очевидно, эта фаза была достаточно продолжительной при устойчивом состоянии водоема. Среди моллюсков господствовали двустворки с массивными раковинами иногда гигантских размеров. Климат был теплым, близким субтропическому, так как большинство рецентных видов, сходных с ископаемыми, обитает ныне в субтропиках Юго-Восточной Азии.

В тех же слоях, где встречены двустворки, обнаружена богатая листовая флора, называемая флорой "болотного носорога", так как непосредственно под флороносной линзой был найден скелет болотного носорога (Gigantamynodon borisovi). Относительная крупнолистность флоры, присутствие в ее составе, наряду с ольхами, вязами и ореховыми таких растений, как стеркулия, нисса, магнолия, линдера, крупные сальвинии и др., также указывает на теплый влажный климат этого времени, близкий субтропическому. В Таджикской впадине климат позднего эоцена был более дифференцированным [Пулатова, 1973]. В исфаринское и ханабадское время он был более влажным на южных склонах Гиссарского хребта и более засушливым в южных районах Таджикской впадины, где были развиты мелкокустарниковые и травянистые группировки, образованные сложноцветными и маревыми.

Климат конца позднего эоцена Армении (зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii) был более сухим и прохладным, судя по резкому увеличению содержания в палинокомплексах пыльцы сосны и кедра и несколько более высокому содержанию пыльцы эфедры. В Зайсанской впадине фаза более сухого климата, также, вероятно, кратковременная, была более контрастной, поскольку моллюски экозоны Parafossarulus (?) aksiirensis представлены монотипным комплексом. Ксероморфный облик носит и флора этого уровня (флора "столика") с участием узколистных и жестколистных восковниц, тополей и дриофиллюмов, при отсутствии остатков хвойных. В Таджикской впадине, по данным А.М.Пеньковой [1973], в сумсарских слоях, внутри которых проводится граница эоцена и олигоцена [Музылев, Салибаев, 1988], встречается не менее 15 видов эфедр и получили развитие луговостепные фитоценозы, в состав которых входили ксерофильные маревые и сложноцветные, в том числе и полынь. Признаки иссушения климата улавливаются и на Устюрте, судя по увеличению содержания пыльцы эфедры в верхней части чеганской свиты.. Фаза иссушения конца эоцена совпадала с усилившимся похолоданием климата. В палинокомплексах пограничных слоев повсеместно для южных районов бывшего СССР отмечается возрастание содержания пыльцы голосеменных.

Очередная фаза увлажнения климата в Армении приходится на начало олигоцена, когда накапливались осадки базальных слоев зоны Globigerina tapuriensis (P18). В Призайсанье этой

фазе отвечают слои с комплексом моллюсков экозоны Contradens compressopsis из верхней половины аксыирской свиты, представленной исключительно субтропическими родами Margaritinopsis, Contradens и др.

Первая фаза иссушения климата в олигоцене в Армении совпадает со временем накопления слоев нижней (но не базальной) части зоны Globigerina tapuriensis. Содержание пыльцы эфедры в некоторых пробах этого интервала достигало 17%. В Зайсанской впадине иссушение проявилось слабее. Комплекс экозоны Parafossarulus ? kustodies из базальных слоев кустовской свиты отражает очередное обмеление озерного бассейна в связи с пониженной обводненностью. Этой же фазе отвечает кустовская флора Киин-Кериша (флора "кораблика"), ксерофитный облик которой подчеркивается доминированием в комплексе узколистных жестколистных дубов и тополей, участием в тафоценозе фисташки, комптонии и др.

Отложения второй половины зоны Globigerina tapuriensis формировались на фоне слабо выраженного увлажнения климата. В большей степени оно проявилось в Зайсанской впадине при накоплении осадков с комплексом моллюсков экозоны Rectidens asiaticum – "перечные" песчаники с рассеяными конкрециями марганца и обильными двустворками родов Ctenoderma, Margaritonopsis, Oxynaia и др.

Следующая фаза значительного иссушения климата в Армении приходится на пограничный интервал зон Globigerina tapuriensis и Globigerina sellii, когда содержание пыльцы эфедры в палинокомплексе впервые превысило 20%. В Призайсанье этой фазе соответствует существенная аридизация климата во время накопления базальных слоев буранской свиты с комплексом экозоны Sphaerium proscaldianum, когда Зайсанский озерный водоем заметно обмелел. Данная фаза, вероятно, совпадает со временем формирования остракодового пласта соленовского горизонта (по Н.Г.Музылеву – верхи зоны Helicopontosphaera reticulata (NP22), по А.Надьмароши и А.С.Андреевой-Григорович – базальные слои зоны Sphenolithus praedistentus (NP23) Крымско-Кавказской области и юга Русской платформы). В Тургайском прогибе в бассейне р. Сарысу, в Южном Казахстане (Актау, район Сары-Озека) в это время формировались красноцветы бетпак-далинской, сарыинской и актаусской свит. Появляются открытые пространства, о чем можно судить по обильным находкам костей позвоночных индрикотериевого комплекса в красноцветных отложениях.

Вторая половина раннего олигоцена (неразделенные зоны Globigerina sellii – ? Globigerina ampliapertura) характеризуется по крайней мере двух- или трехкратным чередованием фаз увлажнения и аридизации на фоне начавшегося потепления в соленовское время, установленного для Западного Казахстана, Северного Кавказа и юга платформенной России. В Зайсанской впадине это потепление пока не нашло подтверждения. В палинокомплексах соленовского горизонта в 5–6 раз возрастает содержание пыльцы буковых, фиксируется пыльца трав и вечнозеленых древесных и кустарниковых форм, включая пальмы. На одну из фаз иссушения климата конца раннего олигоцена приходится накопление битиниевых ракушняков и глин с индрикотериевым комплексом позвоночных Челкар-Нуры. В этих же слоях содержание пыльцы травянистых, кустарничковых, сложноцветных и маревых более 30%.

В Зайсанской впадине накопление буранской свиты происходило на фоне переменно-влажного климата. Об этом свидетельствует состав моллюсков экозоны Bithynia buranensis с толстостенными крышечками и грубыми резкими кольцами нарастания. Слои с моллюсками накапливались в условиях периодически осушаемой литоральной зоны озерного бассейна при аридном климате. Периоды иссушения климата подчеркиваются несколькими маркирующими горизонтами красноцветов. Флора вехних горизонтов буранской свиты в рипарийных фациях крупнолистна, а в озерных – мелколистна, с доминированием бобовых, ореховых и узколистных тополей, что также указывает на периодическое иссушение климата в этом районе.

В Притихоокеанском регионе переход от эоцена к олигоцену, судя по многочисленным находкам флоры из пограничных слоев в Корякии, на Камчатке, Сахалине, в Сихотэ-Алине и Южном Приморье, сопровождался постепенным снижением среднегодовых температур, однако, меньших амплитуд, оставаясь неизменно теплоумеренным

и влажным. Лишь на юге Приморья мелколистная флора с участием узколистных тополей и буковых из верхних горизонтов надеждинской свиты п-ова Речной близ Владивостока свидетельствует о сезонном характере теплоумеренного климата, а присутствие отдельных вечнозеленых таксонов указывает на то, что временами климат становился близким к субтропическому.

Литолого-фациальная и палеогеографическая обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена на территории бывшего СССР

Территория бывшего СССР охватывает сегмент литосферы планетарного масштаба, включающий континентальные площади Евразии, погруженные пассивные материковые океанические окраины (на севере) и переходную от континента к океану активную Азиатско-Тихоокеанскую зону (транзиталь). В самом общем виде различаются две группы структурных подразделений: 1) платформы – древние Русская (Восточно-Европейская) и Сибирская и молодые Скифско-Туранская (Центрально-Евроазиатская) и Западно-Сибирская; 2) подвижные пояса – Урало-Монгольский, Средиземноморский, Тихоокеанский и Арктический [Геологическое строение..., 1989].

Вдоль южных границ бывшего Советского Союза на большом протяжении (4500 км) прослеживаются северные фрагменты Средиземноморского подвижного пояса, или пояса Тетис. Здесь различаются структуры Карпато-Балканского, Крымско-Черноморского, Кавказского, Каспийско-Туркменского и Памиро-Пенджабского сегментов. Протяженная (более 3000 км) Азиатско-Тихоокеанская транзиталь отделена от материка вулканогенным поясом планетарного масштаба и длительного (с поздней юры) развития. Контрастные магматические процессы на краю континентов завершаются образованием молодых кайнозойских базальтовых плато.

Огромная по площади (6000 км х 1500 км) шельфовая провинция Евразии, составляющая ее пассивную окраину, выделяется в Арктический подвижный пояс. От глубоководных океанических Евразийской и Амеразийской впадин этот пояс отделен краевыми глубинными разломами, поднятиями и флексурными перегибами континентального склона [Геологическое строение..., 1989].

Обширность и протяженность территории бывшего СССР, неоднородность ее тектонического строения, различия в характере геодинамики и палеоклиматов определили многообразие палеоландшафтов и типов осадков, формировавшихся здесь в интервале позднего эоцена – раннего олигоцена.

Гетерогенность тектонического строения территории и различные амплитуды вертикальных движений привели к резкому колебанию мощностей отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена. Они обычно меняются в диапазоне от нескольких десятков до первых сотен метров на платформах, несколько увеличиваясь в их активизированных участках, и еще больше возрастают в областях кайнозойской складчатости. Повышенные мощности верхнеэоценовых отложений (800–1300 м) установлены на территории Кавказского региона и Закавказья; западнее, в Крымско-Черноморском районе, они достигают значений 2000–6000 м. Максимальные мощности нижнеолигоценовых отложений (700–1200 м) приурочены к Кавказскому и Закавказскому регионам.

Увеличение мощностей верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений отмечается и в других областях кайнозойской складчатости. В Прикарпатье их значения соответственно достигают 400 м и 2000 м. Для Камчатско-Сахалинского региона, где детальная стратиграфия палеогеновых отложений пока еще слабо разработана, мощности нерасчлененных средне-

верхнеэоценовых отложений составляют 500–600 м, а нижнеолигоценовых – около 1000 м.

В слабо изученных арктических районах России установлено возрастание мощностей палеогеновых отложений в грабенах и рифтоподобных впадинах. Так, например, в районах устья Лены и Новосибирских островов мощность нерасчлененных отложений палеоцена–эоцена колеблется в диапазоне 1500–2000 м, а олигоценовых – 150–200 м.

Ниже, на основании обобщения материалов региональных очерков, рассматриваются основные черты палеогеографии и процессов континентального и морского осадконакопления.

Фациальная и палеогеографическая обстановки

Поздний эоцен

В конце эоцена (рис. 10, см. вкл.) юго-западная часть территории бывшего СССР была покрыта морем Восточного Паратетиса. В районах Большого и Малого Кавказа существовали участки древней островной суши. Северная граница моря прослеживалась от юго-западной периферии Фенно-Скандинавского щита через западные районы Беларуси, Воронежской антеклизы, Нижнее и, частично, Среднее Поволжье до Южного Урала. Древняя материковая суша занимала центральные и северные районы Восточно-Европейской платформы и уходила на север в область современного Арктического шельфа, достигая территории Новой Земли и захватывая южные окраины современного Баренцевого моря. В центральной части последнего в позднем эоцене существовал морской залив, открывавшийся на запад в сторону древнего Евразийского бассейна. К северу от Земли Франца-Иосифа в направлении Северного полюса на месте современного Ледовитого океана простирались континентальные ландшафты.

Моря, соединявшиеся с океаном Тетис, омывали юго-западную часть древней Азиатской суши. При этом Туранское море охватывало районы Средней Азии, начиная с Западного Казахстана и достигая западных отрогов Тянь-Шаня и склонов Казахского щита. Через Тургайский пролив оно соединялось с Западно-Сибирским морем. Последнее в конце среднего эоцена отделилось от морей Арктического бассейна перемычкой в районе Обской губы и представляло собой большой морской залив.

К востоку от районов, занятых морем, в глубь Азиатского материка, включая Киргизию, восточную часть Казахстана, Центральную и Южную Сибирь, вплоть до районов Дальнего Востока и Северо-Востока России, простиралась суша. Как и в Восточной Европе, эоценовая суша Азии значительно разрасталась в северном направлении, охватывая современные шельфовые моря (Карское, море Лаптевых и южная часть Восточно-Сибирского). В прилегающих к Азии арктических районах устойчиво морские ландшафты сменяли континентальные в северной части современного Восточно-Сибирского моря, где располагалась периферия Амеразийского бассейна. Кроме того, предполагается существование древнего полуизолированного Карского моря, которое через низменные равнины, временами заливаемые морем, периодически имело связь с Баренцевоморским бассейном. На востоке переход Дальневосточной материковой суши к тихоокеанским морям осуществлялся через сильно изрезанное морскими заливами побережье и серию архипелагов и островов. Площадь позднеэоценовой суши была значительно больше, чем в современную эпоху, за счет обширных поднятий на месте Охотского и Берингова морей.

Основная часть Евразиатской суши располагалась в области гумидного типа литогенеза. Палеоклимат здесь диагностируется как влажный, местами переменно-влажный, теплый, близкий к субтропическому, который в северных арктических районах сменялся переходным от субтропического к теплоумеренному или теплоумереным. Одновременно на юге древней суши (Южный Казахстан, восток Средней Азии) климат становился аридным, что подтверждается ксерофитным обликом флоры, данными палинологии и литологии (появление терригенно-карбонатных красноцветных парагенезов – индикаторов типично аридного типа литогенеза).

Ландшафты и осадконакопление на позднеэоценовой суше

Евроазиатская суша подразделялась на материковую и островную. В западных платформенных районах главенствующими формами ее рельефа являлись низменные равнины. Они занимали территорию Западной Сибири, восточную часть Тургая, простирались в пределы Восточно-Европейской платформы и более северные арктические районы, где они нередко периодически заливались морем. Местами суша включала районы возвышенного равнинного рельефа. Последние тяготели к Уралу, Балтийскому щиту, Тиману, встречались в центральной части Восточно-Европейской платформы. К ним относятся поднятия Новой Земли, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и более высокоширотная зона арктических районов, а также острова южных морей Восточного Паратетиса в области альпийской складчатости. Участки с горным рельефом для рассматриваемой территории не были характерными, исключая небольшие площади в пределах островной области Закавказья (Армения, Азербайджан).

На востоке, в пределах молодых платформ Евроазиатской суши, господствующими формами рельефа становились ландшафты возвышенных равнин. Они развиты на востоке Казахстана, в Сибири, на Дальнем Востоке и многих поднятиях в области Арктики. Обширные древние низменные равнины (на севере временами заливаемые морем) располагались по периферии материковой суши или внутри ее (Ленская, Вилюйская, Зейско-Буреинская и другие низменности).

Участки низкогорного рельефа встречались на платформенной суше редко, образуя небольшие площади в районах Алтая, Саур-Манрак-Тарбагатая, Джунгарского Алатау, Южного Тянь-Шаня, Саян и Тувы. На востоке древней материковой суши при приближении к области кайнозойской складчатости возрастала роль низко- и среднегорного рельефа в ландшафтах платформ (палеохребты Черского, Корякский, Колымский, Становой, Сихотэ-Алинский, Буреинский и др.). В прилегающей Тихоокеанской складчатой области низкогорный рельеф становился доминирующим.

На позднеэоценовой гумидной суше (материковой или островной), простиравшейся от западных до восточных границ бывшего СССР (включая Арктическую область), накапливались преимущественно сероцветные терригенные или углисто-терригенные, нередко угленосные формации. Их примером на платформах служат отложения турангинской и юрковской свит Восточного Казахстана и Западной Сибири. В активизированных участках платформ на Дальнем Востоке [Варнавский, 1985] они сменились вулканогенно-терригенно-угленосными парагенезами. Еще восточнее, в Тихоокеанской складчатой области, последние переходили в прибрежно-морские и морские толщи: ковачинская свита Камчатки [Геология..., 1964; Эоцен..., 1991; Гречин, 1976], верхи краснопольевской свиты и такарадайская свита Сахалина [Геология..., 1970].

В западных платформенных районах суши формирование углистых или угленосных терригенных формаций началось еще во второй половине среднего эоцена, а до этого здесь накапливались гумидные красноцветно-пестроцветные, зрелые по составу парагенезы пород, связанные с размывом коррелятных им каолиновых или латеритных кор выветривания. На востоке материка в активизированных периферийных участках платформы и Тихоокеанской складчатой области формирование сероцветных вулканогенно-терригенных (нередко углистых или угленосных) парагенезов пород осуществлялось на протяжении всего палеоцена и эоцена [Варнавский, 1985; Геология..., 1964, 1970].

Характер гумидных континентальных отложений во многом контролировался древними палеоландшафтами. В равнинных районах (возвышенных или низменных, местами заливаемых морем) отлагались преимущественно пески или алевриты, которые иногда фациально сменялись глинами, содержали пласты торфяников и линзы гравелитов. Это, в основном, отложения древних рек, озер и болот.

Более грубообломочные песчано-гравийно-галечные отложения аллювиального или аллювиально-пролювиального генезиса получали широкое развитие в областях с горным рельефом (например, на востоке Казахстана, юге Сибири, Дальнем Востоке). В приморских ландшафтах, окружавших древнюю сушу Украины, Европейской части России, Южного Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока, часто отмечаются отложения речных дельт.

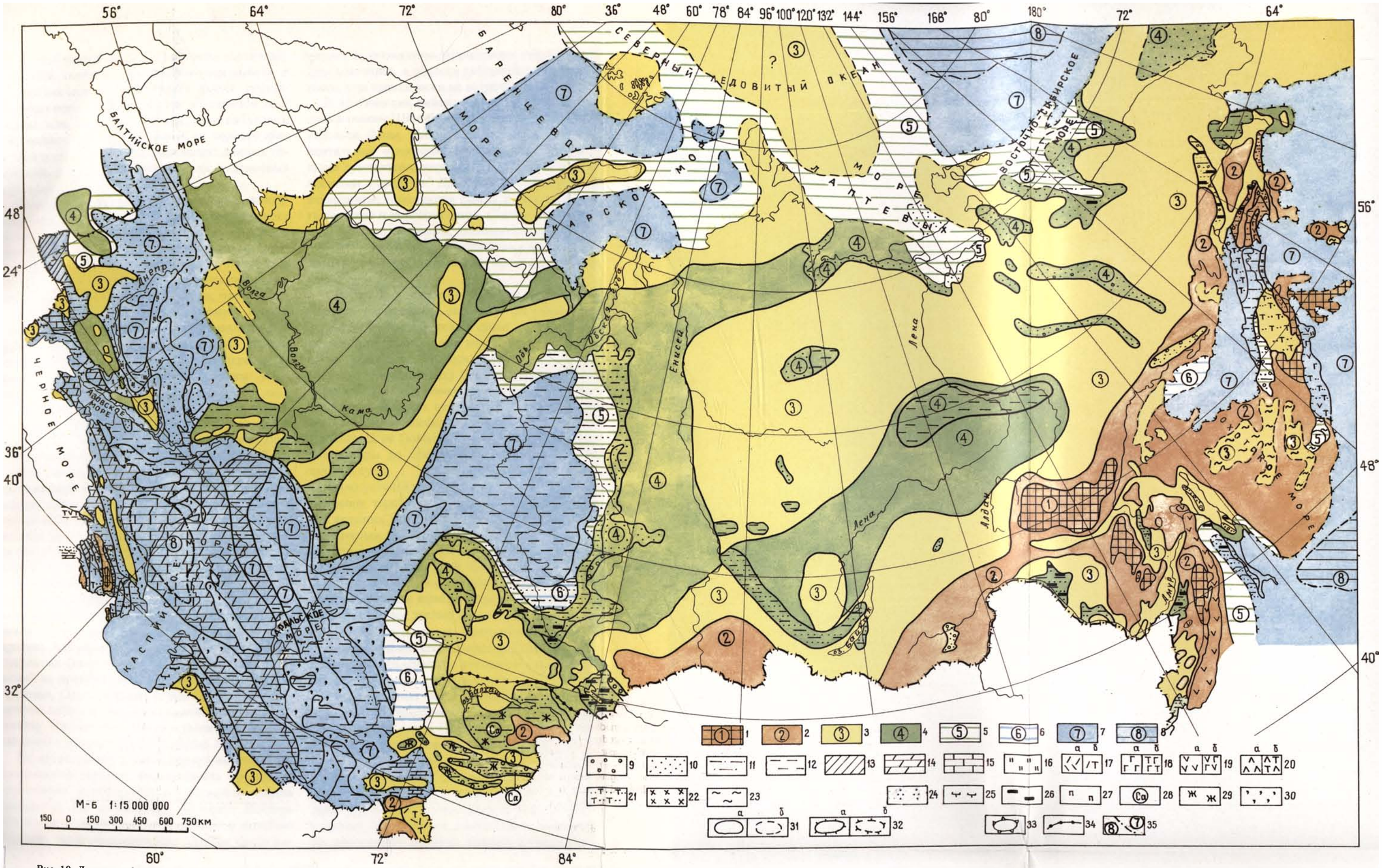


Рис. 10. Литолого-фациальная и палеогеографическая карта позднего эоцена для территории бывшего СССР

Условные обозначения к рис. 10 и 11

1–8 – ландшафты и обстановки осадконакопления: 1, 2 – горы (1 – средневысотные, 2 – низкие); 3 –5 – равнины (3 – возвышенные, 4 – низменные, 5 – низменные, временами заливаемые морем); 6 – лагуны и заливы морских бассейнов; 7 – шельфовые части моря; 8 – внешельфовые области моря (цифры в кружках на карте: 1–8 – индексы соответствующих ландшафтов). 9–23 – осадочные и вулканогенные породы и их комплексы: 9–16 – осадочные породы: 9 – галечники, щебни, гравийники, конгломераты, брекчии, гравелиты, 10 – пески, песчаники, 11 – алевриты, алевролиты, 12 – глины, аргиллиты, 13 – флиш (терригенный, терригенно-карбонатный), 14 – мергели, 15 – известняки, 16 – кремнистые породы; 17–20 – эффузивные (а) и пирокластические (б) породы (17 – кислые, 18 – средние, 19 – основные, 20 – щелочные), 21 – вулканогенно-терригенные породы, 22 – вулканический пепел, 23 – литологически нерасчлененные комплексы пород на дне моря по данным геофизических работ. 24–29 – знаки пород смешанного состава, конкреции, аутигенная минерализация, включения: 24 – песчанистость; 25 – карбонатность; 26 – углистость; 27 – гипсоносность; 28 – известковистые конкреции; 29 – красноцветность пород.30 – участки предполагаемого развития верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений, уничтоженные последующей эрозией. 31–35 – границы: 31 – ландшафтов и литологических комплексов (а – достоверные, б – предполагаемые); 32 – суши и моря (а – достоверные, б – предполагаемые); 33 – подводных поднятий; 34 – зон гумидного и аридного палеоклиматов; 35 – шельфа и внешельфовых областей моря

Важной чертой многих эоценовых осадочных формаций является повышенное содержание в них органического вещества (в форме гумуса, растительного детрита, кусков обугленной древесины или, местами, линз и пластов углей), придающего отложениям серые до черного цвета. Это и способствовало выделению данных отложений в составе углистых или угленосных формаций.

Повышенное фоновое содержание в континентальных эоценовых осадках органического вещества вызывало редукцию окисного железа и широкое формирование диагенетического пирита и сидерита. В зоне гипергенеза углистые толщи часто испытывают заметные преобразования: окисляются органическое вещество, пирит и сидерит; возникают вторичные лимонит, ярозит, гипс; общий цвет пород становится желтым или бурым. Поэтому окисленные углистые породы нередко имеют желтую или бурую окраску на поверхности экспонированных разрезов углистых толщ.

Для разных районов платформенной гумидной суши (в Поволжье, на Южном Урале, в Казахстане, Сибири и, частично, на Дальнем Востоке) в континентальных отложениях второй половины эоцена нередко отмечаются породы, обогащенные кварцем и каолинитом. Этот факт следует связывать с перемывом унаследованных каолиновых кор выветривания и коррелятных им осадков более древнего раннекайнозойского этапа развития. Подобные зрелые по составу отложения верхнего эоцена широко развиты на севере Казахстанской суши в составе турангинской свиты и ее возрастных аналогов. Здесь прослежено изменение ее состава от кварцевых галечников с валунами (на предгорной равнине у древних Алтайских гор) до песчано-алевритово-глинистых (кварц-каолиновых по составу) отложений на древних равнинах Призайсанья и Прииртышья. Одновременно в этих же районах отмечены линзы менее зрелых, олигомиктовых по составу обломочных пород и полиминеральных каолинит-смектит-гидрослюдистых глин.

По направлению к тектонически активной тихоокеанской окраине насыщенность кварцем и каолинитом платформенных отложений эоцена снижается. На платформах Дальнего Востока зрелые по составу породы отмечаются локально в форме отдельных линз или пластов среди незрелых вулканогенно-терригенных образований. Еще восточнее, в области кайнозойской складчатости, они практически не встречаются.

В арктических районах, судя по разрезам эоцена в районе Шпицбергена, а также во впадинах низовьев Лены, Индигирки и Колымы, континентальные отложения представлены сероцветными гумидными, нередко углистыми или угленосными породами. Доминируют песчаники и алевролиты, отмечаются линзы и прослои глин, галечников и конгломератов. Состав обломков и глин обычно незрелый, полимиктовый или полиминеральный, хотя иногда (например, в устье Лены) в разрезах отмечаются пачки каолиновых глин.

Особенность строения гумидных континентальных отложений в западных регионах платформенной Евроазиатской суши заключается в развитии песчаников или алевролитов с кремнистым цементом. Полоса кремнистых пород (нередко флороносных) прослеживается в зоне сочленения и переслаивания континентальных и прибрежно-морских отложений, оконтуривая северо-восточное побережье морей Восточного Паратетиса от Поволжья через Южный Алтай и Мугоджары до северных отрогов Древней Казахской суши.

Было установлено [Цеховский, 1987], что окремнение терригенных кварц-каолиновых осадков являлось типичным процессом древнего континентального литогенеза в предшествующий маастрихт-среднеэоценовый этап развития, когда на обширной гумидной Северо-Казахстанской суше формировались мощные каолиновые или латеритные коры выветривания и накапливались коррелятные им зрелые по составу отложения – гумидные красноцветы. Возникновение свободного кремнезема, его перераспределение и концентрация объясняются интенсивными процессами гумидного химического выветривания алюмосиликатных пород фундамента или осадков (под воздействием кор выветривания или ферраллитных почв). Однако во второй половине среднего и в позднем эоцене вследствие активизации тектонических движений формирование мощных площадных кор выветривания и одновозрастных гумидных красноцветов прекратилось. На их месте повсеместно накапливались углистые сероцветные терригенные отложения. Во внутренних районах древней гумидной Ка-

захстанской суши окремнение континентальных пород на ее периферии повсеместно закончилось, но оно продолжалось в приморских ландшафтах, где формировались кварцевые песчаники с кремнистым цементом.

Предполагались различные гипотезы, объясняющие возникновение кремнистого цемента в данных песчаниках: за счет химического выветривания осадков при засушливом палеоклимате (В.В. Лавров, И.И. Гинзбург, А.И. Руковичников, Н.М. Владимиров), в результате привноса кремнезема из морских вод (Н.В. Ренгартен, В.С.Ерофеев). Допускался гидротермальный источник кремнезема (Н.Г. Кассин, А.Н. Алешков, В.И. Муравьев). Однако все предложенные модели остаются гипотетическими по ряду причин.

1. Процессы аридного выветривания нельзя распространять на гумидную сушу и, тем более, на ее увлажненные приморские участки, где в среднем–позднем эоцене накапливались углистые толщи. Остается также неясным, почему эти процессы проявлялись избирательно лишь в приморских участках и избегали внутриконтинентальных областей.

2. Отсутствие кремненакопления в обрамляющих сушу позднеэоценовых морях, где накапливались отложения чеганской и тавдинской свит, не позволяет привлечь морской источник формирования кремнезема.

3. Предложенная в ряде публикаций [Цеховский и др., 1996; Муравьев и др., 1997] гидротермальная гипотеза о природе кремнезема в платформенных отложениях нуждается в более полном обосновании.

Таким образом, проблема происхождения кремнистого цемента в кварцевых песчаниках второй половины эоцена требует дополнительного изучения.

Позднеэоценовая аридная суша, сравнительно с гумидной, имела небольшую площадь и располагалась на юго-востоке Казахстана, включая также территорию Киргизии с прилегающими восточными районами Таджикистана и Узбекистана. На данной суше (южнее 47–48° с.ш.) повсеместно накапливались аридные красноцветы. Господствующими типами ландшафтов здесь становились аллювиально-пролювиальные равнины. В составе осадков преобладали красноцветные карбонатные песчанистые глины с прослоями песков и алевритов, местами встречались линзы гравийников и галечников или маломощные пласты мергелей, известняков и доломитов. Состав обломочных пород менялся от полимиктовых до олигомиктовых, иногда кварцевых. Среди глин доминировали монтмориллонит-гидрослюдистые разности. Карбонаты представлены преимущественно кальцитом, местами доломитом, тонкораспыленными в породах или образующими стяжения, журавчики, цемент в песчаниках. Примером средне-позднеэоценовых отложений может служить колпаковская свита Прибалхашья и Джунгарского Алатау и ее возрастные аналоги во впадинах Тянь-Шаня.

Палеогеографическая обстановка и осадконакопление в позднеэоценовых морях

Позднеэоценовые моря, омывавшие Евроазиатскую материковую сушу, принадлежали к различным древним океанам: Тетису, Тихому, Евразийскому и Амеразийскому арктическим бассейнам. Состав осадков этих морей испытывал существенные изменения в зависимости от подводного рельефа, палеоклимата и тектонического положения. Существовали две различные осадочные провинции: Северная, с преобладанием терригенных или слабоизвестковистых терригенных осадков, и Южная, где доминировали карбонатные или карбонатно-терригенные отложения.

Северная провинция

Ее размеры в позднем эоцене резко преобладали над таковыми Южной провинции. На Евразийском материке (в пределах бывшего СССР) провинция располагалась преимущественно севернее 46–48° с.ш. и включала районы, занятые современными Арктическими и Тихоокеанскими бассейнами. На западе терригенные отложения Северной провинции сменялись карбонатными осадками Южной провинции в пределах эпиконтинентального моря Восточного Паратетиса.

Позднеэоценовый бассейн Восточного Паратетиса был одним из самых крупных в кайнозое и покрывал огромное пространство от Карпат до Средней Азии и Центрального Казахстана. Поднятиями Средиземноморского (Альпийского) подвижного пояса он был отграничен от моря Тетис, соединяясь с ним проливами в области

Малого Кавказа и Малой Азии [Попов и др., 1993]. Свободное соединение с Мировым океаном (с Норвежско-Гренландским бассейном) существовало также на западе. Соленость этого водоема была нормально-морской.

Основные фациально-палеогеографические элементы Восточного Паратетиса были заложены на рубеже мела и палеогена [Шуцкая, 1970; Туголесов и др., 1985; Столяров, 1991]. Особенностью морского бассейна являлась морфологическая расчлененность, определявшая развитие двух различных по характеру областей осадконакопления: внутришельфовых (краевых) мелководных морей и обширных внешельфовых относительно глубоководных открытых пространств (в том числе, с некомпенсированными осадками). Они охватывали акватории Черного и Азовского морей, Предкавказье и Закавказье, Каспийское море и прогибы Закаспия.

В северных частях Восточного Паратетиса господствовал терригенный тип осадконакопления, характерный для Северной провинции. Последняя включала территорию Украинских Карпат и Предкарпатского прогиба, северную часть Украинского щита, Воронежскую антеклизу, северные районы Нижнего Поволжья и Приаралья, а также Западную Сибирь. В краевых морях и заливах этого бассейна накапливались преимущественно глинистые, алевритовые, местами кремнистые и песчаные отложения.

На северо-востоке Паратетиса и прилегающих районов Западной Сибири, Тургая и Приаралья характеризуемые отложения выделяются в составе тавдинской и чеганской свит и их возрастных аналогов. Внешний облик осадков почти не испытывает заметных изменений при прослеживании в вертикальном и латеральном направлениях. Это темно-зеленые глины, нередко алевритистые, тонкослоистые и листоватые, с тонкими пропластками алевритов, в прибрежной части с линзами песков и алевритов, иногда с глауконитом. В породах часто присутствуют тонкие стяжения сульфидов железа (пирит, марказит) или выделения сидерита. Он образует крупные караваеподобные конкреции либо входит в цементирующую массу песчаников.

Пески имеют кварц-полевошпатовый или кварцевый состав, глины слагаются главным образом монтмориллонитом и гидрослюдой, нередко с примесью хлорита и бейделлита. В прибрежных фациях появляется каолинит. Повышенное содержание сульфидов железа и сидерита в составе аутигенных минералов тавдинской и чеганской свит обусловили отнесение их В.В. Лавровым [1957] к пирит-сидеритовой формации. Важно отметить, что подобные отложения накапливались главным образом в морях, омывавших древнюю гумидную сушу Сибири, Северного Казахстана и Южного Урала, где формировались углистые парагенезы пород, обогащенные аутигенным пиритом и сидеритом.

На Восточно-Европейской платформе морские терригенные (песчано-алевритовые) или кремнистые верхнеэоценовые отложения, характерные для Северной провинции, накапливались в мелководных краевых морях и заливах Восточного Паратетиса. На южном склоне Воронежской антеклизы они представлены чередованием зеленоватых трепеловидных алевритистых глин с примесью глауконита и остатками кремневых организмов, трепелов и алевролитов. Песчаники и пески кварц-глауконитовые, с норами илоедов.

В Днепровско-Донецкой впадине, Припятском прогибе и Киевском Приднепровье верхний эоцен (обуховская свита) мощностью 10–30 м слагается алевролитами голубовато- и зеленовато-серыми, песчано-глинистыми, слюдистыми, глауконитовыми. На Украинском щите и в окраинах Донбасса они замещаются опоковидными песчаниками, трепеловидными глинами, алевролитами, диатомитами и другими разновидностями кремнистых бескарбонатных пород.

На крайнем западе, в Прибалтийской части Русской платформы отмечается ритмичное строение верхнего эоцена: песок–алеврит–песок–алеврит. Пески разнозернистые до крупнозернистых и мелкогравийных глауконит-кварцевых (17–85%) со слюдой и полевыми шпатами (до 6–9%). Встречаются пирит и сидерит, в базальных слоях – желваки фосфоритов.

Отличительной особенностью седиментации в западных (платформенных) частях Паратетиса, сравнительно с его восточными районами, являлось активное накопление на юге Воронежской антеклизы и Украинском щите кремнистых отложений в сочетании с терригенными песчано-глинистыми.

В Карпатской складчатой области характер осадконакопления, по сравнению с платформен-

ными районами, резко иной. В пределах Украинских Карпат и на значительной территории Предкарпатского прогиба верхнеэоценовые отложения представлены тонкоритмичным флишем (быстрицкая свита) мощностью 150–300 м; во внешней зоне прогиба – это кварцево-глауконитовые пески и песчаники (до 30 м). В междуречье Днестра и Свичи флишевая толща замещается мергелями и аргиллитами (до 200 м); мергельные породы обычны и для Мармарошского массива. Для верхнего эоцена, в целом, типичны горизонты пестроцветных зеленоватых и вишнево-красных пород.

Флишевые отложениях отмечены четкой двухкомпонентной ритмичностью: песчаник (алевролит)– аргиллит. Преобладают тонкие и средние ритмы. Местами отчетливо выражены следы подводно-оползневых явлений – олистостромов; иногда они слагают подводно-оползневые пачки.

В быстрицкой свите установлены прослои туфов и рассеянный вулканогенный материал андезито-базальтового состава. Туфы типа спилитов формировались в водной среде при эксплозиях основной магмы. В бассейне происходили и гидротермальные процессы, обогащавшие осадки окислами железа (гематит) и марганца.

Для палеогеографии позднего эоцена Украинских Карпат характерно отсутствие заметного влияния существовавших в среднем эоцене внутригеосинклинальных источников терригенного материала: формировался преимущественно тонкоритмичный зеленовато-серый и пестроцветный флиш, лишь на северо-западе осложненный олистостромами.

По направлению на юг от окраинных морей Паратетиса характер эоценового осадконакопления меняется: бескарбонатные отложения Северной провинции замещаются существенно карбонатными в Южной провинции. Эта латеральная смена одних отложений другими в разных участках происходит не однозначно: постепенно в условиях пологонаклонного, нерасчлененного подводного рельефа в полосе, ширина которого может составлять десятки километров, или быстро в районах с контрастным рельефом.

Например, в северных районах Тургая и Приаралья развиты зеленовато-серые глины чеганской свиты, преимущественно бескарбонатные (монтмориллонитовые с примесью гидрослюды, каолинита и хлорита), местами с включениями опок и опоковидных глин, нередко с зернами глауконита, цеолитов и сульфидов железа. По направлению к южным районам Тургая, Приаралья, Устюрта и Туркмении в условиях пологонаклонного рельефа смена бескарбонатных пород карбонатными происходит постепенно и на обширных пространствах. Вначале в разрезах появляются известковистые глины и мергели, далее они сменяются глинистыми известняками и затем известняками. Подобный же постепенный характер фациальных переходов пород отмечен на территории Прикаспийской впадины и Нижнего Поволжья.

В более западных районах Паратетиса, где дно бассейна осложнялось подводными и островными поднятиями и впадинами, фациальные переходы между рассматриваемыми отложениями иные. Быстрая латеральная смена терригенных пород карбонатными подчеркивалась отчетливым барьером, которым являлась субширотная островная система в пределах Украинского кристаллического массива и Донбасса. Она ограничивала с юга обширное внутришельфовое (краевое) море, существовавшее на Восточно-Европейской платформе. Таким же барьером служила дугообразная Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона низких островных поднятий внешнего шельфа, выраженная прерывистыми полосами отсутствия верхнеэоценовых отложений (размером 250 км х 50 км), где терригенные отложения (песчано-алевритово-глинистые, с промежуточной зоной глинисто-кремнистых пород) сменяются карбонатными. Глинистые породы зеленовато-серые, карбонатные (7–25%), неслоистые или тонкослоистые; состав алевритов и песчаников – кварцевый, с примесью полевых шпатов и мусковита.

Пока имеются скудные сведения о морских эоценовых породах Арктики, где в их строении отмечается доминирование прибрежно-морских фаций, чередующихся с континентальными. В Евразийском бассейне, распространявшемся до Шпицбергена, в позднем эоцене формировалась морская толща мощностью 210 м зеленовато-серых и буровато-серых известковистых алевролитов и аргиллитов с конкрециями сидерита.

На севере Тихоокеанской окраины Азии палеогеновые отложения накапливались в трех структурно-фациальных зонах: 1) тыловой, с на-

коплением преимущественно шельфовых мелководно-морских и прибрежных угленосных терригенных отложений (северная часть Япономорско-Татарского и Охотского бассейнов, а также Западно-Камчатский и Анадырский бассейны); 2) фронтальной, с накоплением в узких трогах и на материковом склоне морских вулканогенно-обломочных и терригенных отложений (Восточно-Камчатский–Олюторский и Хатырский бассейны); 3) зоне глубоководных впадин с накоплением пелагических, преимущественно кремнистых осадков (глубоководные впадины Японского, Охотского и Берингова морей).

В рассматриваемом районе литологически изучены [Геология..., 1964, 1970; Гречин, 1976; и др.] шельфовые и прибрежные отложения в составе ковачинской, такарадайской, краснопольевской и верхней части нижнедуйской свит Камчатки и Сахалина. Морские фации представлены алевролитами и песчаниками с карбонатно-глинистым цементом, часто с включениями туфов или туфогенных пород (нередко смектитизированных и цеолитизированных), местами с прослоями или пачками аргиллитов (иногда кремнистых) и линзами конгломератов. Обломочные породы имеют полимиктовый или граувакковый состав. Среди глин доминируют смектиты и гидрослюды, отмечаются смешанно-слойные образования и хлориты.

Завершая характеристику бескарбонатных морских отложений Северной провинции, отметим, что здесь пока остались неизученными внешельфовые и батиальные отложения, развитие которых предполагается в отдельных регионах Арктики и Тихого океана.

Южная провинция

В конце эоцена в этой провинции формировались главным образом карбонатные или терригенно-карбонатные морские отложения (местами с участками бескарбонатных пород). Провинция располагалась на юге-западе бывшего СССР, в пределах Восточного Паратетиса (его внешнего шельфа и батиали), охватывая территорию Причерноморья, Предкавказья, Закавказья, южной части Прикаспийской впадины и Западного Казахстана, равнинных районов Средней Азии. В эоценовом Тетическом бассейне лишь его северная часть (зона краевых морей и заливов) принадлежала к Северной провинции с терригенным типом осадков.

Наиболее глубоководная, некомпенсированная осадками часть морского бассейна Восточного Паратетиса, условно относимая к батиали, располагалась в области Среднего Каспия и Восточного Предкавказья. Здесь широко развиты карбонатные породы белоглинской свиты, представленные мергелями (28–72% Ca CO_3) и известняками (75–90% $CaCO_3$); глинистая примесь имеет гидрослюдистый состав. Примесь (1–3%) алевритового материала включает зерна кварца, глауконита, полевых шпатов, пластинки слюд. В мергелях, как правило, присутствует тонкорассеянный пирит, иногда образующий скопления.

Мощность отложений в глубоководной области наименьшая – 10–50 м. Более интенсивное карбонатонакопление отмечается в Индоло-Кубанском прогибе Западного Предкавказья, а также в отдельных прогибах Центрального Предкавказья (Минераловодский и др.), где мощность мергелей и известняков возрастает до 150–160 м. Каких-либо фациальных изменений карбонатных отложений в южном направлении, т.е. в сторону Большого Кавказа, – не отмечается (в сохранившемся от размыва контуре отложений).

Существенные и достаточно резкие изменения в характере осадконакопления происходят в северо-западном направлении. Здесь, в пределах дугообразной Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны поднятий внешнего шельфа, выраженной прерывистыми полосами отсутствия верхнеэоценовых отложений (размером до 250 км х 50 км), происходит смена карбонатного осадконакопления терригенным (песчано-алеврито-глинистым) с промежуточной зоной глинисто-кремнистых отложений. Глинистые породы зеленовато-серые, карбонатные (7–25%), неслоистые или тонкослоистые; состав алевритов и песчаников – кварцевый с примесью полевых шпатов, глауконита и мусковита.

Формирование терригенных отложений в Северо-Западном Предкавказье происходило в системе кольцевых прогибов, окаймлявших Азовское поднятие; они достигали мощности 150–200 м. Основным поставщиком материала являлась Донбасская суша.

В пределах Восточного Причерноморья, Приазовья и Равниного Крыма верхний эоцен также сложен типичными светлыми мергелями, мощ-

ность которых в прогибах достигает 200 м. Вверх по разрезу мергели становятся более глинистыми и венчаются пачкой (5 м) слабоизвестковых глин. В Западном Причерноморье и в Придобруджье развиты глинисто-алеврито-песчаные, неравномерно известковистые отложения мощностью до 150 м.

К востоку от Каспийского моря карбонатные отложения верхнего эоцена широко развиты на Мангышлаке и Устюрте. Они представлены белыми мергелями адаевской свиты мощностью 10–100 м, сформированными в открытом морском пространстве. Прибрежные мергелистые отложения Мангышлакского острова содержат примесь песчано-алевритового материала (до 25%) и в основании разреза окрашены в розовый цвет. Терригенный материал состоит из кварца (40%), обломков пород (26%), полевых шпатов (12%); встречается аутигенный глауконит (1,7%).

На юго-восточной периферии Восточного Паратетиса, в его прибрежных известковисто-глинистых, местами опесчаненных осадках, окрашенных в белые или зеленовато-серые цвета, появлялись пласты и линзы красноцветных пород – индикаторов близлежащей аридной Азиатской суши.

Наиболее сильная расчлененность рельефа, большое многообразие фаций, литологических типов осадков и геодинамических обстановок были характерны для Кавказского сегмента Средиземноморского подвижного пояса. Островные массивы Большого Кавказа и Грузинской глыбы отделяли наиболее глубоководные области Прикавказья и Рионского прогиба от внутренних мелководных морей Закавказья, где нередко маскировалось накопление карбонатных осадков и возникали участки с вулканогенно-терригенными отложениями большой мощности (до 1200 м).

В северной части Грузии, на месте Главного Кавказского хребта, располагалось островное поднятие, происходил снос терригенного материала. Низкие островные суши находились также в центральной части Грузинской глыбы. Между островами существовало мелководное море, которое резко углублялось в западном направлении, где в Рионском прогибе происходило карбонатное осадконакопление (мергели, известковые глины). Южнее, в Аджаро-Триалетии, отлагались мергели, известковые и неизвестковые глины, песчаники и конгломераты, а местами продукты подводного вулканизма, вплоть до массивных вулканических пород. В отдельных районах (Аджарская депрессия и др.) возникали подводно-оползневые образования – олистостромы.

В более восточных районах Закавказья, в пределах Куринского миогеосинклинального прогиба Грузии, Армении и Азербайджана, широко развиты карбонатно-терригенные флишевые образования мощностью до 800–1000 м, сложенные гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями. Основными породообразующими компонентами гравийно-алевритовых пород являются обломки пород (в основном эффузивных), полевые шпаты, кварц. Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит и смешанно-слойные образования.

В пределах эвгеосинклиналей Малого Кавказа и Талыша имела место интенсивная вулканическая деятельность. В Армении она характеризовалась преимущественно центральным типом извержений, приуроченных к вулканическим островам. Формировались и собственно лавовые фации агломератового и брекчиевидного облика. Верхнеэоценовый вулканический комплекс представлен базальтами, андезито-базальтами, пироксен-роговообманковыми андезитами, трахиандезитами и т. д.

В Талышской зоне Азербайджана накапливались мощные (1000–1200 м) вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Происходили крупные подводные излияния порфировых трахиандезито-базальтов и трахиандезитов; пирокластическая фация их состоит из вулканогенных брекчий и туфов. Вулканогенно-осадочная толща включает туфы, туфопесчаники, глины, мергели и известняки.

К востоку от Каспийского моря в позднем эоцене начался распад Копетдагской миогеосинклинали и образование в ее пределах полуобособленных впадин. Четко выделились Западно-Копетдагская впадина и Предкопетдагский прогиб, в центральных частях которых накапливались относительно глубоководные глинистые осадки.

Завершая характеристику эоценовых морских отложений, отметим, что существование в позднем эоцене Северной провинции с терригенным осадконакоплением и Южной – с карбонатным связано главным образом с их приуроченностью к различным древним климатическим зонам. Из

палеогеографической схемы (см. рис. 10) видно, что древние моря Северной провинции омывали гумидную сушу с субтропическим или теплоумеренным климатом. В свою очередь, моря Южной провинции (Восточный Паратетис) тяготели к материковой или островной суше Юго-Западной Азии, где господствовали жаркий аридный и семиаридный палеоклиматы.

Следует отметить, что на юго-западе Евроазиатского материка формирование эоценовых карбонатных осадков не ограничивалось районами Восточного Паратетиса. Этот тип осадков являлся доминирующим и для других эоценовых эпиконтинентальных морей Тетиса [Ронов и др., 1989], южная граница которых ограничивалась Африкано-Аравийской сушей. Преобладающее накопление здесь карбонатных осадков (сравнительно с северными районами) было связано как с общим теплым палеоклиматом в средних широтах, так и с его аридизацией на окружающей суше [Ронов, Балуховский, 1981].

Ранний олигоцен

В начале олигоцена на территории бывшего СССР происходят значительные изменения палеогеографической обстановки (рис. 11, см. вкл.). В результате регрессии море покидает Западную Сибирь и северную часть Тургая, заметно сокращаются его размеры на юге Казахстана и востоке Средней Азии. Одновременно исчезают устойчивые морские бассейны в арктических регионах, исключая северо-восточные районы, где сохраняется периферическая часть Амеразийского морского бассейна. В большинстве арктических районов большое распространение получают ландшафты низменных равнин, временами заливаемые морем.

На юге Европейкой части бывшего СССР (Восточный Паратетис) регрессия проявилась слабо и локально – раннеолигоценовые границы моря в большинстве случаев близки к позднеэоценовым (исключая отдельные районы).

На тихоокеанской окраине материка, в отличие от западных районов, какие-либо следы раннеолигоценовой регрессии отсутствуют. Напротив, здесь почти повсеместно отмечается крупная раннеолигоценовая трансгрессия, которая привела к затоплению обширной суши, существовавшей в позднем эоцене на месте современного Охотского моря, а также предполагается некоторое разрастание площади батиали.

Ландшафты и осадконакопление на раннеолигоценовой суше

Рельеф раннеолигоценовой суши во многом наследуется от позднеэоценового.В платформенных областях преобладающее развитие получали возвышенные и низменные равнины. Низкие горы встречались редко и локально. Лишь в Тихоокеанской области и прилегающих площадях платформ участки низкогорного рельефа приобрели доминирующее значение.

Континентальные отложения раннего олигоцена, как и позднеэоценовые, накапливались в зонах гумидного и аридного палеоклимата, причем положение этих зон, сравнительно с прежней эпохой, мало менялось.

В зоне гумидного литогенеза, занимавшей основную часть древней суши (исключая районы южного и юго-восточного Казахстана и Средней Азии), в раннем олигоцене господствовал теплый равномерно-влажный или переменно-влажный, с периодами засух, климат, переходный от теплоумеренного к субтропическому на юге гумидной зоны или теплоумереный в арктических областях.

На обширных площадях Евразиатской платформенной гумидной суши в раннем олигоцене накапливались более тонкообломочные (по сравнению со средне-позднеэоценовыми), преимущественно глинистые или алевритово-глинистые отложения с редкими, локально развитыми линзами песков. Они имеют главным образом озерно-болотный, пойменный генезис. Их примером служит тузкабакская свита Восточного Казахстана, красногорская – Алтая, сарыинская – Тургая, мухинская и надеждинская – юга Дальнего Востока. Это обычно безуглистые отложения, окрашенные в коричневые, местами зеленые и серые цвета. Они содержат стяжения сидерита или анкерита, изредка в них появляются прослои и линзы мергелей или известняков.

Наряду с этим, имелись значительные площади гумидной платформенной суши, где нижнеолигоценовые отложения были более грубообломочными и содержали линзы песков, гравий-

ников или галечников. Подобные породы руслового, реже озерного генезиса отмечены на востоке Западной Сибири, во впадинах Центральной и Восточной Сибири и Дальнего Востока. В арктических районах в нижнеолигоценовых отложениях отмечается чередование песчаников и аргиллитов с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов.

На территории Дальнего Востока в разрезах континентальных нижнеолигоценовых отложений появляются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (средние и кислые по составу с подчиненным развитием основных). Особенно велика их роль во впадинах Восточно-Азиатского вулканического пояса, где наблюдаются сопутствующие им отложения – бентонитовые глины и диатомиты (например, в Ольготернейской, Самаргинско-Ботчинской и других впадинах).

Во всех регионах гумидные континентальные нижнеолигоценовые отложения обычно образованы не зрелыми по составу породами (кварц-полевошпатовыми или полимиктовыми песками, полиминеральными смектит-каолинит-гидрослюдистыми глинами). Линзы кварцевых песков отмечены в отдельных разрезах Западной Сибири и Казахстана. Отложения обычно являются безуглистыми, чем они отличаются от верхнеэоценовых. Лишь локально, в болотистых приморских ландшафтах на равнинах, заливаемых окраинными морями Тетиса, Тихого океана и Арктического бассейна, иногда накапливались углистые толщи с небольшими пластами бурых углей. В единичных случаях и во внутриконтинентальных областях формировались нижнеолигоценовые углистые толщи (например, на территории Западно-Сибирской низменности после регрессии моря в составе атлымской, новомихайловской и черталинской свит).

По мнению ряда авторов [Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983], главной причиной, вызвавшей сокращение или полное прекращение угленакопления в гумидных раннеолигоценовых ландшафтах Казахстана, явился неблагоприятный тектонический режим. Ослабление вертикальных тектонических движений приводило к слабым прогибаниям аккумулятивных впадин, медленным скоростям осадконакопления, что и способствовало разрушению органики на поверхности осадков и образованию небольших объемов ее захоронения

Аридные континентальные отложения раннего олигоцена в пределах рассматриваемой части Евразии имеют локальное развитие. Они установлены лишь на юге Древней Казахстанской суши и прилегающих к ней восточных районах Средней Азии. Это преимущественно красноцветные глины с линзами и прослоями зеленоцветных или пестроцветных глин и алевритов, нередко известковистых или доломитовых, местами гипсоносных, содержащих линзы или прослои песков, иногда мергелей, а в древних предгорных районах – гравийников или галечников. Они формировались на аллювиально-пролювиальных и солончаковых равнинах, в осолонявшихся озерах приморских дельт на материковой или островной суше. Их примером служат отложения тасмурунской свиты во впадинах Прибалхашья или Джунгарского Алатау, а также нижней части красноцветных киргизской и массагетской серий во впадинах Тянь-Шаня.

На западе раннеолигоценовой аридной суши красноцветы фациально замещались прибрежно-морскими континентально-лагунными отложениями (шурысайская свита и ее аналоги на территории Ферганской и Таджикской депрессий и сопредельных с ними регионов) [Давидзон и др., 1982]. Они накапливались здесь как на материке, так и на островах в аридных обстановках. Поэтому породы обычно окрашены в красные или коричневые цвета, нередко в той или иной мере загипсованы и карбонатны.

Палеогеографическая обстановка и осадконакопление в раннеолигоценовых морях

Морское осадконакопление в раннеолигоценовых морях на всей территории бывшего СССР отмечено сравнительно малой литологической контрастностью и повсеместным накоплением терригенных толщ, которые в областях кайнозойской складчатости сменялись вулканогенно-терригенными формациями. На севере Тихого океана, в Арктическом бассейне и в морях Восточного Паратетиса, отсутствовали площади с существенно карбонатным осадконакоплением. Минеральный состав нижнеолигоценовых терригенных отложений менялся по латерали.

На юго-западе Евразии терригенные нижнеолигоценовые отложения накапливались в морях

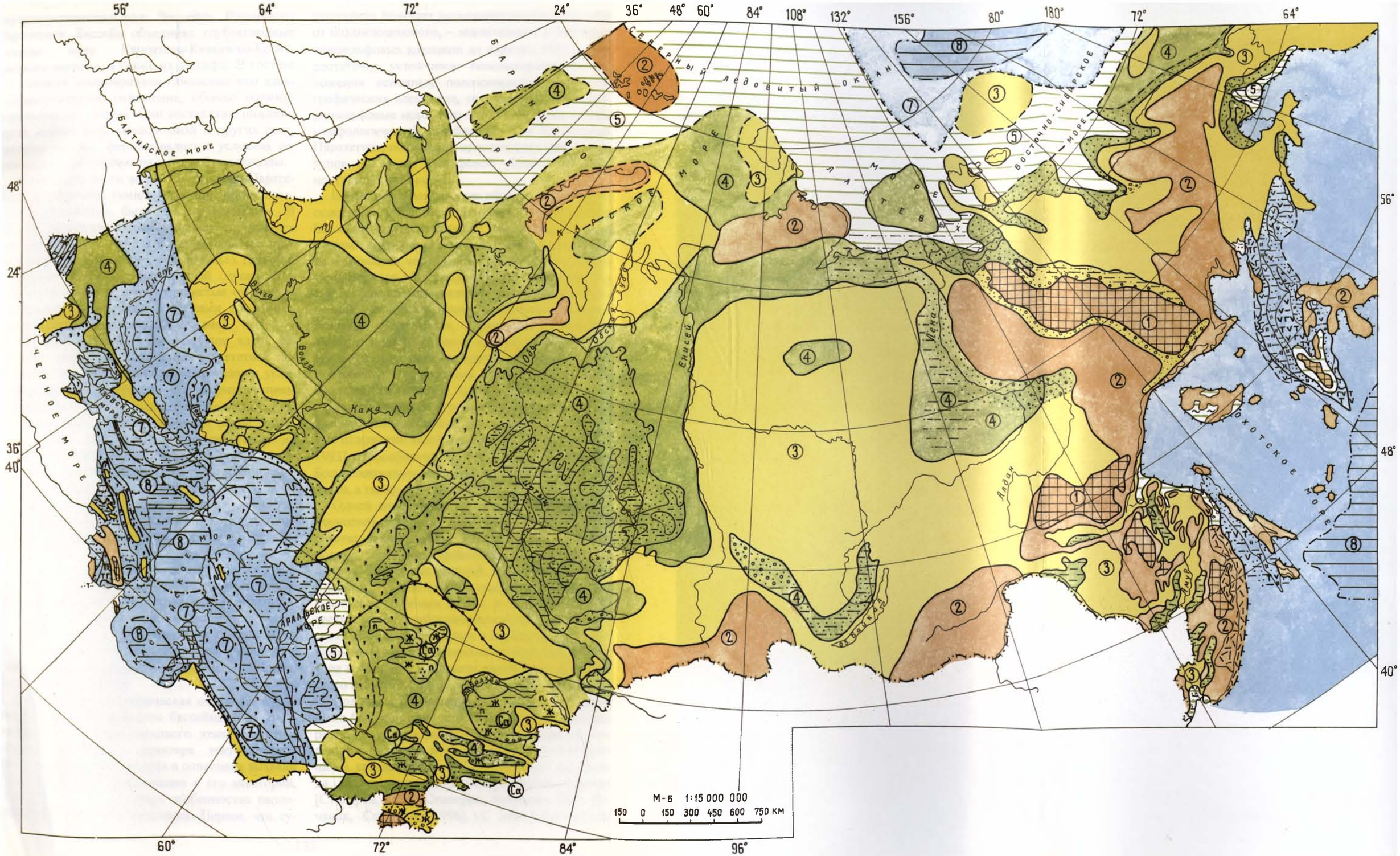


Рис. 11. Литолого-фациальная и палеогеографическая карта раннего олигоцена для территории бывшего СССР
Условные обозначения см. на рис. 10

внутриконтинентального бассейна Восточного Паратетиса. Бассейн объединял глубоководные участки моря Карпатско-Кавказско-Копетдагского региона, а также их шельфы. В составе его осадков доминировали глинистые или алевритово-глинистые отложения, обычно полиминеральные по составу. Они составляют нижнюю часть майкопской, менилитовой и других свит, которые нередко формировались в условиях сероводородного заражения и были битуминозны.

В северной части морей Восточного Паратетиса, омывавших гумидную сушу, накапливавшиеся отложения были бескарбонатными. В южном направлении они местами становились известковистыми, иногда в них появлялись прослои мергелей (например, в Закавказье). При приближении к раннеолигоценовой суше (материковой или островной) глинистые отложения замещались алевритами и песками (олигомиктовыми, мезомиктовыми, кварцевыми).

Влияние древней гумидной суши вдоль северной периферии Восточного Паратетиса дополнительно подчеркивалось накоплением углистых пород, а в Приаралье – формированием прибрежно-морских оолитовых железных руд, при перемыве которых возникали более грубообломочные гравийно-галечные дельтовые их разности [Вознесенский, 1978]. Влияние Среднеазиатской аридной суши приводило к возникновению красноцветных терригенных шлейфов на периферии древних морей. Участие вулканогенного пеплового материала в морском осадконакоплении зафиксировано на территории Закавказья и Карпат.

Раннеолигоценовый бассейн Восточного Паратетиса не достигал размеров предшествующего позднеэоценового. Он имел ограниченный водообмен с Мировым океаном, были затруднены его связи с Тетисом. Основное соединение с открытым морем осуществлялось на западе – с Норвежско-Гренландским бассейном [Попов, Ахметьев и др., 1993].

Общая палеогеографическая обстановка раннеолигоценового морского бассейна была унаследована от позднеэоценового этапа развития. Однако изменения характера тектонических движений на рубеже эоцена и олигоцена вызвали существенные преобразования в его акватории, сказавшиеся на некоторых особенностях палеогеографии и осадконакоплении. Первое, что существенно отличает раннеолигоценовый бассейн от позднеэоценового, – значительное углубление внешельфовых котловин до порядка 1000 м, при достаточно устойчивом гипсометрическом положении основных положительных палеогеографических элементов, отграничивавших внутришельфовые моря. Это привело к более резкой морфологической дифференциации Восточного Паратетиса, появлению протяженных крутых уступов по краям шельфовой области ("континентальных склонов").

В результате контрастно обозначился один из основных палеогеографических линеаментов бассейна, протягивавшийся в виде прерывистой системы островов и отмелей от Украинского щита и Донбасса через кряж Карпинского и структуры Горного Мангышлака к Центральному Устюрту. Эта система разграничивала (в широком плане) шельфовые моря Днепровско-Донецкой впадины, Волго-Дона, Прикаспия, Северного Устюрта и внешельфовые глубоководные котловины Черного моря и Причерноморья, а также Восточного Предкавказья, Среднего Каспия и Южного Мангышлака. Здесь отчетливо выражен некомпенсированный режим осадконакопления с мощностями глубоководных известково-глинистых отложений всего в 10–30 м [Столяров, 1961, 1993]. Обособленое положение на юге занимал Большекавказско-Малокавказский архипелаг островов, а также островной массив Горного Крыма.

Одной из важнейших гидрологических особенностей глубоководной зоны Восточного Паратетиса в раннем олигоцене являлось сероводородное заражение придонных вод, вызвавшее полное отсутствие донной жизнедеятельности. Кислородная обстановка существовала лишь в краевых шельфовых морях, а также в верхней части склонов глубоководных котловин. На признаки дефицита кислорода в глубоководной зоне указывают также обедненный состав фитопланктона и обилие в мацератах аморфного органического вещества [Попов, Ахметьев и др., 1993].

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 [Столяров, 1993; Столяров, Коченов, 1995; Коченов, Столяров, 1996]. С этим механизмом

можно связывать причины грандиозной эпохи марганцевого рудообразования в раннем олигоцене (Южная Украина, Западная Грузия, Мангышлак, Болгария).

Глины глубоководной области темно-серые, до черных, тонкоотмученные (микрослоисто-штриховатые), с примесью бурого чешуйчатого органического вещества (до 1,5% $C_{орг}$) и диспергированных (глобулярных) сульфидов железа; преобладают известковые разности (10–24% $CaCO_3$). Состав глинистого вещества гидрослюдистый с примесью бейделлита и монтмориллонита; обычны рассеянные фосфатизированные остатки рыб.

Глубоководные глинисто-карбонатные отложения Восточного Паратетиса характеризуются концентрацией некоторых малых элементов (в %): Cu – 2, Pb – 1,6, Mn – 0,6 [Смирнова, 1964]. Медь и свинец в восстановительных условиях образуют сульфидные соединения, а марганец связывается в форме карбоната.

На западе (Ставрополье) и востоке (Мангышлак) маломощные (10–40 м) глубоководные отложения замещаются более мелководными песчано-алеврито-глинистыми образованиями, что сопровождается резким ("клиноформным") возрастанием их мощности в Ставрополье до 170 м, а на Мангышлаке до 500 м [Столяров, 1961]. Ставропольская "клиноформа" узкая (20–50 км) и характеризуется широким развитием пачек алевролитов (являющихся газоносными), обычно слабо сцементированных, неизвестковистых (цимлянская свита). Состав их полевошпат-кварцевый, с обломками пород (глинисто-кремнистых), зернами глауконита, чешуйками мусковита и хлорита. Песчаники имеют подчиненное развитие, состав их аналогичный.

На Мангышлаке низы олигоцена сложены тремя свитами: узунбасской, куюлусской и кенджалинской. Суммарная мощность в глубоководной зоне (побережье Каспия) составляет 37 м. К востоку (впадина Карагие) на протяжении всего в несколько десятков километров она резко возрастает до 200 м при сохранении глинистого состава отложений (алевритовый материал присутствует лишь в кенджалинской свите). Более существенные изменения происходят в районе Северного Прикарабогазья. Здесь суммарные мощности указанных свит возрастают до 500 м и отложения характеризуются признаками относительной мелководности при преобладающем глинистом составе осадков [Мерклин и др., 1970].

К северо-западу от глубоководной области, в Азово-Волго-Донской зоне, широко развиты маломощные (10–50 м) мелководные песчано-алеврито-глинистые отложения. Примесь песчано-алевритового материала возрастает к северу, где нередки гнезда кварцевого песка с глауконитом; встречаются слои черных гумусированных глин.

Достаточно обширное мелководное море существовало в раннем олигоцене также на юге и западе Русской платформы, в пределах Днепровско-Донецкой впадины, Припятского прогиба и Прибалтики. Здесь раннеолигоценовый бассейн был более мелководным, чем позднеэоценовый, и занимал несколько меньшую площадь, хотя достоверные прибрежные осадки нигде не установлены.

Практически на всей площади юга Русской платформы нижний олигоцен (межигорская свита) сохраняет единый тип осадков: это пески глауконит-кварцевые, слюдистые, глинисто-алевритистые, мелко- и среднезернистые, местами гумусированные. На западе платформы (Прибалтика) также развиты глауконит-кварцевые пески и алевриты небольшой (до 15 м) мощности, формировавшиеся в условиях мелководного шельфа.

Таким образом, к северо-западу от глубоководной области Восточного Предкавказья, за уступом Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны, были широко развиты мелководные внутришельфовые моря. К западу от некомпенсированной котловины Восточного Предкавказья осадконакопление в относительно глубоководном бассейне было интенсивным, приведшим к формированию мощного (до 200–400 м) комплекса нижнеолигоценовых глинистых отложений. Это наблюдается в пределах Индоло-Кубанского прогиба Западного Предкавказья, в Керченско-Таманском районе, Равнинном Крыму и Причерноморье. К северу, в прибрежной зоне Украинского кристаллического массива, в узкой (до 25 км) полосе мелководных глинисто-алеврито-песчаных отложений небольшой мощности (до 50 м) прослеживается прерывистая протяженная полоса развития марганцевых руд крупнейшего в олигоцене Южно-Украинского рудного района [Шнюков и др., 1990].

Обширная Черноморская котловина, если судить по ее обрамлению, также представляла со-

бой глубоководную область. О ее прогибании свидетельствует более широкое развитие олигоценовых отложений по сравнению с эоценовыми и трансгрессивное их залегание на склонах крупных конседиментационных поднятий внутри котловины [Туголесов и др., 1985]. Кроме того, предполагается, что именно на рубеже эоцена и олигоцена произошло формирование единой глубоководной котловины Черного моря, ранее (с начала палеогена) разделенной на две разобщенные впадины: Западно- и Восточно-Черноморскую [Вагинский, 1996].

Бассейны Средиземноморского подвижного пояса отличались более резкой морфологической расчлененностью и, соответственно, характером седиментогенеза.

В геосинклинальной области Карпат на смену эоценовым кремнисто-глинистым карбонатным отложениям пришли темноцветные, преимущественно глинистые образования менилитовой свиты мощностью до 2000 м. Особенностью последней является сильная обогащенность органическим веществом (до 8–10% $C_{орг}$), обилие карбонатных (сидеритовых, доломитовых, кальцитовых) конкреций, слабая рассеянная карбонатность, высокая пиритизация и кремнистость при наличии первично-седиментационных кремнистых пород типа фтанитов и диатомитов; установлен мощный (45 м) горизонт дацитовых туфов. Олистостромы с мощными телами олистолитов преобладают у фронта надвига Дуклянской зоны.

Накопление нижнеолигоценовых (менилитовых) отложений происходило на различных глубинах: от небольших (200–400 м) до батиальных (1000 м) с батипелагическими рыбами, при незначительном поступлении в бассейн вулканогенного материала, приведшем к возникновению пород с пирокластикой кислого состава (тонкие слои бентонитовых глин).

Соединение Черноморской котловины с бассейнами Закавказья осуществлялось через глубоководный сероводородный Рионский прогиб, где развиты тонкие слабоизвестковистые глины (хадумская свита) мощностью до 400 м с многочисленными остатками рыб, в том числе "светящихся" видов, обитавших на значительных глубинах. В районе Грузинской глыбы, ограничивавшей прогиб с востока, нижний олигоцен залегает трансгрессивно на породах палеогена, мела и юры и заключает марганцевые руды (Чиатурское и другие месторождения), перемежающиеся с прослоями аркозовых алевролитов, песчаников, глин, а также кремнисто-цеолитовых пород.

Восточнее и южнее Грузинской глыбы бассейн был сравнительно мелководным, в нем накапливались более грубые глинисто-алеврито-песчаные отложения, развитые к северу от низкой суши Малого Кавказа вплоть до Каспийского моря. Мощность их изменчива и достигает в пределах Куринского межгорного прогиба 1200 м. Вблизи поднятий Малого Кавказа появляются конгломераты.

В Приереванском районе нижний олигоцен сложен мощной (до 1000 м) толщей песчано-глинистых пород (шорагбюрская свита), внизу – песчаниковой, флишоидной (180 м), в средней части (500 м) – глинистой, вверху (100 м) – песчано-глинистой. Основными породообразующими компонентами гравелитов, песчаников и алевролитов являются обломки эффузивов, плагиоклазы, кварц. В тяжелых фракциях встречаются: магнетит, пирит, гематит, биотит, эпидот, обыкновенная роговая обманка, барит, целестин, авгит, циркон, гранаты, актинолит, глаукофан, сфен, рутил, мусковит, турмалин, апатит. Основной глинистый материал – монтмориллонит, встречаются также гидрослюда, хлорит и палыгорскит.

В раннем олигоцене в Закавказье ареалы развития вулканизма и его интенсивность, по сравнению с таковыми позднего эоцена, значительно убывают. Вулканизм приурочен преимущественно к прибрежно-континентальным зонам или к области суши. Продолжается линия позднеэоценового вулканизма с формированием пород андезит-трахиандезитовой формации. Кислые члены серии – дациты, риолиты, трахириолиты пользуются ограниченным развитием и представлены пирокластическими и экструзивными фациями. По основным параметрам вулканиты раннего олигоцена не отличаются от позднеэоценовых и принадлежат к единой известково-щелочной ассоциации.

К востоку от Каспия, в Туркменистане, размеры раннеолигоценового бассейна мало изменились по сравнению с позднеэоценовым. Наиболее глубоководная обстановка существовала в пределах Западного Копетдага, а также в Дарьялык-Дауданском прогибе. Мелководная часть бассейна

располагалась на крайнем юго-востоке и являлась переходной областью к мелководным образованиям Таджикской и Ферганской депрессий.

Отметим некоторые общие особенности морских бассейнов Восточного Паратетиса в раннем олигоцене. Это касается, прежде всего, унаследованного положения наиболее глубоководной его зоны в пределах Восточного Предкавказья – Среднего Каспия. Здесь сохранилось некомпенсированное осадконакопление, однако в раннем олигоцене оно было выражено значительно контрастнее в связи с резко возросшими амплитудами прогибания и недостаточным поступлением в бассейн терригенного материала. Следовательно, для раннего олигоцена Восточного Паратетиса можно говорить лишь об активизации нисходящих движений в зонах прогибов (типа "провалов", "обвалов оседания") при устойчивом положении жестких блоков по их периферии, в том числе в областях питания. Видимо, с этим можно связывать недостаточность поступления в бассейн терригенного материала.

Компенсированное осадконакопление типично для узких прогибов Средиземноморского подвижного пояса – Закавказье, Карпаты и др., а также для прогибов, приближенных к источникам сноса – Причерноморский, Индоло-Кубанский, Южно-Мангышлакский и др.

В раннем олигоцене на территориии Восточного Паратетиса (в отличие от позднего эоцена) не фиксируются провинции с карбонатным типом осадков. Ареал накопления последних сохраняется в более южных тетических морях. Скорее всего, прекращение карбонатонакопления в средних широтах Восточного Паратетиса было связано с похолоданием палеоклимата, что отчетливо фиксируется данными палеофлористических исследований.

В окраинных тихоокеанских морях процессы терригенного осадконакопления часто сопровождались активной вулканической деятельностью. Это способствовало широкому развитию вулканогенно-терригенных, нередко кремнистых пород [Геология..., 1964, 1970; Гречин, 1976]. Подобные формации накапливались на древних шельфах в Камчатском, Сахалинском, Корякском и других регионах. Они наиболее полно представлены в составе генойшинской, аманинской свит и их возрастных аналогов. Обломочные породы этих формаций имеют незрелый, полимиктовый или граувакковый состав. Среди глин доминируют смектиты, встречаются иллиты, местами отмечается примесь хлоритов и каолинита. Вследствие подводного преобразования вулканических пеплов и туфов породы дополнительно обогащались смектитом, цеолитом, кремнистыми минералами.

Фактические данные о строении и составе нижнеолигоценовых отложений внешельфовых (батиальных) частей тихоокеанских морей отсутствуют, хотя на картах они условно выделяются по геолого-геофизическим данным.

Для раннеолигоценовых арктических морей пока сложно восстанавливать картину морского осадконакопления, опираясь на единичные известные разрезы (в районах устья Лены, Новосибирских островов и впадин Приколымья). Здесь отмечены линзы и пачки прибрежно-морских отложений, чередующихся с континентальными среди детально не стратифицированных олигоценовых толщ.

Выводы

Изложенные материалы показывают, что смена осадконакопления на рубеже эоцена и олигоцена отчетливо фиксируется во многих регионах. На юге Европейской части бывшего СССР морские известковистые отложения верхнеэоценовой белоглинской свиты сменились глинистыми нижнеолигоценовыми толщами майкопской серии. В Западной Сибири и на севере Тургая после накопления верхнеэоценовых глинистых морских пород тавдинской и чеганской свит в раннем олигоцене произошел эрозионный врез и началось формирование континентальных песчано-алевритово-глинистых комплексов – атлымской, новомихайловской и черталинской свит.

Во внутренних районах платформенной суши на севере Казахстана и Алтая на рубеже эоцена и олигоцена прекратилось формирование обогащенных грубообломочным материалом углистых и угленосных толщ турангинской и талдыдюргунской свит и стали накапливаться безуглистые алевритово-глинистые отложения тузкабакской и красногорской свит. Подобным же образом на юге Дальнего Востока образование грубообломочных терригенных угленосных толщ чернореченской и

угловской свит сменилось в раннем олигоцене безуглистых алевритово-глинистых пород мухинской и бирофельдской свит.накоплением

В Тихоокеанской области кайнозойской складчатости обогащенные грубообломочным материалом вулканогенно-терригенные континентальные и морские отложения ковачинской, такарадайской и краснопольевской свит Камчатки и Сахалина сменяются в раннем олигоцене преимущественно морскими вулканогенно-терригенными кремнисто-аргиллитовыми толщами аманинской, генойшинской и нижней части аракайской свит. Приведенные примеры показывают, что изменение осадконакопления на рассматриваемом рубеже было отчетливым явлением.

Однонаправленная смена терригенных формаций эоцена, обогащенных грубообломочным материалом, тонкообломочными (алевритово-глинистыми) осадками первой половины олигоцена, фиксируемая на обширной древней платформенной суше Казахстана и южной части Дальнего Востока, указывает на постепенное сглаживание относительно расчлененного позднеэоценового рельефа в раннеолигоценовое время. Обратная картина – разрастание площади или увеличение высотности раннеолигоценового горного рельефа (сравнительно с позднеэоценовым) происходило в северной части Дальнего Востока, Сибири, ряде приарктических районов и в Закавказье.

Полезные ископаемые в отложениях верхнего эоцена и олигоцена на территории бывшего СССР

Отложения верхнего эоцена и олигоцена содержат месторождения и проявления многих ценных полезных ископаемых – марганцевые, ураново-редкометалльные и железные руды, скопления нефти и газа, янтарь, бурые и каменные угли, россыпи черных и редких металлов, стекольные пески, огнеупорные и бентонитовые глины, кремнистые породы, цеолиты, строительные материалы. Промышленное значение их неодинаково. Мы остановимся на наиболее крупных аккумуляциях минерального сырья. Сведения по полезным ископаемым приведены также в региональных очерках. Во избежание повторений в некоторых случаях мы будем отсылать читателя к соответствующим разделам.

Марганцевые, ураново-редкометалльные и железные руды

В олигоценовом бассейне Восточного Паратетиса (юг Украины, Северный Кавказ, Грузия, Мангышлак) происходило огромное по своим размерам осадочное рудообразование, выделяющееся в ранг исключительных явлений в истории Земли. Это касается как крупномасштабного марганцеворудного процесса, так и формирования уникальных по своей геологической природе комплексных ураново-редкометалльных месторождений, связанных с пластовыми концентрациями металлоносного костного детрита рыб и сульфидов железа. Подобные образования не известны в других формациях Земли.

Следует отметить, что промышленные ураново-редкометалльные месторождения приурочены к более высоким (верхнеолигоценовым) горизонтам, не рассматривавшимся в настоящей монографии. Однако для полноты картины целесообразно кратко охарактеризовать металлоносность майкопской (олигоцен-нижнемиоценовой) формации в целом, поскольку геологические события рубежа эоцена и олигоцена предопределили формирование обоих типов рудных образований, которые можно рассматривать в качестве парагенетических [Столяров, Коченов, 1995].

Концентрации марганца представлены относительно маломощными (1–3 м), но выдержанными нередко на десятки километров пластово-линзовидными залежами преимущественно карбонатного (родохрозит, манганокальцит, олигонит) и, в меньшей степени, оксидного (пиролюзит, псиломелан, манганит) состава. Наиболее крупные рудные концентрации были сформированы на южном склоне Украинского щита, где полоса Никопольского марганцеворудного бассейна в виде узкой (до 25 км) дуги протягивается на 250 км до юго-западной оконечности Приазовского массива, а его общие запасы превы-

шают 2 млрд т руды. Вторым по масштабам рудообразования (300 млн т) является Западно-Грузинский бассейн с Чиатурским и другими месторождениями. К значительно более мелким (десятки миллионов тонн) относятся Лабинское (на Северном Кавказе) и Мангышлакское месторождения, а также Варненское (Оброчиште) в Болгарии.

Ураново-редкометалльные месторождения также представляют собой пластовые (пластово-линзовидные) залежи небольшой мощности (от 1–2 до 3–5 м), но значительной (до 15–20 км) протяженности. Руды являются многокомпонентными и состоят из костного детрита рыб, сульфидов железа и глинистого материала [Столяров, Ивлева, 1991]. Ведущий и наиболее характерный (экзотичный) компонент – костный детрит. Распределение его в рудах может быть сравнительно равномерным, но чаще детрит образует послойные скопления, чередуясь с глинистым материалом, что определяет линзовидно-слоистое или тонкослоистое строение рудных пластов. Количество костного детрита в различных залежах (или их частях) изменяется в широких пределах – от первых процентов до 60–70%, т. е. практически до природного "костного концентрата" с поровым сульфидно-глинистым цементом. По содержанию пятиокиси фосфора (P_2O_5) эти колебания составляют 1–25%. Почти такие же количественные изменения (10–60%) претерпевают сульфиды железа (S пирита 5–30%), состоящие в основном из тонко- или скрытокристаллического ("сажистого") пирита и, реже, марказита. Максимальные их концентрации (40–60%) свойственны так называемым сульфидным прослоям с небольшой (до 5%) примесью костного детрита.

Трехкомпонентные руды, слагающие залежи (месторождения), как и вмещающие их отложения, являются преимущественно некарбонатными. Карбонатность выражена локально: наиболее распространена конкреционная форма карбонатообразования – сидеритовые, доломитовые, кальцитовые (мергельные) конкреции или линзовидные прослои. В отдельных залежах отмечается примесь пелитоморфного кальцита, связанная непосредственно с костным детритом (содержание CO_2 колеблется от 0,5 до 12,5 %).

Все компоненты рудной массы (носители) являются металлоносными. Наиболее широкий спектр полезных элементов связан с минерализированными остатками рыб (преимущественно сельдевыми). Костный фосфат концентрирует целый ряд элементов: уран, скандий, иттрий, лантан и практически все лантаноиды. Наиболее высокие содержания в фосфатном веществе (0,5–2,1%) всегда характерны для суммы лантаноидов, составляющих вместе с лантаном и иттрием группу близких по химическим свойствам редкоземельных элементов ($\sum TR_2O_3$).

Содержание урана в костном фосфате характеризуется значительно большим диапазоном колебаний – от 0,001% до первых процентов, составляя в среднем 0,07–0,35%. Уран, как и редкие земли, в большей степени концентрируется в мелких обломках, образующих песчано-алевритовую фракцию костного детрита, а также в темных пористых костях с примесью органического вещества.

Еще одним элементом, связанным с костным фосфатом, является скандий. Содержание его изменяется в пределах 0,002–0,007%. Скандий повсеместно концентрируется не только в остатках рыб, но также во всей толще майкопских глин в количестве 0,0015–0,0030%, преимущественно 0,0020–0,0025%, а наиболее низкие (0,0005–0,0010%) содержания обычны для известковых глин и мергелей. Таким образом, рудовмещающая майкопская глинистая толща представляется грандиозным вместилищем скандия, сравнительно равномерно рассеянного во всем ее объеме.

Сульфиды железа, состоящие в основном из пирита, всегда характеризуются концентрацией различных халькофильных элементов, среди которых постоянно присутствуют никель, кобальт и молибден в количестве $n \cdot 10^{-2}$% (на рудную массу). Другие элементы – медь, цинк, свинец, мышьяк – отмечаются спорадически. С сульфидным компонентом руд также связан рений, установленный на всех месторождениях. Его содержание в рудах обычно находится в прямой зависимости от количества сульфидов и в среднем составляет $1 \cdot 10^{-4}$%.

Ураново-редкометалльные месторождения составляют два крупных рудных района – Мангышлакский и Волго-Донской (Ергенинский). Кроме того, отдельные месторождения и рудопроявления известны на Северном Кавказе (Черкесское) и в Западном Предкавказье

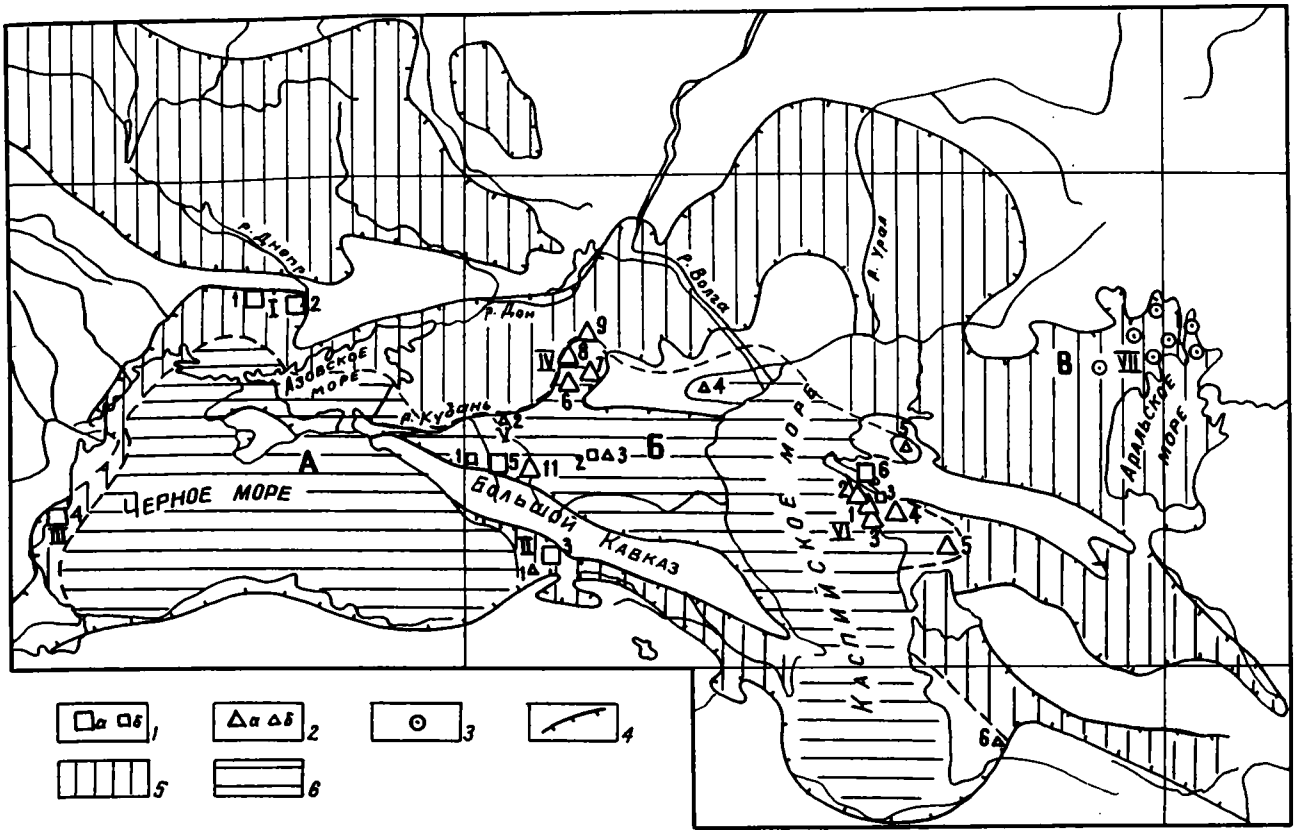


Рис. 12. Схема металлоносности майкопских отложений Восточного Паратетиса

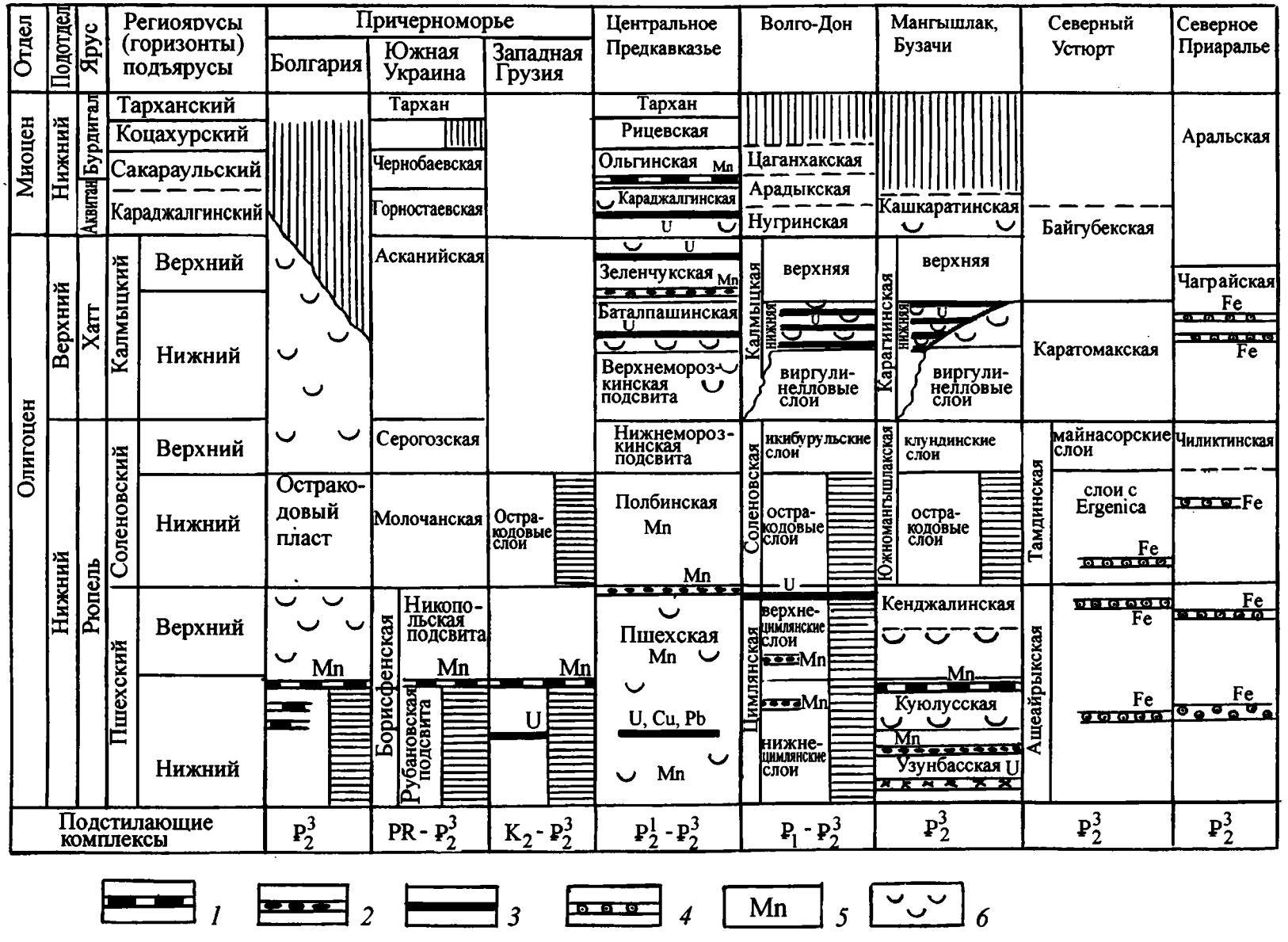
1 – марганцевые образования: а – месторождения, б – рудопроявления; 2 – ураново-редкометалльные образования: а – месторождения, б – рудопроявления; 3 – месторождения и рудопроявления оолитовых железных руд; 4 – основные контуры современного распространения майкопских отложений; 5, 6 – морфологические типы морских бассейнов: 5 – моря шельфового типа, 6 – моря котловинного типа

А – В – рудные провинции: А – Причерноморская, Б – Азово-Каспийская, В – Северного Приаралья и Устюрта. I – VIII – рудные районы: I – Южно-Украинский, II – Западно-Грузинский, III – Варненский (Болгария), IV – Волго-Донской (Ергенинский), V – Предкавказский, VI – Мангышлакский, VII – Северного Приаралья и Устюрта

Марганцевые образования. 1 – 6 – месторождения: 1 – Никопольское, 2 – Большетокмакское, 3 – Чиатурское, 4 – Варненское (Оброчиште), 5 – Лабинское, 6 – Мангышлакское; 1 – 3 – рудопроявления: 1 – Северо-Кавказское, 2 – Предкавказское, 3 – Карагиинское

Ураново-редкометалльные образования. 1 – 11 – месторождения: 1 – Меловое, 2 – Токмакское, 3 – Тасмурунское, 4 – Тайбагарское, 5 – Унэринское, 6 – Степновское, 7 – Багабурульское рудное поле, 8 – Шаргадык-Богородское, 9 – Яшкульское, 10 – Некрасовское, 11 – Черкесское; 1 – 6 – рудопроявления: 1 – Западно-Грузинское (Квирильское), 2 – Ураново-Богословское, 3 – Предкавказское, 4 – Черноземельское (Цубукское), 5 – Бузачинское (Шебирское), 6 – Копетдагское

(Некрасовское и др.) (рис. 12). На Мангышлаке месторождения группируются вокруг бессточной впадины Карагие, составляя Карагиинское рудное поле размером более 100 км [Столяров, Коченов, 1995]. Здесь Меловое и Томакское месторождения отрабатываются более 30 лет. На их базе функционирует Прикаспийский горно-металлургический комбинат (ПГМК) в г. Актау (бывший Шевченко). Волго-Донской (Ергенинский) рудный район располагается в пределах кряжа Карпинского. Основные рудные залежи сконцентрированы в Элистинском блоке на площади 70 х 90 км [Строляров, Ивлева, 1991].


Отдел
Подотдел
Ярус
Регионарусы (горизонты) подъярусы
Причерноморье
Болгария
Южная Украина
Западная Грузия
Центральное Предкавказье
Волго-Дон
Мангышлак, Бузачи
Северный Устюрт
Северное Приаралье
Миоцен
Нижний
Бурдигал
Аквитан
Тарханский
Коцахурский
Сакараульский
Караджалгинский
Тархан
Чернобаевская
Горностаевская
Тархан
Рицевская
Ольгинская
Караджалгинская
Цаганхакская
Арадыкская
Нугринская
Кашкаратинская
Байгубекская
Аральская
Олигоцен
Верхний
Хатт
Калмыцкий
Верхний
Нижний
Асканийская
Зеленчукская
Баталпашинская
Верхнемороз-кинская подсвита
Калмыцкая
верхняя
нижняя
виргули-нелловые слои
Карагинская
верхняя
нижняя
виргули-нелловые слои
Каратомакская
Чаграйская
Нижний
Рюпель
Соленовский
Верхний
Нижний
Серогозская
Нижнемороз-кинская подсвита
Соленовская
никибурульские слои
остра-кодовые слои
Южномангышлакская
клундинские слои
остра-кодовые слои
Тамдинская
майнасорские слои
слои с Ergenica
Чиликтинская
Острако-довый пласт
Молочанская
Остра-кодовые слои
Полбинская
Пшехский
Верхний
Нижний
Никопо-льская подсвита
Борисфенская
Рубановская подсвита
Пшехская
U, Cu, Pb
Цимлянская
верхне-цимлянские слои
нижне-цимлянские слои
Кенджалинская
Куюлусская
Узунбасская
Ашеайрыкская
Mn
U
Fe
Подстилающие комплексы
P_2^3
PR - P_2^3
K_2 - P_2^3
P_2^1 - P_2^3
P_1 - P_2^3
P_2^3
P_2^3
P_2^3
1
2
3
4
5
6

⇐

Рис. 13. Схема стратиграфического распределения концентраций марганца, железа, урана и редких металлов

1 – 6 – металлоносные горизонты: 1 – марганцеворудные, 2 – марганцепроявления, 3 – ураново-редкометалльные, 4 – оолитовых железных руд, 5 – повышенные (надкларковые) концентрации марганца в карбонатных глинах, 6 – "рыбные" литофации (сероводородное заражение)

Помимо марганцевых и ураново-редкометалльных месторождений в море Восточного Паратетиса происходило формирование оолитовых железных руд, достаточно широко развитых в районах Северного Приаралья и Устюрта [Формозова, 1959; Вознесенский, 1978].

Рассматривая пространственное распределение рудных концентраций в целом, независимо от их формационной принадлежности и стратиграфического положения, в Восточном Паратетисе можно выделить следующие рудные провинции (см. рис. 12). На западе располагаются Южно-Украинский, Западно-Грузинский и Болгарский (Варненский) рудные районы (бассей-ны). Они тяготеют к котловине Черного моря и составляют Причерноморскую рудную провинцию. Последняя является почти исключительно марганцеворудной; можно лишь отметить наличие ураново-редкометалльного проявления (Кви-рильского) в Западной Грузии [Туманишвили, 1985].

На востоке Паратетиса Волго-Донской (Ергенинский), Предкавказский и Мангыщлакский районы можно объединить в Азово-Каспийскую рудную провинцию. Она характеризуется уже существенным преобладанием ураново-редкометалльных месторождений и проявлений, но включает также и марганцевые (Лабинское, Мангышлакское). Наконец, железорудный район Северного Приаралья и Устюрта занимает обособленное положение и может составить соответствующую по названию рудную провинцию.

В стратиграфическом отношении (рис. 13) основные марганцевые и ураново-редкометалльные месторождения также разобщены: наиболее крупные рудные образования сосредоточены на двух стратиграфических уровнях – пшехском и калмыцком, что свидетельствует о существовании достаточно специализированных эпох рудообразования: раннеолигоценовой марганцевой и позднеолигоценовой ураново-редкометалльной. Формирование железных руд в Северном Приаралье и Устюрте, напротив, было растянуто на весь олигоценовый период. Обращает на себя внимание удивительная синхронность [Попов, Ахметьев и др., 1993] и относительная кратковременность основных фаз как марганцевого, так и ураново-редкометалльного рудообразования на обширных пространствах Восточного Паратетиса. В особенности это свойственно раннеолигоценовому марганцеворудному этапу, развитому наиболее широко – от Болгарии до Мангышлака.

Обстановка, благоприятная для марганцевого и ураново-редкометалльного рудообразования, сохранялась в течение всего майкопского (олигоценового-раннемиоценового) периода развития Восточного Паратетиса. Об этом свидетельствуют латеральные фациальные соотношения указанных типов рудных концентраций, установленные в ряде рудных районов (Мангышлакском, Западно-Грузинском и др.), а также наличие завершающего этапа марганцевого рудообразования в раннем миоцене (Лабинское месторождение).

Региональный фациально-палеогеографический контроль рудных образований Восточного Паратетиса обнаруживает определенную взаимосвязь с морфологическими особенностями морских бассейнов и их палеогидрологической обстановкой. В этом отношении черты общности свойственны марганцевым и ураново-редкометалльным месторождениям. Они формировались в пределах палеогеографических элементов, осложнявших внешнюю часть шельфовой области (острова, полуострова, банки), где последняя сочленялась с глубоководными котловинами, зараженными сероводородом. Отсутствие в рудных районах значительных областей сноса (в том числе и на Украинском щите) может свидетельствовать в пользу внутрибассейнового источника марганца и урана, а также редких металлов и железа.

Совершенно иную палеогеографическую позицию занимают оолитовые железные руды Северного Приаралья и Устюрта: они развиты в прибрежных фациях внутренних морей и в аллювиальных отложениях приморской равнины (фации дельт рек и прибрежного открытого мелководья), что определенно указывает на поступление железа из кор выветривания обширных, областей питания [Вознесенский, 1978]. Отметим

что прослои и линзы средне-верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых континентальных (озерных) оолитовых или бобовых железных руд встречаются также на территории Зайсанской впадины, юго-востока Западной Сибири и севера Тургайского прогиба (Лисаковское месторождение).

Примечателен историко-геологический (геодинамический) аспект марганцевого рудообразования. Как следует из анализа геологических событий в Восточном Паратетисе, резкое проседание котловин в начале олигоцена к середине пшехского времени сменилось их воздыманием. Поднятиям дна котловин отвечает ингрессия моря в марганцеворудных районах Украины, Грузии и Болгарии, сопровождавшаяся развитием рудообразующих процессов и несогласным залеганием рудных образований зачастую на более древних породах, включая коры выветривания кристаллических пород Украинского щита (см. рис. 13). Совпадение процессов ингрессии и рудообразования может быть связано с подъемом глубинных сероводородных марганценосных вод (апвеллинг) и выпадением марганца на окислительном (кислородном) геохимическом барьере. С позиций подобной историко-геологической модели рудообразования можно более определенно судить об удивительной синхронности и кратковременности ("вспышка") крупномасштабных марганцеворудных процессов в различных районах Восточного Паратетиса в раннем олигоцене.

Поздний олигоцен, начавшийся новым этапом интенсивных опусканий в котловинах внутришельфовой области [Попов, Ахметьев и др., 1993], в историко-геологическом отношении повторил раннеолигоценовый цикл развития, но отразил иную, ураново-редкометалльную, эпоху. В это время область рудообразования в Восточном Паратетисе значительно сократилась, поскольку глубоководные прогибы с сероводородным заражением существовали лишь в Кавказско-Прикаспийской его части (и, вероятно, в глубоководной области Черного моря). Сероводородные фации вплотную подступали к островным сооружениям Мангышлака и кряжа Карпинского, где происходило формирование ураново-редкометалльных месторождений [Столяров, Ивлева, 1991; Столяров, Коченов, 1995]. Севернее, в пределах плоских шельфовых (кислородных) морей Устюрта, Волго-Дона и Причерноморской впадины, условия для развития марганцеворудных процессов оказались недостаточно благоприятными. Лишь в раннем миоцене в краевых (дельтовых) фациях островного сооружения Большого Кавказа, круто сочленявшегося с глубоководным прогибом Предкавказья, вновь происходило марганцевое рудообразование [Калиненко, 1990].

Уникальная рудоносность майкопской формации олигоцена – нижнего миоцена была предопределена геологическими событиями на рубеже эоцена и олигоцена, которые привели к качественно новому этапу геологического развития. Эти события были обусловлены: резкой активизацией дифференциальных тектонических движений с высокоамплитудной разнонаправленной подвижностью внешельфовой (котловинной) области [Столяров, 1978] при относительной стабильности жестких блоков по периферии [Столяров, 1993]; сероводородным заражением глубинных вод и обогащением их марганцем, ураном и редкими металлами, вероятно, поступавшими по зонам активизированных глубинных разломов; подъемом металлоносных сероводородных вод к "барьерным" палеогеографическим элементам внешней части шельфовой области, где в краевой зоне сероводородной фации формировались ураново-редкометалльные месторождения, а в кислородной – крупные концентрации марганца.

Угли

Во второй половине эоцена углистые или угленосные формации получили доминирующее распространение во многих регионах древней гумидной суши, что связывается с активизацией тектонических движений [Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983; Варнавский и др., 1982]. Наиболее многочисленные месторождения углей преимущественно паралического, реже лимнического типа установлены на Тихоокеанской окраине континента (в Приамурье, Приморье, на Сахалине, Камчатке). Одновременно угленакопление происходило на севере Казахстана, в Сибири, во впадинах арктических районов.

В раннем олигоцене на значительной части гумидной суши (Северный Казахстан, Тургай, Дальний Восток, Сахалин, Камчатка) образова-

ние углистых и угленосных формаций ослабевает или совсем прекращается. На примере Центрального и Восточного Казахстана показано [Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983], что причиной этого явилась стабилизация тектонического режима. Небольшие участки угленакопления для этого времени отмечены лишь на севере Дальнего Востока, а также в Западно-Сибирской низменности, осушавшейся после регрессии эоценового моря. Даже в приморских ландшафтах, наиболее перспективных в отношении углеобразования, в раннем олигоцене оно не происходило или было очень слабым. Так, в Приаралье [Вознесенский, 1978, 1988] мощность сформированных угольных пластов не превышает 5–20 м.

Полезные ископаемые, связанные с перемывом древних кор выветривания

К их числу относятся стекольные пески, огнеупорные глины, россыпи черных и редких металлов. Наиболее интенсивно и масштабно процессы раннекайнозойского выветривания осуществлялись на западе древней платформенной суши (Южная Сибирь, Урал, Сибирская платформа, а также Северный Казахстан и южная часть Восточно-Европейской платформы). Во второй половине эоцена в этих регионах происходит перемыв унаследованных кор выветривания и коррелятных им осадочных маастрихт-среднеэоценовых гумидных красноцветов. Это способствовало возникновению многочисленных средне-позднеэоценовых месторождений и проявлений стекольных песков, огнеупорных глин в континентальных или прибрежно-морских фациях. Одновременно создавались благоприятные обстановки для формирования россыпей тяжелых металлов, устойчивых в зоне выветривания, как, например, касситерита или золота на территории Южно-Алтайской суши [Ерофеев, 1969] или ильменита и циркона в прибрежно-морских фациях на юге Западной Сибири и в прилегающих районах Казахского щита [Долгополов, 1989], а также в Приаралье [Вознесенский, 1978].

На востоке Сибирской платформы и в пределах молодых платформ Дальнего Востока процессы формирования кор выветривания в раннем кайнозое ослабели или прекратились совсем. Поэтому реликты погребенных каолинитовых кор выветривания и кварц-каолинитовых продуктов их перемыва в разрезах эоцена встречаются здесь редко и локально, но все же местами они могут иметь практическое значение.

Линзы эоцен-раннеолигоценовых обломочных терригенных пород перспективны на поиски россыпей тяжелых металлов – например, в Нижнеколымском прогибе [Макаров и др., 1984]. Циркониевые россыпи в раннеолигоценовых отложениях известны по западной периферии древней Казахской суши и обрамлению Урала в пределах Северного Приаралья, Тургая и юга Западно–Сибирской плиты.

Бентонитовые глины, цеолиты

Основная часть позднеэоценовых – раннеолигоценовых месторождений и проявлений связана с продуктами преобразования вулканических пеплов или туфов. Поэтому наиболее перспективны на поиски данного сырья обогащенные вулканогенным материалом отложения на территории складчатых областей или активизированных участков платформ Дальнего Востока, Копетдага, Малого Кавказа. Кроме того, небольшие проявления верхнеэоценовых бентонитовых глин разного генезиса установлены в тавдинской свите на юге Тюменской области, в чеганской свите Приаралья, в ханабадской свите Ферганы.

Так как продукты преобразования вулканических стекол, помимо бентонитов, нередко содержат скопления цеолитов, перечисленные выше районы древнего активного вулканизма перспективны на поиски этого вида сырья (нижнеолигоценовые вулканогенно-осадочные толщи Сахалина и Сихотэ-Алиня).

Строительные материалы

Эоцен-олигоценовые отложения часто привлекаются в качестве строительнвх материалов. Пески и более грубообломочные породы используются для строительных работ и приготовления бетона, производства силикатных блоков. Древние аридные глинистые эоцен-олигоценовые отложения на территории Казахстана и Средней Азии применяются как кирпичное сырье или для приготовления буровых растворов.

Грунтовые воды

Нередко грубообломочные континентальные эоценовые отложения содержат скопления пресных пластовых вод, представляющих практический интерес (что особенно важно для засушливых районов Казахстана и Средней Азии).

Янтарь

Крупнейшие в мире промышленные залежи янтаря приурочены к верхнеэоценовым отложениям (прусская свита) Литвы и Калининградской области России. Наиболее известными являются месторождения Приморское и у пос. Янтарный, более мелкие проявления известны из ряда мест на Самбийском полуострове и прилегающей акватории Балтийского моря. Восточнее янтареносные слои имеют нижнеолигоценовый возраст (Клесовское месторождение Ровенской области, Украина). На территории Беларуси местонахождения янтаря промышленного значения не имеют. Более подробно данные о янтареносности изложены в разделе "Регион III" [Геологические и биотические события ..., 1996].

Нефть и газ

Верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые отложения Северного Кавказа содержат промышленные залежи нефти и газа. Здесь выделяются три нефтегазоносные области: Азово-Кубанская, Ставропольская и Терско-Кумская.

В Азово-Кубанском бассейне нефтяные и газонефтяные залежи сгруппированы в трех нефтегазоносных районах: Крымско-Варениковском, Северском и Хадыженском. В каждом из них имеется серия промышленных месторождений. Обычно они имеют многопластовое строение, причем главные залежи нередко приурочены к осадкам нижнего олигоцена (пшехские слои майкопской серии). Нефтяные месторождения в этом бассейне преобладают над газонефтяными.

Со Ставропольской нефтегазоносной областью связаны богатейшие промышленные залежи газа, формирующие несколько месторождений. Около 90% выявленных запасов Ставрополья приурочено к песчаникам и алевролитам пшехских слоев майкопской серии (нижний олигоцен).

Терско-Кумский бассейн характеризуется наличием нескольких крупных нефтяных и нефтегазовых многопластовых месторождений. Залежи нефти и газа связаны здесь с отложениями как верхнего эоцена, так и олигоцена.

С большими подробностями данные о нефтегазоносности Северного Кавказа приведены в разделе "Регион VII" [Геологические и биотические события ..., 1996].

Проявления нефти отмечены в обломочных эоценовых отложениях на территории Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья и Среднеамурской впадины. Тонкие существенно глинистые нижнеолигоценовые отложения данных районов являются водоупорами, образуют покрышки и способствуют концентрации углеводородов.

На территории Средней Азии скопления нефти приурочены к пескам в кровле верхнеэоценовой (?) сумсарской свиты Ферганы.

Цементное сырье

Мергели и глинистые известняки белоглинской свиты (верхний эоцен) Северного Кавказа являются прекрасным сырьем для производства различных марок цемента. В некоторых случаях породы используются в чистом виде, в других случаях – с глинистой добавкой. Большая мощность белоглинской свиты (до 120 м) и высокое качество пород делают месторождения высоко рентабельными (Абадзехское, Черкесское, Ахсарисарское, Саурское, Тарское и др.).

Рудная минерализация, связанная с областями активного магматизма и вулканизма в пределах Крымско-Кавказской области и Дальнего Востока

Сульфидные, полиметаллические и редкометалльные месторождения связаны с кислыми интрузиями олигоценового возраста в пределах Малого Кавказа. Коренные месторождения золота олигоценового возраста, являющиеся источниками россыпных концентраций в четвертичных отложениях, известны в Нижнем Приамурье и Тумнинском районе Северного Сихотэ-Алиня. Они связаны с экструзиями липаритов и кварцевых порфиров (Колчанское, Белогорское и Многовершинное месторождения).

Опорные разрезы границы эоцена и олигоцена на территории бывшего СССР

Как уже указывалось во Введении к настоящей монографии [Геологические и биотические события ..., 1996], перед началом исследований по Проекту № 174 "События терминального эоцена" Международной программы геологической корреляции (1980–1985 гг., в СССР – до 1987 г.) в качестве кандидата на рубеж эоцена и олигоцена предполагалась граница фораминиферовых зон Turborotalia centralis – Globigerina gortanii и Globigerina tapuriensis. Одна из задач участников проекта заключалась в подборе разрезов с непрерывным характером осадконакопления, которые могли бы претендовать на роль Международного стратотипа границы эоцена и олигоцена и роль стратотипов регионального масштаба этого уровня (принимая во внимание разнообразие фаций, палеоклиматических поясов и биогеографических провинций).

Результаты исследований были опубликованы в сводном томе "События терминального эоцена" [Pomerol, Premoli Silva (Eds), 1986]. Работа мирового сообщества ученых подтвердила правильность выбора границы зон Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (P17) и Globigerina tapuriensis (P18) в качестве рубежа эоцена и олигоцена. Подошва зоны Globigerina tapuriensis была прослежена субглобально. На этом уровне (или около него) кардинально меняется состав морской и континентальной биоты, происходят важнейшие палеоклиматические изменения, палеогеографическая и тектоническая перестройки. Как кандидаты на стратотип границы эоцена и олигоцена были предложены непрерывные разрезы в пелагических фациях на территории Италии, Испании, Барбадоса, Новой Зеландии, СССР, Мексики, Танзании, Румынии, а в неритических морских фациях – в Италии, Австралии, США, СССР, Турции, Японии и Индонезии. В Советском Союзе к стратотипическим разрезам границы эоцена и олигоцена были отнесены Ланджар в Армении [Krasheninnikov et al., 1986], р. Кубань на Северном Кавказе [Krasheninnikov, 1986], Киин-Кериш на оз. Зайсан в Юго-Восточном Казахстане [Akhmetiev et al., 1986] и на острове Карагинский у восточного побережья Камчатки [Serova, 1986].

На 28-м Международном Геологическом Конгрессе в Вашингтоне (1989 г.) Международная подкомиссия по стратиграфии палеогена единогласно приняла решение – в качестве границы эоцена и олигоцена считать границу зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (верхний эоцен) и зоны Globigerina tapuriensis (нижний олигоцен), т. е. уровень исчезновения планктонных фораминифер семейства Hantkeninidae. Стратотипическим разрезом границы эоцена и олигоцена был признан и официально утвержден разрез Массиньяно на севере Италии.

Ниже приводится краткое описание основных особенностей стратотипического разреза Массиньяно (Италия), а также опорных разрезов границы эоцена и олигоцена на территории бывшего СССР. Поскольку огромная территория СССР охватывала различные литолого-фациальные, палеоклиматические и биогеографические области палеогенового времени, в качестве опорных рекомендуются пять разрезов.

Разрез Ланджар (Южная Армения) приурочен к северному краю тропическо-субтропической Средиземноморской провинции; по своей палеонтологической характеристике он почти повторяет разрез Массиньяно на севере Италии (описание выполнено В.А.Крашенинниковым и Н.И.Запорожец).

Разрез по р.Кубань у Черкесска (Россия) находился в пределах субтропической-умеренной палеоклиматической зоны, знаменуя переход от пелагических фаций к неритическим фациям эпиконтинентального морского бассейна на юге Русской платформы; в составе органического мира отсутствует целый ряд южных форм (В.А.Крашенинников и Н.И.Запорожец).

Разрез Северного Устюрта (Западный Казахстан) располагался в полосе умеренного палеоклиматического пояса, где были развиты неритические фации бассейна Северного Прикаспия (М.А.Ахметьев, Н.И.Запорожец, В.А.Крашенинников). Этот разрез чрезвычайно важен как переход к умеренному и бореальному морскому палеогену Тургая и Западной Сибири и континентальному палеогену Восточной Сибири.

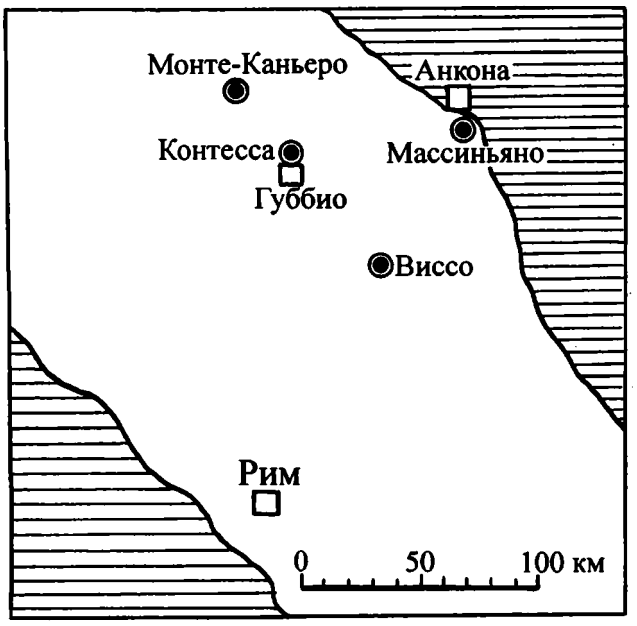


Рис. 14. Географическое положение разреза Массиньяно (Северная Италия) – стратотипа границы эоцена и олигоцена

Разрез Киин-Кериш во впадине оз. Зайсан (Юго-Восточный Казахстан) сложен континентальными отложениями с богатой фауной и флорой; он имеет принципиальное значение для расчленения позднеэоценовых и олигоценовых осадков Древней Казахстанской суши (М.А.Ахметьев, Б.А.Борисов, Н.И.Запорожец, В.Л.Яхимович).

Наконец, разрез на полуострове Карагинский у восточного побережья Камчатки (Россия) дает представление о положении границы эоцена и олигоцена в последовательности морских осадков палеогена Тихоокеанской биогеографической области (М.Я.Серова).

Стратотипический разрез границы эоцена и олигоцена Массиньяно (Северная Италия)

Стратотипический разрез границы эоцена и олигоцена Массиньяно находится на севере Италии (провинция Марке, на побережье Адриатического моря к юго-востоку от Анконы) (рис. 14). Всестороннему его описанию посвящена монография "Граница эоцена и олигоцена в бассейне Марке – Умбрия (Италия)" [Premoli Silva, Coccioni, Montanari (Eds.), 1988].

В этом районе палеоген сложен непрерывной серией пелагических осадков, в которой для тщательного изучения был выбран 23-метровый интервал. Он включает отложения почти всего верхнего эоцена (19 м) и нижние слои олигоцена (4 м). В рассматриваемом интервале различаются две формации. Нижняя формация Скальа вариегата представлена зеленовато-серыми сильноизвестковистыми мергелями; содержание глинистого вещества вверх по разрезу возрастает от 10 до 20% [Odin, Clauser, Renard, 1988]. Характерной особенностью формации является наличие прослоев красноватых мергелей. Верхняя формация Скальа синереа сложена зеленовато-серыми мергелями, где содержание глинистого материала колеблется от 25 до 35%. Граница между формациями находится почти в кровле зоны Turborotalia cocoaensis (верхний эоцен), т. е. расположенная на 7 м выше по разрезу граница эоцена и олигоцена находится внутри монотонных осадков формации Скальа синереа и сменой литологического состава не выражена. Изменение соотношения в осадках известкового и глинистого компонентов объясняется усилением привноса в олигоценовое время тонкого терригенного материала и ослаблением биологической продуктивности морского бассейна (рис. 15).

По планктонным фораминиферам в разрезе устанавливаются зональные подразделения Карибской шкалы [Coccioni, 1988; Coccioni, Monaco et al., 1988]. Верхний эоцен (приабонский ярус) включает зону Globigerapsis semiinvoluta (P15) с индекс-видом, G. index, Turborotalia pomeroli, Hantkenina alabamensis; зону Turborotalia cocoaensis (P16) с индекс-видом, T. cunialensis, Globigerapsis index, G. luterbacheri, Cribrohantkenina inflata, C. lazzarii, Hantkenina suprasuturalis, H. alabamensis, H. cf. dumblei; зону Turborotalia centralis (P17), в кровле которой заканчивают свое существование индекс-вид, T. cunialensis, Cribrohantkenina lazzarii, Hantkenina alabamensis, H. suprasuturalis. Нижний олигоцен (рюпельский ярус) начинается зоной Globigerina tapuriensis (P18), где индекс-вид сопровождается обычным комплексом мелких глобигерин, турбороталий и псевдохастигерин.

По наннопланктону в разрезе Массиньяно установлены зона Chiasmolithus oamaruensis (NP18),

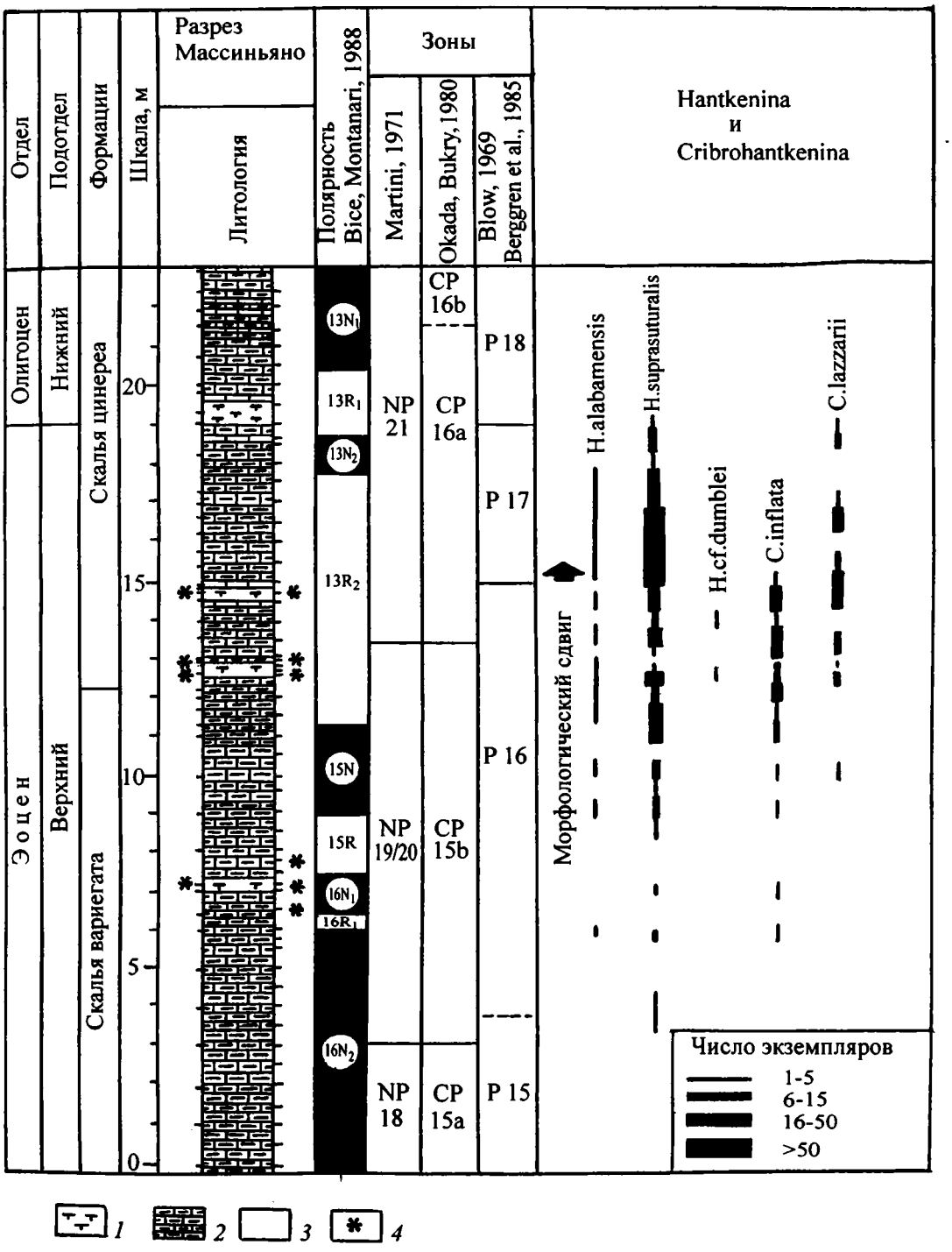


Рис. 15. Разрез Массиньяно (Северня Италия) – стратотип границы эоцена и олигоцена. Показано распространение видов Hantkenina и Cribrohantkenina (и количество их экземпляров в образце) на фоне хроно-, лито-, магнито- и биостратиграфии, по Р.Коччиони [Coccioni, 1988]

1 – 3 – мергели: 1 – зеленовато-серые, 2 – зеленовато-серые, известковистые, 3 – красноватые; 4 – слои мергелей, обогащенных биотитом

нерасчлененные зоны Isthmolithus recurvus (NP19) и Sphenolithus pseudoradians (NP20) в отложениях верхнего эоцена и зона Ericsonia subdisticha (NP21). Последняя относится к самой верхней части верхнего эоцена (самая верхняя часть фораминиферовой зоны Turborotalia centralis) и низам олигоцена (фораминиферовая зона Globigerina tapuriensis), т. е. граница эоцена и олигоцена проходит внутри зоны Ericsonia subdisticha.

Магнитостратиграфическое изучение разреза Массиньяно показало, что пограничные слои эоцена и олигоцена (верхняя часть зоны Turborotalia cocoaensis и зоны Turborotalia centralis и Globigerina tapuriensis) соответствуют хрону 13 магнитостратиграфической шкалы [Bice, Montanari, 1988]. Граница эоцена и олигоцена находится внутри интервала обратной намагниченности 13R. Последний небольшим эпизодом прямой намагниченности $13N_2$ подразделяется на $13R_1$ и$13R_2$. Граница эоцена и олигоцена (подошва зоны Globigerina tapuriensis) проходит в самой нижней части $13R_1$, практически совпадая с кровлей эпизода прямой намагниченности $13N_2$.

Анализ изотопного состава Sr из морских пелагических известняков разреза Массиньяно показал, что в интервале данной пачки осадков (соответствует примерно 4 млн лет) отношение ^{87}Sr / ^{86}Sr увеличилось на $7 \cdot 10^{-5}$. На границе эоцена и олигоцена это соотношение равно 0,70791±0,00001 [Capo, De Paolo, 1988].

Несколько прослоев мергелей в разрезе Массиньяно обогащены биотитом вулканического происхождения, геохимически гомогенным и минералогически неизмененным [Odin, Guise et al., 1988; Odin, Montanari, 1988]. Самый верхний из них находится в 4 м ниже границы эоцена и олигоцена, располагаясь в подошве зоны Turborotalia centralis. Радиометрические исследования (K/Ar, ^{39}Ar / ^{40}Ar) дали датировку 34,3±0,3 млн лет. Следовательно, возрастной рубеж эоцена и олигоцена оценивается величиной, несколько меньшей 34,5 млн лет.

Органикостенный фитопланктон из типового разреза Массиньяно остается до сих пор неизученным. Однако в окрестностях Анконы на расстоянии не более 1 км от типового разреза имеется второй разрез – у водопада Кондотто. Здесь обнажается та же мергелистая толща. Диноцисты этого разреза изучали У.Биффи и С.Манум [Biffi, Manum, 1988]. По их мнению, в разрезе непосредственно на границу падает небольшой перерыв. Эоценовая диноцистовая зона (DE, по Биффи и Мануму) в разрезе водопада Кондотто соответствует неразделенным наннопланктонным зонам NP19–NP21 и зонам P17–?P18 по планктонным фораминиферам. Комплекс зоны DE включает следующие доминирующие в нем виды: Areosphaeridium sp., Adnatosphaeridium reticulosa, Impagidinium dispertitum, Deflandrea phosphoritica, Corrudinium incompositum, Cordosphaeridium cf. funiculatum. В олигоценовую часть этого разреза не переходят Areosphaeridium multicornutum, A. diktyoplokus, Cordosphaeridium cf. funiculatum, Glaphyrocysta semitecta.

Особенности разреза Массиньяно – морские пелагические осадки, непрерывность процесса седиментации, отсутствие фациальных изменений у границы эоцена и олигоцена, хорошая палеонтологическая характеристика, применимость методов магнитостратиграфии, геохронометрии и хемостратиграфии в сочетании с комплексными исследованиями высокой точности – позволяют видеть в этом разрезе надежный стратотип границы эоцена и олигоцена.

Аналогичные исследования верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений в соседних разрезах Марке и Умбрии (Монте-Каньеро, Губбио, Контесса и др.) и более северных районов провинции Виченца (Приабона) подтверждают результаты изучения разреза Массиньяно, увеличивая уровень их достоверности и надежности. Вместе с тем, они добавляют некоторые новые важные данные. Так, в этом стратотипическом районе выделения приабонского яруса К.Груа-Каваньетто и В.Барбин [Gruas-Kavagnetto, Barbin, 1988] изучили диноцисты из четырех близко расположенных друг к другу разрезов – Брессано, Брендола, Приабона и Моссано. Доминирующими таксонами приабонского комплекса являются Homotryblium plectilum, Areosphaeridium arcuatum, A. multicornutum, Operculodinium microtrianium (верхний эоцен).

Подошва верхнего эоцена (приабонского яруса) в стратотипическом разрезе этого яруса у Приабоны датируется методом треков по циркону и апатиту как 37 млн лет [Barbin, 1988]. Концентрации вулканического биотита в тонких прослоях мергелей с пеплом непосредственно у границы эоцена и олигоцена позволяют оценить возраст этого уровня как 33,7±0,5 млн лет

[Montanari, Deino et al., 1988]. Кровля зоны Globigerina tapuriensis (нижний олигоцен) в разрезе Губбио коррелируется с верхней границей хрона 13 и содержит прослой с вулканическим биотитом, возраст которого 33,4±0,4 млн лет [Odin, Guise et al., 1988].

Во всех разрезах граница эоцена и олигоцена находится в обратно намагниченном интервале хрона 13, немного выше нормального эпизода $13N_2$ [Nocchi et al., 1986; Napoleone, 1988; Premoli Silva, Orlando et al., 1988]. Однако в разрезе Контесса Хайвей III обратно намагниченный интервал 13R содержит три нормально намагниченных эпизода. Очевидно, их следует рассматривать как эквивалент упраздненной 14-ой аномалии океанического дна. Необходимо добавить, что в более ранних сводных работах [Lowrie, Alvarez, 1981; Lowrie et al., 1982; Berggren et al., 1985; Harland et al., 1982; Lowrie, Kent, 1983; Poore et al., 1982] граница эоцена и олигоцена находится в пределах хрона 13R, но на различных его уровнях до подошвы этого хрона. На языке биостратиграфии это означает,что граница эоцена и олигоцена по палеомагнитным данным проводится в довольно узком интервале верхней части зоны Turborotalia cocoaensis и зоны Turborotalia centralis. Поэтому определение в разрезе эпизода обратной намагниченности хрона 13 уже само по себе намечает интервал, в котором располагается граница эоцена и олигоцена. Но, конечно, предпочтение следует отдавать варианту проведения границы эоцена и олигоцена в самой нижней части эпизода $13R_1$, ибо биостратиграфические и магнитостратиграфические исследования в разрезах Северной Италии отличаются высокой степенью точности.

Таким образом, стратотипический разрез границы эоцена и олигоцена Массиньяно предоставляет биостратиграфические, магнитостратиграфические, геохронологические и геохимические критерии для определения положения этого рубежа в разрезах морских пелагических отложений и магнитостратиграфические и геохронологические критерии – в случае мелководных морских и континентальных отложений.

Разрез Ланджар (Южная Армения)

На южном склоне Малого Кавказа палеогеновые отложения широко развиты в Ереванo-Ордубадской структурно-фациальной зоне, расположенной на правом берегу р.Аракс (см. рис. 8). Они представлены мощной толщей карбонатных, терригенных и вулканогенных пород. Таксономический состав планктонных фораминифер, нуммулитов, моллюсков и флористических остатков показывает, что в палеогеновое время эта зона принадлежала Средиземноморской тропической–субтропической палеобиогеографической области.

Наиболее полный разрез осадков верхнего эоцена и нижнего олигоцена находится на окраине сел. Ланджар (или Биралу), примерно в 100 км к востоку от Еревана. Средний (зона Truncorotaloides rohri) и верхний эоцен связаны постепенным переходом, какие-либо следы перерыва отсутствуют. Нижний олигоцен покрывается базальтами. С той или иной степенью детальности разрез Ланджар неоднократно освещался в литературе [Саакян-Гезалян, 1957; Габриелян, 1964; Григорян, 1986; Крашенинников, Птухян, 1973, 1986; Крашенинников, Музылев, Птухян, 1985; Крашенинников и др., 1989; Krasheninnikov et al., 1986].

К верхнему эоцену и зоне Globigerina tapuriensis нижнего олигоцена относится толща светло-серых и зеленовато-серых мергелей и известковистых глин с редкими и тонкими прослоями известковистых песчаников; мощность около 90 м. В нижней части толщи имеется пачка (до 10 м) более плотных светло-серых известняков и мергелей с нуммулитами (слои с Nummulites millecaput, или слои с Nummulites maximus, по современной номенклатуре). В эоцене преобладают светлые мергели и глинистые известняки, в олигоцене доминируют более темные известковистые глины. Постепенное изменение окраски пород хорошо наблюдается в обнажении (крутой правый борт ручья). Однако сама граница эоцена и олигоцена литологически не выражена. В пределах данного интервала обнаженность пород полная. Между отложениями зоны Globigerina tapuriensis и зоны Globigerina sellii нижнего олигоцена простирается плохо обнаженное пространство, скрывающее примерно 7–10 м отложений.

Зона Globigerina sellii представлена совершенно иным комплексом отложений – чередованием желтых песчаников с подчиненными прослоями слабокарбонатных песчанистых глин;

мощность около 150 м. Вверх по разрезу количество глинистых прослоев уменьшается. В основании толщи залегает пачка крепких песчанистых известняков и песчаников (около 13 м) с нуммулитами и моллюсками.

Верхний эоцен по планктонным фораминиферам подразделяется на три зоны:

зону Globigerapsis semiinvoluta (P15) с редкими экземплярами индекс-вида и обильными G. index, G. tropicalis, Globigerina corpulenta, G. tripartita, G. galavisi, G. subtriloculinoides, Turborotalia centralis, T. cerroazulensis, Hantkenina alabamensis, H. suprasuturalis, Pseudohastigerina micra;

зону Turborotalia cocoaensis (P16), где присутствует тот же комплекс видов, но без Globigerapsis semiinvoluta. Совместно с ними встречаются довольно многочисленные экземпляры Cribrohantkenina inflata, Turborotalia cocoaensis и более редкие T. cunialensis;

зону Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (P17), которая характеризуется многочисленными Globigerina corpulenta, G. galavisi, G. tripartita, G. ouachitaensis, G. praebulloides, Pseudohastigerina micra, более редкими Turborotalia centralis, Globigerina gortanii и единичными Turborotalia cunialensis и Hantkenina suprasuturalis. В этой зоне появляются Globigerina officinalis, G. prasaepis, G. ampliapertura, Turborotalia permicra, но здесь они еще немногочисленны. Представители Globigerapsis, Cribrohantkenina, а также Turborotalia cerroazulensis и T. cocoaensis отсутствуют.

В нижнем олигоцене по планктонным фораминиферам установлены две зоны:

зона Globigerina tapuriensis (P18) содержит очень богатый комплекс – G. tapuriensis, G. ampliapertura, G. officinalis, G. prasaepis, G. praebulloides, G. galavisi, G. tripartita, G. ouachitaensis, G. angustiumbilicata, Cassigerinella chipolensis, Turborotalia nana, T. gemma, T. permicra, Pseudohastigerina micra, Ps. barbadoensis, Chiloguembelina cubensis;

зона Globigerina sellii (P19) характеризуется практически аналогичным комплексом планктонных фораминифер, но совместно с ними встречаются немногочисленные экземпляры индекс-вида. Микрофауна здесь обедненная в связи с песчанистым составом осадков. Особенно это касается верхней части пачки песчаников, где прослои глин очень редки. Представители рода Pseudohastigerina в кровле пачки не обнаружены, что может свидетельствовать о принадлежности осадков уже к следующей зоне Globigerina ampliapertura. Однако исчезновение их может быть связано и с фациальными особенностями осадков. Во всяком случае, наличие редких экземпляров Globigerina ampliapertura указывает, что возраст отложений не может быть моложе зоны Globigerina ampliapertura, т. е. не выходит за пределы нижнего олигоцена.

По наннопланктону в верхнем эоцене выделяется зона Discoaster barbadiensis, где индекс-вид сопровождается D. saipanensis, D. tani, D. nodifer, Reticulofenestra bisecta, Corannulus germanicus, Lanternithes minutus, Chiasmolithus oamaruensis. Появление редких экземпляров Isthmolithus recurvus позволяет различать нижнюю подзону Chiasmolithus oamaruensis и верхнюю подзону Isthmolithus recurvus. Граница между ними совпадает с подошвой фораминиферовой зоны Turborotalia cocoaensis. К сожалению, границу зон Discoaster barbadiensis и Ericsonia subdisticha в разрезе Ланджар наметить трудно – розетковидные дискоастеры (D. barbadiensis, D. saipanensis) совместно с дискоастерами среднего эоцена встречаются и выше подошвы зоны Globigerina tapuriensis (т. е. выше подошвы олигоцена). Подобный смешанный состав дискоастеров, очевидно, связан с их переотложением из более древних осадков.

Крупные фораминиферы ассоциируют с двумя стратиграфическими уровнями. В нижней части зоны Globigerapsis semiinvoluta (верхний эоцен) встречаются Nummulites maximus, N. fabianii, N. striatus, N. incrassatus и различные дискоциклины (слои с Nummulites maximus, зона Nummulites fabianii). В основании зоны Globigerina sellii (нижний олигоцен) определены Nummulites intermedius (=N. fichteli), N. fabianii retiatus, N. incrassatus, N. vascus initialis (зона Nummulites fichteli).

Отложения верхнего эоцена – нижнего олигоцена содержат богатые спорово-пыльцевые комплексы. Изменение палинофлоры по разрезу Ланджар происходит очень постепенно, причем рубежи ее изменения не совпадают с границами зон по планктонным фораминиферам. Снизу вверх выделяются четыре палинокомплекса.

Первый палинокомплекс приурочен к зоне Globigerapsis semiinvoluta и к нижней части зоны

Turborotalia cocoaensis (верхний эоцен). Содержание пыльцы покрытосеменных колеблется от 5 до 24%, сокращаясь в конце этого интервала до 8%. Постоянно присутствие пыльцы субтропических дубов (до 5%) – Quercus gracilis, Q. graciliformis, Q. conferta, а также Castanopsis, Palmae, Nyssa, Rhus, Myrica, Magnoliaceae, водных растений и трав. Содержание споровых находится в пределах 8,5–16%. Обнаружены споры субтропических папоротников – Gleichenia, Schizaea, Lygodium. Среди голосеменных отмечается относительно невысокое содержание пыльцы сосны (менее 50%); заметную роль играет пыльца кедра (20–50%), эфедры (до 22%) и таксодиевых (до 12%). Состав первого спорово-пыльцевого комплекса свидетельствует о субтропическом климате и начале похолодания и о некоторой засушливости климата с наступлением времени зоны Turborotalia cocoaensis.

Второй палинокомплекс встречен в интервале от верхней части зоны Turborotalia cocoaensis до нижней половины зоны Globigerina tapuriensis. Содержание пыльцы покрытосеменных сокращается до 2%, тогда как содержание пыльцы сосны достигает максимума (70-75%) при редукции пыльцы Cedrus, Ephedra и Taxodiaceae. Подобные особенности комплекса отражают прогрессирующее похолодание в конце эоцена, хотя климат оставался субтропическим (или переходным к теплоумеренному). Пик этого похолодания приходится на время зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (самый конец эоцена, по сути дела, – переходные слои к олигоцену). Граница эоцена и олигоцена (подошва зоны Globigerina tapuriensis) существенной сменой палинофлор практически не выражена, лишь содержание пыльцы сосны в основании этой зоны сокращается с 74 до 55%.

Третий комплекс происходит из верхней части зоны Globigerina tapuriensis и самых низов зоны Globigerina sellii. В нем возрастают количество (до 24%) и разнообразие пыльцы покрытосеменных при общем высоком содержании (70–90%) голосеменных. Среди первых преобладает пыльца буковых. Появляются новые виды дубов и каштанов в сочетании с редкими экземплярами пыльцы Juglandaceae, Moraceae, Ulmaceae, Platanus, Hamamenlis. В спектре голосеменных падает роль сосны (до 30–55%) при переменном содержании пыльцы Cedrus (8–27%) и Ephedra (5–20%) и небольшом участии пыльцы таксодиевых (до 5%), ели и ногоплодника (до 2%).

Четвертый палинокомплекс свойствен отложениям зоны Globigerina sellii. Содержание пыльцы покрытосеменных в нем возрастает до 62%. Основную роль играют буковые (до 28%), включая 5–6 видов дуба и 2–3 вида каштана. Существенное значение имеет пыльца платана (до 7%), гамамелиса (до 5%), фотергиллы (до 10%), клена и нимфейных (до 3%). В единичных зернах присутствуют Myrica, Corylus, Laurus, Rhus, Nyssa, Liquidambar, Palmae и др. Общее содержание пыльцы голосеменных сокращается – сосны до 10–27%, эфедры до 4–7% и кедра до 3%. Увеличение разнообразия буковых, платановых, гамамелиевых и других покрытосеменных при сокращении роли голосеменных в зоне Globigerina sellii следует рассматривать как признак некоторого потепления климата во вторую половину раннего олигоцена, но оно не достигало температурных значений позднеэоценового времени.

В глинистой пачке олигоцена допустимы оползневые явления небольшой амплитуды, отложения зоны Globigerina tapuriensis и зоны Globigerina sellii разделены плохо обнаженным пространством (7–10 м мощности), а более верхние горизонты олигоцена перекрыты базальтовыми покровами. С целью получения более полной информации восточнее сел. Ланджар были пробурены скважины Ланджар-1 и Ланджар-2. Они дают некоторые дополнительные материалы к характеристике отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена в разрезе Ланджар. Литолого-стратиграфическое описание этих скважин выполнено специалистами из различных организаций Армении. Планктонные фораминиферы изучались В.А.Крашенинниковым и Ф.А.Айрапетян. Данные о палинокомплексах и фитопланктоне опубликованы Н.И.Запорожец [1989].

В целом, литологическая характеристика отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена сохраняется, но мощности существенно возрастают. Мощность верхнего эоцена около 150 м: зона Globigerapsis semiinvoluta – 110 м; зона Turborotalia cocoaensis – 28 м; зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii – 9 м. Отметим, что мощность зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, переходной к олигоцену, невелика по сравнению с двумя более ранними зонами

верхнего эоцена. Аналогичная картина наблюдается и в разрезе Ланджар. Мощность нижнего олигоцена 268 м: зона Globigerina tapuriensis (пачка известковистых глин и мергелей с прослоями алевролитов и песчаников в кровле) – 138 м; зона Globigerina sellii и, возможно, зона Globigerina ampliapertura (пачка песчаников, алевролитов, конгломератов с подчиненными прослоями глин) – 130 м. В последней вверх по разрезу быстро возрастает роль грубообломочных пород и надежность палеонтологического контроля теряется. Заканчивается разрез олигоцена (?) пачкой песчаников и конгломератов, вероятно, континентального происхождения, без каких-либо следов морских организмов; мощность 35 м.

Палинологический анализ позволил выделить те же четыре палинокомплекса, что и в разрезе Ланджар. Однако верхняя часть верхней терригенной пачки (зона Globigerina sellii – ? зона Globigerina ampliapertura) содержит уже иной, пятый, палинокомплекс (скв. Ланджар-1, интервал 112–270 м, т. е. мощность осадков с этим комплексом 158 м). Он отличается заметным преобладанием пыльцы покрытосеменных, особенно субтропических дубов. Спектр таксонов чрезвычайно широк (до 60 и более видов). Постоянно, хотя и в небольшом количестве (2–3%), присутствует пыльца Acer, Rhus, Nyssa, Ilex, Liquidambar; единично встречаются Carpinus, Betula, Castanopsis, Ulmus, Celtis, Salix, Hamamelis, Forthergilla, Lauraceae, Nelumbo, Palmae, Fagus, Myrica, Platanus, Engelhardtia и др. В спектре голосеменных пыльца сосновых заметно преобладает над таксодиевыми. Подобный состав палинокомплекса может рассматриваться как признак некоторого потепления во второй половине раннего олигоцена.

Обращают на себя внимание периодические увеличения содержания в палинокомплексах пыльцы кедра (причем видов, родственных рецентным средиземноморским), эфедры, кипарисовых, трав и кустарничков (Chenopodiaceae, Dipsacaceae, Compositae). В противофазных соотношениях с ними возрастает количество спор. Это может свидетельствовать о периодическом возрастании сухости климата (или более выраженной сезонности в распределении атмосферных осадков), либо о его увлажнении. В общей сложности в переходном интервале от эоцена к олигоцену выделяется 5 фаз увлажнения и 4 – аридизации. Первый уровень аридизации (I фаза) отвечает пограничному интервалу между зонами Globigerapsis semiinvoluta и Turborotalia cocoaensis, II фаза – низам зоны Globigerina tapuriensis (20 м выше по разрезу от границы эоцена и олигоцена), III фаза, вероятно, более продолжительная по времени (фиксируется в 40-метровом интервале разреза), отвечает промежуточному интервалу между зонами Globigerina tapuriensis и Globigerina sellii и нижней части последней. IV фаза предшествует осушению морского бассейна (интервал неразделенных зон Globigerina sellii – ?Globigerina ampliapertura). Фазы увлажнения фиксируются в зоне Globigerapsis semiinvoluta, в основании зоны Globigerina tapuriensis и две – в пределах зоны Globigerina sellii.

Отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена в скв. Ланджар-1 содержат богатые комплексы фитопланктона. По динофлагеллатам выделяются три местные зоны: Areosphaeridium diktyoplokus – A. arcuatum, Phthanoperidinium amoenum и Wetzeliella gochtii s.l.

Первая из названных зон, отвечающая по объему европейской зоне позднего эоцена Charlesdowniea clathrata angulosa (D12) [Costa, Downie, 1976], в свою очередь, также состоит из двух местных единиц в ранге слоев. Слои с Thalassiphora delicata характеризуются Spiniferites pseudofurcatus, S. ramosus, Deflandrea phosphoritica, Leptodinium sp., Impletosphaeridium insoletum, Dapsilidinium simplex, Oligosphaeridium sp., Cordosphaeridium exilimurum, Homotryblium aculeatum, Charlesdowniea clathrata и др. Они соответствуют зоне Globigerapsis semiinvoluta и большей части зоны Turborotalia cocoaensis (верхний эоцен) по фораминиферам.

В слоях с Hystrichokolpoma salacium впервые появляются Deflandrea leptodermata, Hystrichokolpoma salacium, H. rigaudae, Cordosphaeridium latispinosum, C. funiculatum, Heteraulacacysta porosa, Lejeuniacysta fallax, Charlesdowniea coleothrypta, Fibrocysta sp., Achomosphaera ramulifera, Apteodium sp., Distatodinium sp. Они коррелируются с верхней частью зоны Turborotalia cocoaensis, зоной Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (верхний эоцен) и самыми низами зоны Globigerina tapuriensis (олигоцен).

Верхняя граница местной зоны Areosphaeridium arcuatum – Areosphaeridium

diktyoplokus проходит примерно на 3 м ниже границы эоцена и олигоцена, установленной по планктонным фораминиферам.

Следующий интервал разреза, приблизительно до середины зоны Globigerina tapuriensis, принадлежит нижней фитопланктонной зоне нижнего олигоцена Западной Европы и Крымско-Кавказской области Phthanoperidinium amoenum [Схема стратиграфии палеогена ..., 1989], хотя сам зональный вид и не был встречен. В этой части разреза в массовом количестве отмечены Lentinia serrata, Heteralacacysta leptolea, Systematophora placacantha, Achomosphaera sp., продолжают встречаться, хотя и в единичных зернах, Areosphaeridium arcuatum, Thalassiphora delicata, Charlesdowniea clathrata. В целом это небольшая по численности группа таксонов, которая проходит из эоцена в олигоцен и исчезает в зоне Phthanoperidinium amoenum. В то же время в базальных слоях олигоцена появляются виды Phthanoperidinium (без зональной формы), Heterosphaeridium conjunctum, Selenopemphix selenoides и др.

Зона Wetzeliella gochtii s.l., которая выделяется здесь в расширенном объеме, включая и зону Wetzeliella symmetrica, характеризуется индекс-видом, W. symmetrica, Heterosphaeridium conjunctum, Phthanoperidinium comatum, Ph. alectrolophum, Selenopemphix solenoides и представителями родов Microdinium, Soanella, Lophophora, Pyxidiella, Polysphaeridium, Manumiella, Ceratiopsis. Этот комплекс динофлагеллат встречается в осадках верхней части зоны Globigerina tapuriensis и зоны Globigerina sellii (нижний олигоцен).

Ассоциации динофлагеллат из отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена в скв. Ланджар-1 различаются весьма значительно, но это изменение происходит несколько выше границы эоцена и олигоцена (т. е. выше подошвы фораминиферовой зоны Globigerina tapuriensis).

На основании планктонных фораминифер сопоставление отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена в разрезе Ланджар (обнажение и скважина) с таковыми стратотипического разреза границы эоцена и олигоцена Массиньяно в Италии не вызывает затруднений. В разрезах прослеживается одна и та же серия фораминиферовых зон. Это обстоятельство позволяет видеть в разрезе Ланджар надежный стратотип границы эоцена и олигоцена регионального значения (для Крымско-Кавказской области и Закаспия). Некоторые различия в фауне планктонных фораминифер связаны с положением разреза Ланджар на более высоких палеоширотах, чем Средиземноморье. Похолодание на рубеже эоцена и олигоцена выражено здесь более отчетливо, нежели в Средиземноморье, и комплекс фораминифер в зоне Turborotalia centralis – Globigerina gortanii обедненный – род Cribrohantkenina отсутствует, а экземпляры рода Hantkenina единичны. Характеристика разреза Ланджар по планктонным фораминиферам, динофлагеллатам и палинокомплексам обеспечивает корреляцию с ним более северных разрезов Южно-Русского палеогенового бассейна.

Разрез р. Кубань (Северный Кавказ, Россия)

На северном склоне Кавказского хребта палеогеновые отложения обнажаются в форме непрерывной полосы слоев, слабо наклоненных под углами 3–5°. Они прорезаны субмеридиональными долинами многих рек. Один из лучших разрезов находится на левом берегу р.Кубань у г.Черкесска (рис. 16).

Литологической, стратиграфической и палеонтологической (планктонные и бентосные фораминиферы, наннопланктон, динофлагеллаты, моллюски, палинокомплексы) характеристикам посвящены исследования многих авторов [Субботина, 1947, 1953а, б; Шуцкая, 1956, 1960а, б; Коробков, 1947; Морозова, 1959; Музылев, 1977, 1980; Крашенинников, Музылев, 1975; Крашенинников и др., 1989; Запорожец, 1993; Музылев, Табачникова, 1987; Музылев и др., 1992; и др.]. Комиссией по стратиграфии палеогена СССР этот разрез был выбран в качестве парастратотипического для пелагических осадков палеогена Крымско-Кавказской области [Решение ..., 1963].

Верхний эоцен в Кубанском разрезе располагается согласно на бурых и серых тонкослоистых мергелях с обильной чешуей рыб Lyrolepis caucasica (кумский горизонт, средний эоцен). Эти отложения содержат мелкие планктонные фораминиферы зоны Globigerina turcmenica и наннопланктон зоны Discoaster saipanensis и самой нижней части подзоны Chiasmolithus oamaruensis.

Отдел	Подотдел	Ярус	Горизонт	Литологическая колонка	Мощность, м	Стратиграфические подразделения (зоны, слои): планктонные фораминиферы (зоны)	бентосные фораминиферы (слои)	наннопланктон (зоны)	диноцисты (зоны)	моллюски (слои)	палино-комплексы
Олигоцен	Нижний	Рюпельский	Морозкиной балки		20	–	–	*Sphenolithus predistentus* *N P 23*	*Wetzeliella gochtii s.l.*	–	IV
			Полбинский		3						
			Пшехский		40	? *Globigerina tapuriensis*	*Cristellaria herrmanni*	*Helicosphaera reticulata* *Ericsonia subdisticha*	*Phthanoperidinium amoenum*	*Nucula compta*	III II I
Эоцен	Верхний	Приабонский	Белоглинский		100	*T.centralis* *Globigerapsis tropicalis* и крупных *Globigerina*	*Bolivina antegressa* *Planulina costata*	*Sphenolithus pseudoradians* *Isthmolithus recurvus* *Chiasmolithus oamaruensis*	*Charlesdowniea clathrata angulosa* Слои с *Microdinium reticulatum*	*P.fallax* –	II° I°
	Средний	Бартонский	Кумский		?	*Globigerina turcmenica*	–	*Discoaster saipanensis*	*Rhombodinium perforatum*	–	

1 2 3 4 5 6

⇐

Рис. 16. Схема расчленения верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений в разрезе р. Кубань (Северный Кавказ,Россия) по различным группам фауны и флоры

1 – пески и слабосцементированные песчаники; 2 – слабокарбонатные и некарбонатные глины и алевриты; 3 – мергели; 4 – мергели с солоноватоводной фауной остракод; 5 – бурые мергели с чешуей рыб Lyrolepsis caucasica; 6 – глинистые известняки.

Палинокомплексы верхнего эоцена (I°, II°) и нижнего олигоцена (I – IV): I° – Quercus gracilis – Castanopsis pseudocingulum; II° – Pinus – Q. gracilis – Q. graciliformis; I – Pinus – Rhus (? Rhus ukrainica) – Q. graciliformis; II – Taxodiaceae – Carya spackmania – Q. graciliformis; III – Taxodiaceae – Juglans sieboldianiformis; IV – Pinus – Carpinus – Fagaceae

Отложения верхнего эоцена в литологическом отношении резко отличны от бурых мергелей кумского горизонта и выделяются в белоглинский горизонт (свиту). Они представлены плотными тонкослоистыми глинистыми известняками и мергелями белого, светло-серого и зеленоватого цвета. В кровле горизонта прослеживается пачка (4–5 м) серо-зеленых мергелей с рассеяным пиритом. Мощность белоглинского горизонта 90–100 м.

По планктонным фораминиферам верхний эоцен включает следующие две зоны.

1. Зона Globigerina tropicalis и крупных Globigerina (P15–P16), которая содержит многочисленные Globigerapsis index, G. tropicalis, Globigerina corpulenta, G. praebulloides, G. pseudoeocaena, G. galavisi, Pseudohastigerina micra и редкие Turborotalia centralis. Эта зона соответствует зонам Globigerapsis semiinvoluta и Turborotalia cocoaensis в разрезе Ланджар. Выделение последних в Кубанском разрезе невозможно, поскольку некоторые руководящие виды (Globigerapsis semiinvoluta, виды Cribrohantkenina и Hantkenina, группа Turborotalia cerroazulensis) тропической области здесь отсутствуют в связи с палеоклиматическими условиями. Эта зона отвечает большей части белоглинского горизонта.

2. Зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (P17), где индекс-виды встречаются совместно с Globigerina corpulenta, G. galavisi, G. praebulloides, Pseudohastigerina micra и немногочисленными Globigerina officinalis, G. ampliapertura, Turborotalia permicra. Виды рода Globigerapsis отсутствуют. Мощность этой зоны невелика, составляет 5–6 м верхней части белоглинского горизонта.

По данным изучения наннопланктона верхнеэоценовые отложения Кубанского разреза соответствуют зоне Discoaster barbadiensis, для которой характерны многочисленные экземпляры индекс-вида, Reticulofenestra bisecta, Isthmolithus recurvus, Sphenolithus pseudoradians, Lanternithus minutus и более редкие Chiasmolithus oamaruensis, Discoaster tani tani, D. tani nodifer, Corannulus germanicus. Эта зона подразделяется на три подзоны: Chiasmolithus oamaruensis (нижние 5–7 м разреза), Isthmolithus recurvus (мощность около 30 м) и Sphenolithus pseudoradians. Последняя по мощности охватывает не менее половины белоглинского горизонта; ближе к ее кровле появляются многочисленные Reticulofenestra dictyoda и Coccolithus subdistichus, а экземпляры Discoaster barbadiensis и D. saipanensis становятся единичными.

Мергели и известняки белоглинского горизонта замечательны своим исключительно разнообразным комплексом бентосных фораминифер – Clavulinoides szaboi, Karreriella siphonella, Bolivina antegressa, B. nobilis, B. budensis, Bifarina millepunctata, Neobulimina fraudulenta, Uvigerina costellata, U. jacksonensis, Bolivinoides reticulatus, Bulimina sculptilis, B. aksuatica, Vaginulina mexicana, Saracenaria arcuata, Frondicularia budensis, Siphonodosaria volgensis, S. exilis, S. spinescens, Nodosaria bacillum, Dentalina inornata, Marginulina behmi, M. fragaria, Lenticulina limbosa, L. laticostata, Valvulineria iphigenia, Cassidulina globosa, Planulina costata, Anomalina acuta, Cibicides pigmeus и мн. др. Самая верхняя часть белоглинского горизонта (5–7 м) содержит особенно богатые ассоциации бентосных фораминифер; эта пачка известна под названием “слои с Bolivina antegressa”.

Моллюски в белоглинском горизонте отсутствуют, за исключением его самой верхней части (слои с Bolivina). Здесь встречаются Propeamussium fallax, Amussium semiradiatum, Palliolum meyeri, Spondylus buchi, Nuculana perovalis, Pholadomya subalpina и др. Эта малакофауна обычно рассматривалась как фауна латдорфского типа (слои с Variamussium fallax).

Комплекс фитопланктона белоглинского горизонта Кубанского разреза насчитывает до 200 таксонов. В отличие от кумской свиты, где соотношение палиноморф высших растений и органикостенного фитопланктона 1:1 или даже первые несколько преобладают, коэффициент мористости белоглинского горизонта значительно выше и количество фитопланктона в 4–5, а в некоторых пробах более чем в 10 раз превышает количество палиноморф высших растений.

Отложения белоглинского горизонта отнесены к зоне Charlesdowniea clatharata angulosa (верхней эоцен). Основной фон фитопланктона составляют представители родов Operculodinium, Spiniferites, Thalassiphora, Cordosphaeridium, Imagidinium, причем Spiniferites и Thalassiphora были доминирующими таксонами и в отложениях среднеэоценового кумского горизонта.

В нижней части белоглинского горизонта, кроме перечисленных выше таксонов, заметную роль играли виды Areosphaeridium (A. diktyoplokus, A. arcuatum), Chytroeisphaeridia, Trigonopyxidia fascellata, Batiacasphaera и особенно Hystrichosphaeropsis и Microdinium. В отдельных пробах до 10% составляли представители родов Apteodinium, Corrudinium, Dapsilidinium, Systematophora, Fromea, Lingulodinium, Operculodinium (слои с Microdinium).

В верхней части белоглинского горизонта фитопланктон беднее, некоторые из отмеченных выше таксонов уже не встречаются или единичны. К таксонам, присутствующим, хотя и в единичных экземплярах, но во всех пробах, относятся Apteodinium maculatum, Corrudinium incompositum, Cribroperidinium tenuitabulatum, Dinopterigium cladoides sensu Morgenroth, Diphyes colligerum, Hystrichokolpoma salacia, Operculodinium placitum, Rottnestia borussica, Systematophora placacantha.

В комплексе зеленых водорослей в базальных слоях свиты еще встречается Paucilobimorpha triradiata, обычная в отложениях среднего эоцена. Tytthodiscus beloglinensis преобладает в верхних слоях белоглинского горизонта, хотя в единичных экземплярах присутствует и в его основании. В нижней части разреза в некоторых пробах – обилие "Lanjaria". В единичных зернах отмечены Krimodiscus, Crassosphaera, Cymatiosphaera, Micrhystridium.

Результаты исследований по Кубанскому разрезу вполне сопоставимы с данными по разрезу Ланджар. В последнем также очень высокий коэффициент рассеяния, много таксонов (до 150), высокое содержание (два пика) гистрихосфероидных форм, относительно низкое присутствие ветцелиелловой группы при отсутствии индекс-вида. В спектре много общих родов, играющих заметную роль в фитопланктонном комплексе, – Spiniferites, Dapsilidinium, Oligosphaeridium, Corosphaeridium, Selenopemphix, Impagidinium, Corruinium и др. В нижней части верхнеэоценового интервала Ланджарского разреза, как и в белоглинской свите Кубанского разреза, более заметную роль играют виды Areosphaeridium, а также Tytthodiscus beloglinensis и особенно "Lanjaria". Отличает же Ланджарский разрез от Кубанского, в целом, небольшая роль Micrhystridium и Chytroeisphaeridia.

В спорово-пыльцевом комплексе белоглинского горизонта до 80–85% составляет пыльца Pinus (как и в Ланджарском разрезе). Пыльцы Taxodiaceae и других голосеменных заметно меньше (в сумме не более 2–3%) – Cedrus, Ephedra, Podocarpus, Sciadopitys. Покрытосеменные представлены Magnolia, Fagaceae, включая Quercus graciliformis, Q. gracilis, Q. conferta, Castanopsis, Castanea. Из ореховых обычна Platycarya, присутствуют Ulmaceae, Phus, Sapotaceae, Araliaceae, Sapindaceae, Tilia, Moraceae.

Около половины таксонов покрытосеменных составляют формальные роды Plicapollis, Rhoipites, Tricolporopollenites, Tricolpopollenites и др. Споры папоротников единичны. Количество спор и пыльцы колеблется от 7 до 22%.

Олигоценовые отложения входят в состав майкопской серии и представлены совсем иными осадками – темными некарбонатными глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Литологическая граница с белоглинским горизонтом очень резкая, но достоверные следы размыва или перерыва не отмечаются. Замещение светлых мергелей и глинистых известняков белоглинского горизонта темными глинами майкопской серии происходит в пределах пласта мощностью около 1 м.

К нижнему олигоцену относится хадумская свита. Она включает: пшехский горизонт (слои) – серые, зеленовато-серые и охристые (ярозит) глины, слабоизвестковистые и некарбонатные, с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников, мощность 35 м; остракодовый (полбинский) пласт – светло-серые кокколитофори-

довые мергели с обильными остракодами, мощность 2–3 м; горизонт Морозкиной балки – темно-серые некарбонатные глины.

Планктонные фораминиферы развиты только в известковистых глинах базальной части пшехского горизонта – обильные Globigerina officinalis, G. praebulloides, G. ampliapertura, G. prasaepis, G. ouachitaensis, Turborotalia permicra, T. gemma, Pseudohastigerina micra, Ps. barbadoensis. Они определяют возраст осадков лишь в пределах зоны Globigerina tapuriensis и зоны Globigerina sellii. Судя по стратиграфическому положению, они принадлежат к первой из названных зон. Выше планктонные фораминиферы отсутствуют.

Наннопланктон встречается во всем интервале хадумской свиты, но экземпляры его немногочисленны и видовой состав обедненный, что приводит к потере стратиграфической разрешаемости. Глины пшехского горизонта отнесены к зонам Ericsonia subdisticha (NP21) и Helicosphaera reticulata (NP22). В остракодовом (полбинском) горизонте, как уже указывалось, наннопланктон породообразующий, но его обедненный видовой состав (в связи с пониженной соленостью морского бассейна) определяет возраст мергелей в пределах переходных слоев зоны Helicosphaera reticulata (NP22) и зоны Sphenolithus predistentus (NP23). В глинах горизонта Морозкиной балки наннопланктон снова резко обедненный (1–2 вида) и непредставительный; скорее всего, эти отложения относятся к зоне Sphenolithus predistentus. Таким образом, вся хадумская свита принадлежит нижнему олигоцену (интервал от зоны Globigerina tapuriensis до зоны Globigerina ampliapertura включительно, по фораминиферовой стратиграфии).

Нижняя часть хадумской свиты содержит довольно разнообразный комплекс моллюсков – Nucula compta, Corbula conglobata, Pseudoamussium cossmani, Cassidaria buchi, Natica nysti и др. (рюпельская малакофауна). Моллюски также обычны в остракодовом горизонте. Их комплекс солоноватоводных, эвригалинных и пресноводных форм является четким маркером в стратиграфических построениях Южной Украины, Крымско-Кавказской области и Закаспия, но дает лишь косвенные сведения о положении полбинского горизонта в общей шкале олигоцена [Попов и др., 1985].

Фитопланктон в нижнем олигоцене Кубанского разреза сохраняет разнообразие (более 80 видов), хотя в количественном отношении он уступает фитопланктону белоглинского горизонта (<10% всех палиноморф). В группе таксонов, характеризующих базальную часть пшехских слоев, к наиболее часто встречающимся и более разнообразным в видовом отношении принадлежат Deflandrea (D. phosphoritica, D. leptodermata, D. heterophlycta, D. arcuata), Areosphaeridium (A. arcuatum, A. diktyoplokus, A. pectiniforme), Spiniferites (S. ramosus, S. pseudofurcatus). Остальная группа видов (единичные экземпляры) представлена Selenopemphix nephroides, Samlandia chlamidophora, Pyxidiella scabrosa, Palaeocystodinium golzowense, Thalassiphora delicata, Th. pelagica, Lingulodinium, Operculodinium, Cleistosphaeridium, Hystrichokolpoma salacia, H. cinctum, H. rigaudiae и др. Эта часть разреза относится к зоне Phthanoperidinium amoenum, хотя сам индекс-вид установлен только в кровле зоны. В группе зеленых водорослей и акритарх в единичных экземплярах отмечены Crassosphaera, Tytthodiscus beloglinensis, Micrhystridium. На границе зон Phthanoperidinium amoenum и Wetzeliella gochtii происходит исчезновение Tytthodiscus beloglinensis, сокращается видовое разнообразие Phthanoperidinium и Heteraulacacysta.

В средней части пшехских слоев количество фитопланктона еще больше сокращается и в видовом отношении он становится менее разнообразным. Эта часть разреза относится к неразделенным зонам Wetzeliella symmetrica и Wetzeliella gochtii. Здесь отмечены оба индекс-вида этих зон. Присутствие Pediastrum и Mycrhystridium в сочетании с Azolla указывает на слабое распреснение бассейна. В состав комплекса входят Spiniferites ramosus, Lejeunecysta paratenella, L. hyalina, виды Areosphaeridium, Palaeocystodinium golzowense, Dapsilidinium pastielsii, Thalassiphora pelagica, Deflandrea phosphoritica, Cribroperidinium, Homotryblium и др. Непосредственно под остракодовым пластом по-прежнему встречаются таксоны открытого моря – Areosphaeridium pectiniforme, Spiniferites ramosus, Lejeunecysta hyalina, Cribroperidinium tenuitabulatum, зеленые водоросли Crassosphaera, Cymatiosphaera, Ptanospermella. Виды Thalassiphora и ветцелиелловой группы при подходе к остракодовому пласту практически исчезают.

Фитопланктон остракодового пласта насчитывает более 40 видов. Ведущей группой этого стратиграфического уровня становится ряд Cyclonephelium – Glaphyrocycta – Adnatosphaeridium, а также Batiacasphaera, которая играет определяющую роль). Много Impagidinium, Deflandrea, Paucisphaeridium, отмечены Hystrichokolpoma salacium, Spiniferites, Operculodinium, Microdinium, Gerlachodinium aechmophorum, Leptodinium, Eatonicysta, Homotryblium, Stoverocysta.

Таким образом, большая часть пшехского горизонта, остракодовые (полбинские) слои и, по крайней мере, нижняя часть горизонта Морозкиной балки относятся к зоне Wetzeliella gochtii.

Спорово-пыльцевой комплекс нижнего интервала пшехских слоев (зона Phthanoperidinium amoenum) отличается заметным преобладанием пыльцы голосеменных (от 80 до 92%), причем если близ основания доминируют сосны, то выше их сменяют таксодиевые. В спектре покрытосеменных превалирует пыльца буковых и гамамелиевых, а выше – сумаха (до 45%), дуба и трехбороздной пыльцы неустановленного систематического положения (до 20%). В небольших количествах присутствуют Cedrus, Sciadopitys (до 2%), Glyptostrobus, Podocarpus, Ephedra fusiformis, E. cheganica, а также другие виды эфедры (1%). Из пыльцы покрытосеменных – Castanopsis, Fothergilla, Hamamelis (в том числе H. scotica), Corylopsis, Liquidambar, Carya, Juglans, Engelhardtia, Cyclocarya, Myrica, Nyssa, Magnolia, Palma, Platanus, Araliaceae, Tilia, Ilex, Moraceae. В верхней части описываемого интервала (7 м от подошвы) более заметно участие пыльцы березовых, особенно граба, появляются характерные для олигоцена Carya glabraeformis и Juglans sieboldianiformis.

В палинокомплексе средней части пшехских слоев преобладает пыльца таксодиевых, в спектре покрытосеменных доминирует пыльца буковых. Роль термофильных элементов крайне невелика, присутствуют лишь Castanopsis, Quercus graciliformis, Q. gracilis, Q. conferta, Engelhardtia, Moraceae, Liquidambar, Hamamelis.

Ближе к кровле пшехских слоев роль пыльцы покрытосеменных заметно возрастает, отражая потепление соленовского времени. В спектре голосеменных преобладают таксодиевые (60%), а среди покрытосеменных – дуб, сумах, в меньшей степени – граб, комптония, энгельгартия и кария. Роль пыльцы березовых падает, зато она более разнообразна. Из термофильных присутствуют Moraceae, Fothergilla, Liquidambar, Cyclocarya, Ilex, Nyssa, Elaeagnus, Castanopsis.

Полбинскому веку отвечает фаза потепления, о чем свидетельствует присутствие пыльцы Engelhardtia, Rhus, Castanopsis, Palmae, Moraceae. Пыльцы Betulaceae и Juglandaceae мало. В остракодовом пласте особенно заметно присутствие пыльцы вечнозеленых буковых – Quercus gracilis и Q. graciliformis.

В Кубанском разрезе граница эоцена и олигоцена совпадает с резкой литологической границей белоглинского горизонта и майкопской серии. На этом рубеже фауна и флора изменились кардинальным образом, но масштабность эволюционных изменений трудно оценить из-за мощного наложения местных биономических условий. Это создает определенные препятствия для корреляции с разрезом Ланджар в Южной Армении. Прослеживание границы эоцена и олигоцена осуществляется планктонными фораминиферами (кровля зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, P17). С этим уровнем совпадают (или очень близки) подошва зоны Phthanoperidinium amoenum по динофлагеллатам или кровля зоны Discoaster barbadiensis (возможно, уровень внутри зоны Ericsonia subdisticha) по наннопланктону. Изменение палинокомплексов в разрезах Ланджар и р.Кубань обнаруживает одинаковый тренд – общее ухудшение климатических условий с похолоданием во второй половине позднего эоцена – начале раннего олигоцена и некоторым потеплением климата во вторую половину раннего олигоцена.

В целом, различные группы фауны и флоры обеспечивают достаточно надежную корреляцию разрезов Ланджара и р. Кубань, и последний может считаться хорошим региональным стратотипом границы эоцена и олигоцена в Южно-Русском палеогеновом бассейне.

Разрезы Северного Устюрта (гора Сандал, овраг Ащеайрык, Западный Казахстан)

Установление границы эоцена и олигоцена в морских толщах палеогена Туранской плиты важно по двум обстоятельствам. В качестве ре-

перного уровня ее можно будет проследить в частях палеогенового эпиконтинентального моря, заходящих в Среднюю Азию и Западную Сибирь и наиболее отдаленных от основной акватории бассейна. Этот же уровень по флористическим данным и комплексам позвоночных может быть трассирован в центральные районы Казахстана и Сибири, где эоцен и олигоцен сложены исключительно континентальными отложениями.

В пределах Северного Устюрта граница эоцена и олигоцена лежит в переходных слоях между чеганской и ащеайрыкской свитами. Первая представлена толщей зеленовато-серых, слабо опесчаненных сланцевых глин, в разной степени карбонатных, содержащих прослои и линзы мергелей и сидеритов, со скоплениями раковин моллюсков. Ащеайрыкская свита – алевритовая, сероцветная, с прослоями песчаников в верхней части и чрезвычайно развитыми, особенно в стратотипической местности, выдержанными прослоями и линзами, образованными скоплениями белых створок циприн. В осевой части Северо-Устюрского прогиба фации чеганоподобных глин накапливались не только в позднем эоцене, но и в олигоцене, поэтому границу между чеганской и ащеайрыкской свитами нельзя считать изохронной.

Ниже характеризуются два основных разреза переходного интервала между эоценом и олигоценом на Северном Устюрте. Один из них является стратотипическим для чеганской свиты, другой – для ащеайрыкской. Первый разрез обнажается на западном склоне горы Сандал. Здесь выступает далеко на запад в долину р. Чеган мыс Чаграйского плато. Второй разрез вскрыт по бортам оврага Ащеайрык Северо-Устюрского плато. Разрез горы Сандал характеризуется стратиграфически полной, хотя и сокращенной по мощности чеганской свитой. Ащеайрыкская свита в стратотипе также полная, хорошо палеонтологически и магнитостратиграфически изученная (рис. 17, 18).

Чеганская и ащеайрыкская свиты выделены в начале 30-х годов О.С.Вяловым, который первоначально отнес их к олигоцену. Позднее фауна и флора обеих свит, так же как и разрезы стратотипического района, изучались А.К.Алексеевым, А.П.Ильиной, А.И.Коробковым, Н.К.Овечкиным, И.А.Николаевой, Е.П.Бойцовой, О.К.Жежель, С.Г.Жилиным, И.В.Васильевым, Н.Н.Брызжевой, Н.И.Запорожец, С.В.Поповым, А.А.Ворониной, Л.С.Гликманом и многими другими.

Разрез горы Сандал

Разрез горы Сандал начинается с саксаульской свиты видимой мощностью около 20 м, представленной глинисто-алевритовой пачкой с прослоями тонкозернистых песчаников. Присутствие в комплексе фитопланктона многочисленных Microdinium и Rhombodinium при отсутствии зонального верхнеэоценового вида Charlesdowniea clathrata angulosa позволяет относить эту свиту еще к среднему эоцену.

Чеганская свита (мощность ~ 30 м) в этом разрезе имеет двучленное строение. Нижнечеганская подсвита (~ 24 м) сложена черными и темно-серыми пластичными жирными глинами и прослоями и линзами мергелисто-сидеритовых конкреций. Залегает она на саксаульской свите с признаками небольшого размыва. В ее основании – горизонт мергелисто-фосфоритовых желваковых конкреций, погруженных в песчаный матрикс. Верхнечеганская подсвита (~ 6 м), в отличие от нижнечеганской, при сохранении глинистого состава включает прослои алевритов и песчаников. Горизонты мергелисто-сидеритовых конкреций не прослеживаются до кровли подсвиты. Последний из них встречен в 3 м ниже контакта с ащеайрыкской свитой. На границе между свитами отмечены признаки размыва. Появляются линзы песков и гравелитов, на поверхности слоев отчетливо выражены текстуры, обычные для прибрежных отложений. По фитопланктону эта часть разреза еще относится к зоне Charlesdowniea clathrata angulosa.

Ащеайрыкская свита в разрезе Сандала имеет мощность около 30 м. Циприновые прослои появляются в разрезе только в 15 м от ее подошвы. До них в чередующихся песчаных и алевритовых прослоях мегафоссилии не были встречены. В основании ащеайрыкской свиты выделяется пачка линзовидного переслаивания глин, алевритов и песчаников мощностью до 7–8 м, которая Б.С.Цирельсоном рассматривалась как переходная ("ащисайская") между чеганской и ащеайрыкской свитами. Однако большинство палеонтологов (Н.К.Овечкин, А.И.Коробков и др.) безоговорочно считали ее ащеайрыкской.

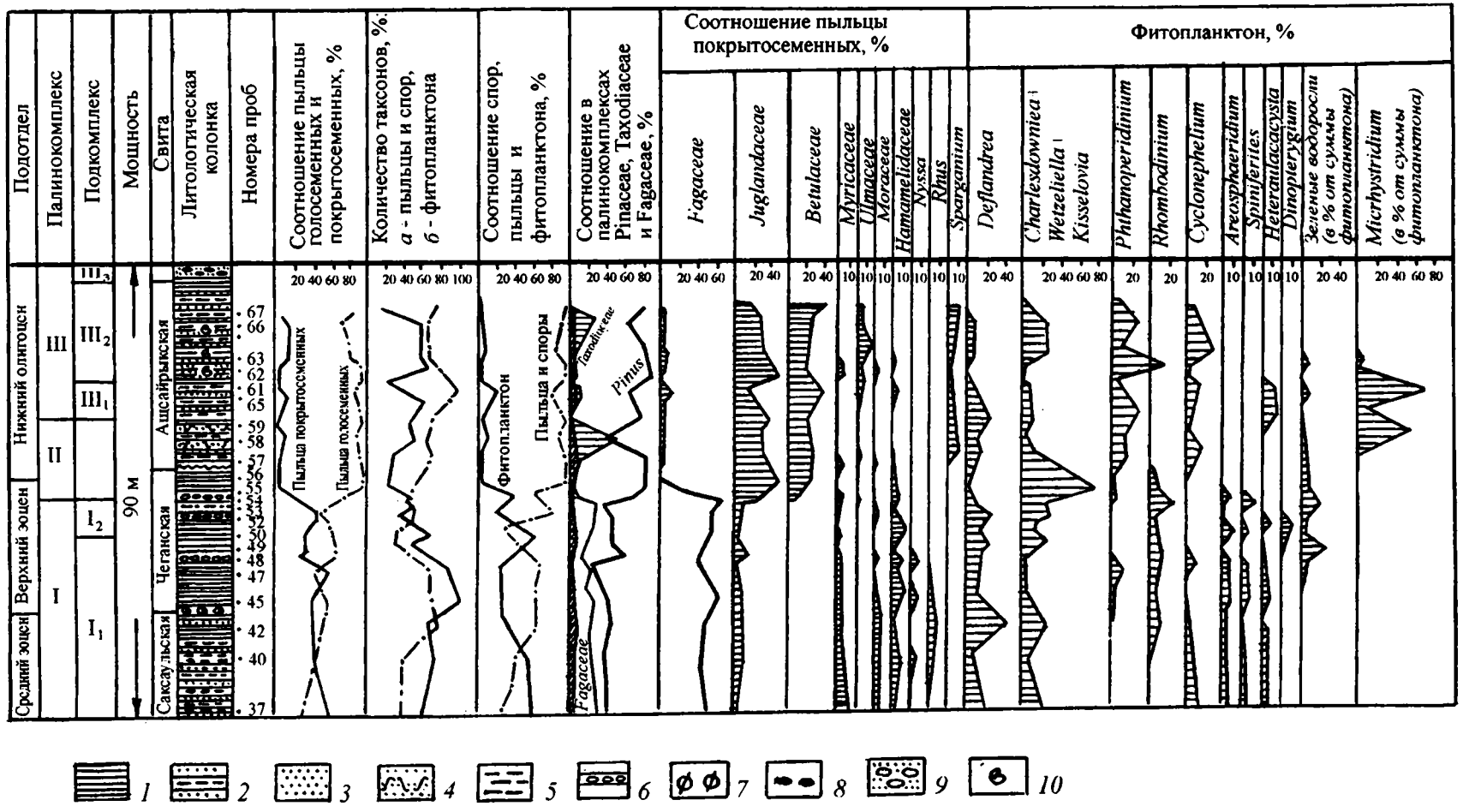


Рис. 17. Стратотипический разрез чеганской свиты на западном склоне горы Сандал (правобережье р. Чеган, Северный Устюрт) и распределение в нем спорово-пыльцевых комплексов и органикостенного фитопланктона

1 – глины; 2 – алевролиты и песчаники тонкозернистые; 3,4 – песчаники: 3 – мелко- и среднезернистые, 4 – косослоистые; 5 – алевролиты; 6 – 8 – горизонты: 6 – мергелистых и сидеритовых конкреций; 7 – фосфоритовых конкреций; 8 – лимонитовых и гидрогетитовых руд; 9 – пески и песчаники лимонитизированные; 10 – горизонты с моллюсками

Рис. 18. Разрез чеганской и ащеайрыкской свит в овраге Ашеайрык, Северный Устюрт
Фото Н.И.Запорожец

В средней части ащеайрыкской свиты (в интервале 15 –20 м от ее подошвы) содержится не менее 6 выдержанных горизонтов с раковинами Cyprina alexeievi. Выше по разрезу до кровли свиты мегафоссилии не встречаются и свита имеет полосчатое "флишоидное" строение с чередованием прослоев алевритов и тонкозернистых песков, разделенных глинистыми прослоями (до 1–2 см). Перекрыта свита пачкой диагонально-слоистых ржаво-бурых песков, бронирующихся лимонитовой панцирной коркой, на поверхности которой обнаружена Ergenica cimanica. Она уже принадлежит соленовскому горизонту.

Разрез оврага Ащеайрык

В овраге Ащеайрык, где описан стратотип одноименной свиты, общая мощность чеганской и ащеайрыкской свит около 110 м. Разрез нахо/дится в 30 км юго-западнее горы Сандал. В замытом днище у его правого борта выходят зеленовато-серые глины чегана мощностью 8–10 м[1]. Выше на пологом склоне, закрытом плащом делювия, образованного теми же глинами, выделяется горизонт ржаво-бурых мергелистых конкреций (до 0,7 м). По простиранию к востоку конкреционный слой замещается мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками. В конкрециях мергеля и в песчаниках встречаются моллюски. Среди них Н.К.Овечкин указывает Pinna lebedevi и др.

Выше горизонта с конкрециями, который условно может быть принят за контакт чеганской и ащеайрыкской свит, залегает пачка (до 20 м) алевритистых глин, не содержащая крупномерных органических остатков. В ее пределах цвет пород постепенно меняется от зеленовато-серого до буровато-серого и серого, характерного для ащеайрыкской свиты. В верхней, более песчанистой части пачки тональность окраски меняется на более светлую. Эта пачка, как и в разрезе горы Сандал, была отнесена Б.С.Цирельсоном к ащисайской свите. Он полагал, что именно в ее пределах проходит граница эоцена и олигоцена. Мы, вслед за Н.К.Овечкиным и А.И.Коробковым, относим пачку к ащеайрыкской свите.

Интервал между появлением в составе ащеайрыкской свиты мелких раковин нортий и выдержанных по простиранию прослоев с ципринами сложен однообразной пачкой кварцево-слюдистых алевритов мощностью 15 м, с тонким базальным горизонтом уплотненных мелкозернистых песков. В верхней части алевритовой пачки появляются отдельные раковины циприн. Выше прослеживается пачка (мощность 18–20 м), состоящая из чередования глин и алевритов

[1] В соседнем обнажении того же борта оврага видимая мощность чеганской свиты более 30 м.

(ритм 2–3 см) с несколькими прослоями и линзами, переполнеными ципринами. Далее обнажается пласт песчаников, рыхлых, ржаво-бурых, средне- до грубозернистых, местами гравелистых. В цементе – лимонит. Выше по разрезу вновь обнажается слоистая глинисто-алев-итовая пачка с тремя выдержанными горизонтами циприн. Ее мощность – не менее 12–15 м. Пачка перекрывается пластом грубозернистых песаников с Ergenica cimlanica, относящимся к солеовскому горизонту.

Фитопланктон и палинокомплексы в разрезах горы Сандал и оврага Ащеайрык

Саксаульская свита в разрезе горы Сандал содержит богатый комплекс фитопланктона с доминированием рода Microdinium (M. reticulatum Vozzh.), группы видов Deflandrea (D. phosphoritica Eis., D. spinulosa Alb., D. heterophlycta Defl. et Cookson), разнообразных представителей ветце-иелловой группы, а также рода Rhombodinium (в том числе, Rh. perforatum (Jan du Chene et Chateauneuf) Lentin et Williams и Rh. longimanum Vozzh.); однако здесь еще отсутствует Char-esdowniea clathrata angulosa. Это дает основание относить свиту на плато Чаграй к среднему эоцену (зона Rhombodinium perforatum – Rhom-oinium porosum Западной Европы).

Палинокомплексы саксаульской свиты с преобладанием пыльцы термофильных покрытосеменных – Castanopsis, Quercus conferta Boitz., Q. sparsa Martynova, Q. gracilis Boitz., Q. graciliformis Boitz., Platycarya, Moraceae, Corylopsis, Palmae, Myrtaceae, Trudopollis pompeckjii Pfl., Tricolporopollenites cingulum (R.Pot) Th. et Pfl. при относительно невысоком содержании пыльцы Pinus также не противоречит этому заключению.

Почти в полном объеме, за исключением нижнего и верхнего 2-метровых интервалов, чеганская свита датируется поздним эоценом по характерному виду Charlesdowniea clathrata angulosa. Этот таксон встречен в разрезе в первой же пробе выше фосфоритового горизонта. Самая верхняя часть верхнечеганской подсвиты выше последнего слоя с конкрециями, в которой появляется Phthanoperidinium amoenum Loebich et Drugg, должна быть отнесена уже к олигоцену.

Этот уровень отвечает и наиболее четкому импульсу похолодания. Он отразился в редукции пыльцы покрытосеменных (в том числе термофильных дубов Quercus gracilis и Q. graciliformis), впервые отмеченной в самом верхнем из прослоев с мергелисто-сидеритовыми конкрециями. Последний располагается в 3 м ниже кровли чеганской свиты.

Основными компонентами фитопланктона являются виды рода Deflandrea и родов ветцелиелловой группы, а также видов Rhombodinium, Areosphaeridium и Dinopterigium (особенно типичных для нижнечеганской подсвиты), Heteaulacacysta, Phthanoperidinium и др. Среди зеленых водорослей доминируют таксоны, свойственные тепловодным морским бассейнам нормальной солености – Crassosphaera, Tytthodiscus, "Lanjaria". В нижней части свиты встречены макроостатки Azolla vera Krysht.

Палинокомплекс нижнечеганской подсвиты характеризуется заметным преобладанием пыльцы сосновых над таксодиевыми, разнообразием пыльцы буковых (в том числе вечнозеленых видов), составляющих от 40 до 60% спектра покрытосеменных, небольшим участием пыльцы Juglandaceae, Moraceae, Hamamelidaceae, Nyssa и Rhus. Таков же состав палинокомплекса из верхних горизонтов саксаульской свиты. В верхнечеганской подсвите, в связи с начавшимся во второй половине эоцена похолоданием, количество пыльцы покрытосеменных резко сокращается, хотя вначале буковые по-прежнему доминировали в спектрах. Разнообразие таксонов пыльцы, спор и фитопланктона на этом уровне сокращается примерно вдвое, резко падает показатель мористости (процентное отношение общей суммы фитопланктона к сумме спор и пыльцы). Редукция буковых и высокое содержание пыльцы сосны в палиноспектрах в пограничных слоях эоцена и олигоцена указывает на максимальное похолодание, падающее на этот интервал.

Комплекс фитопланктона ащеайрыкской свиты в разрезе горы Сандал в количественном отношении и по таксономической представительности значительно уступает палиноморфам высших растений. Выделяется несколько моно- или олигодоминантных ассоциаций, сменяющих друг друга в разрезе. В нижней части ащеайрыкской свиты до появления первых слоев с Cyprina доминируют виды Phthanoperidinium и ветцели-

елловой группы, выше более заметную роль начинает играть группа Cyclonephelium – Glahyrocysta – Adnatosphaeridium. Хорошо выделяются все три зоны европейского нижнего олигоцена – Phthanoperidinium amoenum, Wetzeliella symmetrica и Wetzeliella gochtii. Двум первым по объему отвечает нижняя часть свиты как в Чеганском, так и в Ащеайрыкском разрезах. Заметно меняется по сравнению с чеганской свитой и таксономический состав зеленых водорослей. Место морских Tytthodiscus, "Lanjaria" и Crassosphaera занимают пресноводные (Pediatrum) или акритархи Micrhystridium – показатели обмеления морского бассейна. Их обильному появлению в прибрежной зоне обычно способствует большой приток пресных вод с суши в результате подземного и поверхностного стоков. Максимальное обмеление морского бассейна, сопровождавшееся его распреснением, произошло в раннем олигоцене в самом начале ащеайрыкского века. Затем уровень солености в период формирования циприновых слоев вновь восстановился и с некоторыми колебаниями сохранялся почти до конца века, когда в предсоленовское время вновь произошло резкое опреснение и морской фитопланктон полностью исчез.

Доминирующими компонентами спорово-пыльцевых комплексов ащеайрыкской свиты были таксодиевые и сосновые. Заметные колебания в их содержании, обычно противофазные, как и в разрезе Ланджар, вероятно, можно объяснить частой сменой влажных климатических фаз более сухими. В составе хвойно-широколиственных лесов, населявших прибрежную сушу, из хвойных заметную роль играла тсуга, а из покрытосеменных – ореховые, ильмовые и березовые. Присутствие в палиноспектрах верхних горизонтов ащеайрыкской свиты пыльцы Sparganium свидетельствует о расширении зоны, занятой прибрежными растительными группировками. К характерным таксонам ащеайрыкской свиты относятся многие нижнеолигоценовые виды пыльцы – Picea tobolica Pan., Tsuga crispa Zakl., Juglans polyporata Vojc., J. sieboldianiformis Vojc., Tilia tomentosiformis Pan. и др., позволяющие сопоставлять отложения этого возраста на широких площадях – от Северного Кавказа до Западной Сибири.

Ащеайрыкская свита в разрезе горы Сандал с признаками размыва перекрывается пластом ожелезненных песков с Rzehakia cimlanica Zhizh., обычной для соленовского горизонта. На восточном склоне горы Сандал на этом же уровне в лимонитовых конкрециях были найдены отпечатки Comptonia acutiloba Brongn., Myrica longiolia Ung., Alnus feroniae (Ung.) Czecz., Liquiambar europaea Brongn., Acer monoides Shap. и некоторых других видов древесных растений, характерных для соленовского горизонта Устюрта и Приаралья.

В разрезе оврага Ащеайрык чеганская свита полностью относится к верхнему эоцену (зона Charlesdowniea clathrata angulosa). В ащеайрыкской свите также выделяются все три зоны западноевропейского нижнего олигоцена – Phthaoperidinium amoenum, Wetzeliella symmetrica, Wetzeliella gochtii. В отличие от разреза горы Сандал здесь нет столь ясно выраженных признаков локальных перемывов на границе свит. Сама же эта граница по появлению сразу выше нее Phthanoperidinium amoenum отвечает рубежу между эоценом и олигоценом. Как и в разрезе горы Сандал, начало похолодания, фиксируемое по соотношению пыльцы буковых и голосеменных, приурочено ко второй половине позднего эоцена, т. е. к средней части верхнечеганской подсвиты, достигающей здесь мощности около 10 м. Пик похолодания приходится непосредственно на границу эоцена и олигоцена.

Часто изменяющееся соотношение в спектрах фитопланктона "факультативных опреснителей" – Mycrhystridium и Pediastrum в сочетании со спорами водных папоротников Hydropteris indutus Kond. и Azolla свидетельствует по крайней мере о трех фазах опреснения бассейна в ащеайрыкский век. Первое из них падает на раннеащеайрыкское время. Максимальное восстановление мористости приходится на ту часть разреза, где в стратотипе свиты фиксируются первые линзы и прослои с ципринами. Этому же уровню отвечает горизонт лимонитовых конкреций, отсутствующий в ащеайрыкской свите горы Сандал. В предсоленовское время в связи с обмелением тонкослоистые алевриты с остатками циприн сменяются ржаво-бурыми песками с конкрециями лимонита и гидрогетита. В кровле этого слоя, как и в разрезе горы Сандал, были найдены Rzehakia cimlanica, в конкрециях лимонита – листья Myrica longifolia, Acer monoides, Alnus, Betula, Ulmus, Liquidambar и Vitis (соленовский

горизонт). Этот флористический комплекс с Myrica longifolia в Приаралье и Тургае обычен для второй половины раннего олигоцена и возраст его скоррелирован находками позвоночных и палеомагнитными данными.

Ащеайрыкская трансгрессия распространялась и к востоку от Северного Устюрта, достигая современного северо-западного побережья Аральского моря. В основании разреза в бухте Кумсуат из пачки морских отложений были установлены диноцисты, обычные для нижних слоев ащеайрыкской свиты в ее стратотипе. В комплексе органикостенного фитопланктона главенствующую роль играет род Phthanoperidinium, включая зональный вид Ph. amoenum, характеризующий нижнюю из олигоценовых зон Западноевропейской шкалы. В комплексе спор и пыльцы на фоне доминирования сосны и таксодиевых заметна роль ореховых и граба. В спектре буковых превалирует пыльца Fagus.

В непосредственной близости от Кумсуатского разреза в начале 50-х годов была пробурена опорная скважина 2, вскрывшая саксаульскую, чеганскую и ащеайрыкскую свиты. Последняя имеет видимую мощность около 30 м и отнесена Т.П.Бондаревой [1955, 1964] по бентосным фораминиферам к зоне Cibicides pseudoungerianus. Доминирование в ащеайрыкской свите Cibicides pseudoungerianus вместе с часто встречающимися Caucasina schischkinskayae, полиморфинидами и милиолидами позволило Т.П.Бондаревой сравнить эту ассоциацию с ассоциациями зоны Cibiides pseudoungerianus Крыма и Spiroplectammina carinata Северного Кавказа. Обнаруженный среди остракод И.А.Николаевой вид Cuneocyhere ex gr. praesulcata также характерен для зоны Spiroplectammina carinata Северного Кавказа. В пробах из вышележащей пачки в Кумсуатском разрезе была найдена Wetzeliella gochtii, поэтому уровень подстилающей пачки, вероятно, относится к самой верхней части зоны Phthanoperidinium amoenum, а, возможно, и Wetzeliella symmetrica, хотя зональный вид здесь не был встречен.

Таким образом, на Устюрте (и в Приаралье) в типовых разрезах чеганской и ащеайрыкской свит четко выделяются зоны диноцистовой шкалы, которые надежно сопоставляются с подразделениями общей шкалы палеогена. Саксаульская свита отнесена к среднему эоцену (зона Rhombodinium perforatum – Rhombodinium porosum), большая часть чеганской свиты – к верхнему эоцену (зона Charlesdowniea clathrata angulosa), а ащеайрыкская свита – к нижнему олигоцену в объеме всех его трех зон – Phthanoperidinium amoenum, Wetzeliella symmetrica, Wetzeliella gochtii.

По соотношению в отдельных интервалах разреза ащеайрыкской свиты зеленых водорослей – индикаторов нормально-морских условий (Crassosphaera), а также водорослей и спор высших растений – показателей обмеления и распреснения морских вод (Pediastrum, Mycrhystridium, Hydropteris, Azolla) удалось показать, что в ащеайрыкское время несколько раз менялся режим солености бассейна, возможно, только в его окраинной прибрежной зоне.

Чрезвычайно важный сравнительный материал по фитопланктону, позволивший сопоставить комплексы устюртских и аральских разрезов с северогерманскими, был опубликован А.Кёте [Köthe, 1990]. В результате исследования керна шести скважин, в том числе Гартовской опорной скважины, вскрывшей наиболее полный разрез северогерманского палеогена, ей удалось установить, что зональный вид Phthanoperidinium amoenum зафиксирован впервые в нижней части зоны D13 фитопланктонной шкалы Северо-Западной Европы, а Wetzeliella symmetrica – в ее основании.

Что касается Wetzeliella gochtii, то он появляется лишь вблизи кровли зоны, переходя в зону D14 и вымирая на границе зон D14 и D15. W. symmetrica исчезает в нижней подзоне (na) зоны D14, а Phthanoperidinium amoenum – несколько выше ее, но также ниже границы подзон na и nb зоны D14. К зоне D13 в Гартовской скважине относят пачку песков Нойенгамме, залегающую на формации Зильберберг, еще принадлежащей зоне D12. К подзоне D14na относятся пачки Рюпель 2–4, а к подзоне D14nb принадлежит пачка септариевых глин. В той же Гартовской скважине формация Зильберберг по наннопланктону относится к зоне Ericsonia subdisticha (NP 21), а пачка Рюпель 2 в нижней части – к зоне Helicopontosphaera reticulata (NP 22), выше до подошвы пачки Рюпель 1 – к зоне Sphenolithus predistentus (NP 23).

Латдорфские слои, вскрытые, по данным А.Кёте, только в скважине Линген 1, рассматриваются ею в качестве пачки Рюпель 1, включа-

ются в состав формации Зильберберг и относятся по фитопланктону к зоне D13, а по наннопланктону ставятся на уровень зоны NP 21 и частично – NP 22.

В вопросе проведения границы между эоценом и олигоценом в Северной Германии А.Кёте следует рекомендациям Э.Мартини [Martini, Müller, 1986], согласно которым олигоцен Германии подразделяется на три части, причем к нижнему олигоцену отнесены латдорфские слои, включенные в состав формации Зильберберг. Поскольку в латдорфских слоях присутствует Areosphaeridium diktyoplokus, исчезающий в верхнем эоцене, А.Кёте полагает, что нижние горизонты этих слоев еще принадлежат эоцену.

Моллюски в типовых разрезах чеганской и ащеайрыкской свит

В чеганской свите разреза горы Сандал Н.К.Овечкиным [1962] выделялись все четыре зоны по моллюскам (позже объединенные в две): Vermetus bognoriensis; крупных туррителл; Pholas scutata и Cultellus grigonensis; Pinna lebedevi и Calyptrea turgaica. В мергелистых конкрециях верхнечеганской подсвиты, кроме основных видов верхней из объединенных зон, встречаются Nemocardium aralense, Ostrea plicata, Charonia expansa, Cassidaria nodosa, Athleta suturalis и др.

В ащеайрыкской свите этого разреза в ее средней части прослеживается до 6 горизонтов с Cyprina alexeievi.

В чеганской свите разреза оврага Ащеайрык моллюски встречены только в конкрециях: Isocardia mica, Is. abichiana, Laevicardium cingulum, Tellina praepostere, Corbula conglobata, Pinna lebedevi, Pseudoamussium corneum, Turritella subcarinata. В ащеайрыкской свите хорошо выделяются два уровня развития малакофауны: нижний – в глинистой части разреза с Astarte ustyurtensis, Miocardiopsis ustyurtensis, Fusus ustyurtensis, Northia suturosa и др. и верхний – с Cyprina alexeievi, Cyrtodaria transcaspica, Balanus sp. В верхней части разреза, где появляются пески, скопления Cyprina приурочены только к алевритистым прослоям, отделявшим нижний песчаный пласт от верхнего, принадлежащего уже соленовскому горизонту.

Магнитостратиграфические исследования

Палеомагнитное изучение чеганской и ащеайрыкской свит в стратотипе последней позволило М.С.Кунаеву [1990] выделить две местные ортозоны: характеризующуюся более или менее равномерным чередованием разнополярных субзон (RN) и ащеайрыкско-соленовскую r_1-n_4 ортозону с явным преобладанием поля обратного знака, особенно в нижней части свиты. В целом, инервалы обратной полярности занимают не менее 70% эоцен-нижнеолигоценовой части местной палеомагнитной шкалы. При сопоставлении шкалы магнитной полярности Северного Устюрта с магнитостратиграфической шкалой Харланда и др. [1985] М.С.Кунаев предлагает следующую трактовку положения границы эоцена и олигоцена в Ащеайрыкском разрезе: она проводится им в верхней части чеганской свиты внутри субзоны обратной намагниченности r_3, которую он сопоставляет с 13 хроном обратной полярности магнитостратиграфической шкалы Харланда и др. Это соответствует уровню проведения ее в разрезах Массиньяно и Ланджарском (по данным Э.А.Молостовского). Время формирования ащеайрыкской свиты с учетом продолжительности эпизодов в шкале Харланда составляет не менее 2,5 млн лет, чеганской – около 3 млн лет.

Фораминиферы чеганской и ащеайрыкской свит в разрезах горы Сандал и оврага Ащеайрык

В естественных обнажениях стратотипов чеганской и ащеайрыкской свит фораминиферы встречаются редко или отсутствуют в связи с процессом растворения известковых раковин в поверхностном слое пород. Достаточно богатые комплексы бентосных фораминифер изучены из отложений, вскрытых скважинами в непосредственной близости от стратотипов. Несколько восточнее стратотипа чеганской свиты (р. Чеган, гора Сандал) пробурены скв. 515, 547, 568, 570. В овраге Ащеайрык (стратотип ащеайрыкской свиты) пробурена скв. 582, а к юго-западу от него – скв. 581.

К сожалению, в литературе [Броневой и др., 1967] по этим скважинам для отложений чеган-

ской и ащеайрыкской свит приводятся сводные, обобщенные списки фораминифер.

В чеганской свите, которая авторами вышеупомянутой работы отнесена к верхнему эоцену, выделяются два комплекса.

Первый из них приурочен к нижней части чеганской свиты. Он включает Spiroplectammina ex gr. carinata (d'Orb.), Clavulinoides szaboi (Hantk.), Karreriella siphonella (Reuss), Nodosaria aculeata d'Orb., Siphonodosaria adolphina (d'Orb.), Marginulina fragaria Gümb., Guttulina irregularis (d'Orb.), Gyroidina soldanii (d'Orb.), Eponides subumbonatus Mjatl., Alabamina budensis (Hantk.), A. plumata N.Bykova, Cibicides ungerianus (d'Orb.), C. pygmeus (Hantk.), C. eocaenus (Gümb.), Pullenia bulloides (d'Orb.), Nonion dosularensis Chalil., Virgulina schreibersiana Cz., Bulimina sculptilis Cushm., B. aksuatica Moroz., Uvigerina jacksonensis Cushm., U. pygmea d'Orb., Cassidulina subglobosa Brady, Bolivina nobilis Hantk., B. antegressa Subb., B. simplex Balakhm.

Второй комплекс приурочен к верхней части чеганской свиты. Он содержит группу видов, переходящих из подстилающих осадков, – Spiroplectammina ex gr. carinata (d'Orb), Nodosaria aculeata d'Orb., Siphonodosaria adolphina (d'Orb.), Guttulina irregularis (d'Orb.), Gyroidina soldanii (d'Orb.), Eponides subumbonatus Mjatl., Alabamina budensis (Hantk.), Cibicides pygmeus (Hantk.), Nonion dosularensis Chalil., Virgulina schreibersiana Cz., Bolivina simplex Balakh. Они сопровождаются впервые появившимися Quinqueloculina praesarmatica Bond., Q. romboides Serova, Q. seminulina striata Serova, Q. selene (Karrer), Triloculina enoplostoma (Reuss), Baggina iphigenia (Samoil.), Anomalina munda (N. Bykova), Cibicides sulzensis (Herrmann), Trimosina sectile Ter-Grigor.

В ащеайрыкской свите (олигоцен) также различаются два комплекса. Нижняя часть свиты характеризуется Quinqueloculina selene (Karrer), Q. ermani Bornem., Triloculina enoplostoma Reuss, Cristellaria herrmanni Andreae, Cibicides macrurus N.Bykova, C. amphisyliensis (Andreae), C. sumsarensis N.Bykova, C. aff. pseudoungerianus Cushm., Nonion dosularensis Chalil., Bolivina mississippiensis Cushm.

В верхней части ащеайрыкской свиты развит близкий комплекс бентосных фораминифер. Его своеобразие заключается в отсутствии Cristellaria herrmanni, Nonion dosularensis, Bolivina mississippiensis и появлении Planorbulina hadlei Balakhm., Nonion dendriticum Chalil., Caucasina schischkinskyae (Samoil.), Uvigerinella ex gr. californica Cushm.

Сходные ассоциации бентосных фораминифер описаны Т.П.Бондаревой [1955, 1964] из отложений чеганской свиты более восточных районов – северного побережья Аральского моря от залива Кумсуат (скв. 2) до п-ова Кок-Турнак (гора Бультук). Отложения с нижним комплексом выделены в зону Bolivina antegressa и отнесены к верхнему эоцену. Отложения с верхним комплексом рассматриваются в качестве зоны Anomalina munda (слои с Cibicides salensis и слои с Cibicides macrurus) олигоценового возраста. По данным фауны моллюсков, последней соответствуют: верхняя часть зоны крупных туррителл, зона Pinna lebedevi и верхнечеганская подсвита с многочисленными моллюсками, но не имеющая зонального названия.

Аналогичных взглядов на расчленение и возраст чеганской свиты придерживается И.А.Прусова [1970]. По ее мнению, стратотип чеганской свиты находится в балке Ащеайрык, в западном борту которой была пробурена уже упоминавшаяся скважина 582, а не у горы Сандал. Нижняя часть свиты содержит микрофауну зоны Bolivina antegressa, состоящую из индекс-вида, B. nobilis Hantk., Karreriella siphonella Reuss, Marginulina fragaria (Gümb.), Uvigerina pygmea d'Orb., Bulimina sculptilis Cushm., Hopkinsina sp., Clavulina colomi Hagn, Alabamina tangentialis (Glodius), Cibicides kugultaensis Schutz. Отложения этой зоны установлены только в скважине и коррелируются с белоглинским горизонтом Северного Кавказа (альминский "ярус", верхний эоцен).

Верхняя часть чеганской свиты характеризуется комплексом бентосных фораминифер зоны Anomalina munda (хотя сама И.А.Прусова не считает возможным использовать это название). Он включает индекс-вид, Cibicides sulzensis (Herrm.) (= C. salensis Nikit.), Spiroplectammina ex gr. carinata d'Orb., Nonion dosularensis Chalil., Virgulina schreibersiana Cz., Textularia acarinata Balakh., Alabamina almaensis (Samoil.), Bolivina simplex Balakh., Uvigerinella ex gr. californica Cushm., Baggina iphigenia Samoil., Bolivina mississippiensis Cushm., Cibicides almaensis Samoil., Bulimina aksuatica Moroz., Ceratobulimina

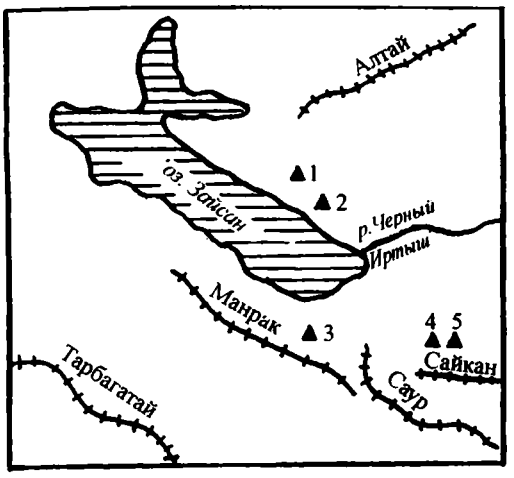


Рис. 19. Расположение опорных разрезов эоцен-олигоценовых отложений Зайсанской впадины (Восточный Казахстан)

1 – Киин-Кериш (региональный стратотип границы эоцена и олигоцена); 2 – Кара-Бирюк; 3 – Конур-Кура (региональный парастратотип границы эоцена и олигоцена); 4 – Калмакпай; 5 – Аксыир

ex gr. intrusa N. Bykova, Pullenia bulloides d'Orb., Karreriella siphonella Reuss, Marginulina fragaria Gümb. И.А.Прусова коррелирует эти отложения с кызылджарским горизонтом Крыма (нижний олигоцен). Верхнечеганские отложения вскрыты скважиной, а их самая верхняя часть обнажена на поверхности. Последнее позволяет И.А.Прусовой сделать вывод, что в стратотипе (балка Ащеайрык) чеганская свита представлена в обнажении своей самой верхней (олигоценовой) частью.

Таким образом, положение границы эоцена и олигоцена в разрезе горы Сандал (стратотип чеганской свиты по мнению авторов) и в разрезе по оврагу Ащеайрык (стратотип ащеайрыкской свиты) по данным динофлагеллат и бентосных фораминифер трактуется неоднозначно. По динофлагеллатам эта граница (кровля зоны Charlesdowniea clathrata) совпадает с кровлей чеганской свиты в разрезе Ащеайрык и находится в нескольких метрах ниже верхней границы этой свиты в разрезе Сандал. Согласно бентосным фораминиферам граница эоцена и олиоцена (кровля зоны Bolivina antegressa) в разрезах (и скважинах) Ащеайрык и Сандал располагается значительно ниже – в середине чеганской свиты. Следует отметить и внутреннее противоречие в стратиграфии по бентосным фораминиферам – нижние слои ащеайрыкской свиты коррелируются с низами хадумского горизонта (зона Cristellaria herrmanni) Северного Кавказа, а подстилающие слои верхнего чегана – с кызылджарским горизонтом Крыма. Однако низы хадума и кызылджарский горизонт, по существующему мнению, занимают одинаковое стратиграфическое положение (основание нижнего олигоцена).

Мы отдаем предпочтение (по степени надежности) зональной шкале по динофлагеллатам и проводим границу эоцена и олигоцена между зоной Charlesdowniea clathrata angulosa и зоной Phthanoperidinium amoenum; в литологическом смысле в рассматриваемых двух разрезах она практически совпадают с границей чеганской и ащеайрыкской свит. Поэтому разрезы горы Сандал и оврага Ащеайрык можно считать региональными стратотипами границами эоцена и олигоцена для Устюрта, Северного Приаралья и Тургайского прогиба.

Конечно, расхождения с фауной бентосных фораминифер должны найти свое объяснение. Для этого необходимо: 1) параллельное изучение фитопланктона и бентосных фораминифер из одного и того же разреза (обнажение, скважина); 2) монографическое изучение бентосных фораминифер Устюрта и Северного Приаралья; 3) установление разрезов, в которых присутствуют (хотя бы в небольшом количестве) планктонные фораминиферы. Например, в скв. 3006 на северо-западном побережье Аральского моря планктонные фораминиферы позволили определить кровлю зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, маркирующей границу эоцена и олигоцена. Надо надеяться, что в ходе этих исследований проблема границы эоцена и олигоцена в разрезах Устюрта и Приаралья, более сорока лет дискутируемая в литературе, получит свое окончательное решение.

Разрез Киин-Кериш (впадина озера Зайсан, Юго-Восточный Казахстан)

Зайсанская впадина выполнена озерно-аллювиальными отложениями кайнозоя мощностью до 2000 м. Она разделяет горные сооружения Южного Алтая и Саур-Тарбагатая (рис. 19). Разрез Киин-Кериш расположен на северо-востоке впадины. Пограничные слои эоцена и олигоцена, содержащие остатки различных групп

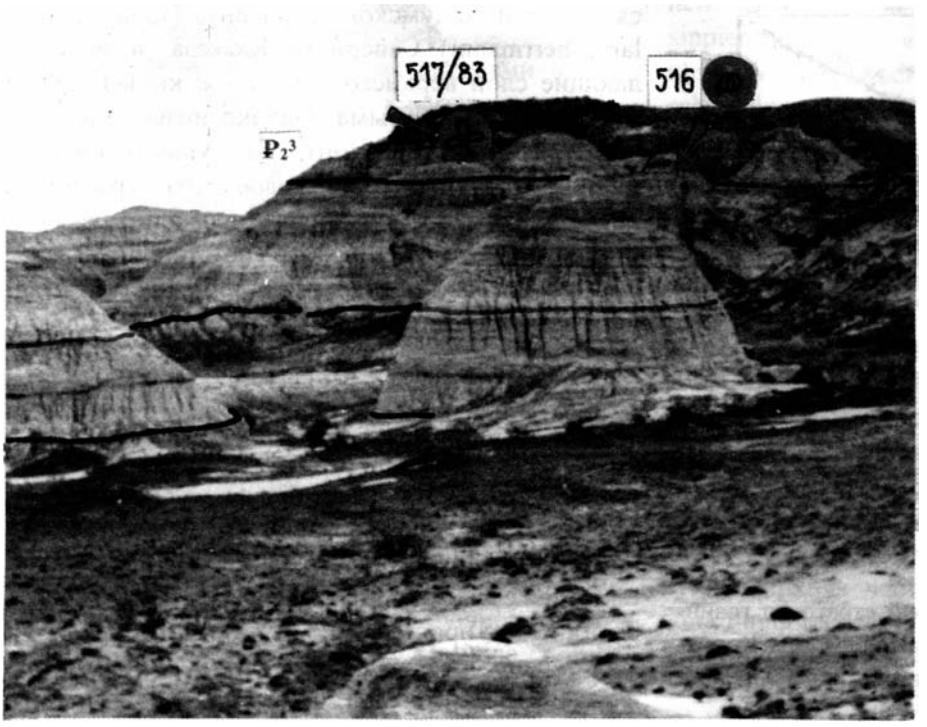


Рис. 20. Положение границы эоцена и олигоцена в разрезе Киин-Кериш (Зайсанская впадина)

Точка 516 – место сбора пресноводных моллюсков; точка 517/83 – местонахождение флоры "Столика"

Фото А.Б.Германа

континентальной биоты[1], слагают две толщи (рис. 20, 21). Нижняя – турагинская свита, мощностью до 20 м, представлена песками, алевритами, реже – глинами. Для нее характерна лимонитизация, связанная с окислением пирита и марказита, рассеянных в толще. Венчает разрез свиты маркирующий слой "А" (0,5–1,5 м) – розовые алевриты. В верхней – тузкабакской свите преобладают глины с линзами и прослоями кварцевых песков и известковистых песчаников мощностью от 0,3 до 4 м. Специфика толщи подчеркивается обилием конкреций и псевдоморфоз кальцита с примесью сидерита (10–15%) и гетита.

Турагинская свита с размывом залегает на толще палеоцена – среднего (?) эоцена. Подразделяется на четыре пачки.

Мощность, м

1. Пески разнозернистые, с косой волнистой или горизонтальной слоистостью. В песках найдена челюсть Arctocynoidea (Kiinkerischella zaisanica Gab. et Bir.) и неполный скелет болотного носорога Zaisanamynodon borissovi 3–4

2. Алевриты ожелезненные, с прослоем (0,5 м) глин в средней части. В кровле местами – кварцевые пески, в них – челюсть аминодонта 4–5

3. Переслаивание алевритов и глин с остатками растений.

Флора меняется по разрезу. В базальном "сальвиниевом" горизонте преобладают водные растения – Salvinia mildeana Goepp., S. mirabilis Iljinsk., Nelumbo sp. и однодольные – Zingiberites borealis (Palib.) Iljinsk.; из двудольных – Ulmus sp. и "Hibiscus" neuburgae Iljinsk. Бедный комплекс пыльцы с Pinus, Taxodiaceae, Cupressaceae, Palmae, Corylus, Quercus.

Выше в глинах доминируют Alnus ex gr. subcordata May, Ulmus spp., Populus arnaudii (Sap.) Iljinsk., "Hibiscus" neuburgae Iljinsk., cf. Cupanites formosus Berry. Реже встречаются Lindera vassilenkoi Iljinsk., Zelkova zelkovifolia (Ung.) Buzek et Kotlaba, Myrica, Dryophyllum, листья и плоды Leguminosae (Mimosites, Sophora), листья Magnolia, Sterculia, Apocynophyllum. В палинокомплексе преобладают Alnus и Ulmus (в сумме до 60%), Juglandaceae .(Juglans, Carya, Pterocarya) (до 10%), Hamamelidaceae (Hamamelis, Fothergilla) (до 5%), Zelkova, Planera, Celtis. Единично встречается пыльца Palmae, Salix, Myrica, Corylus, Ostrya, Quercus (в том числе Q. graciliformis, Q. cf. sibirica), Castanopsis, Magnolia,Liquidambar zaisanica Pan., Altingia, Laurus, Trochodendron, Araliaceae. Пыльцы голосеменных – 8%: Pinus (до 6%), Ginkgo, Picea, Abies, Taxodiaceae, Cupressaceae, споры Polypodiaceae (до 1%). За пределами флороносной линзы возрастает содержание пыльцы Taxodiaceae (до 50%), появляются Tilia, Liliaceae.

Найдены отпечатки цикад, моллюски (Contradens cf. compressopsis и др.) и млекопитающие – Ardynomys

[1] Крупные млекопитающие изучали Л.К.Габуния, М.Д.Бирюков, Е.И.Беляева, грызуны – Н.С.Шевырева, пресмыкающиеся и земноводные – М.В.Ефимов и В.М.Чхиквадзе, рыбы – Е.К.Сычевская, пресноводные моллюски – Н.В.Толстикова, растительные макрофоссилии – И.А.Ильинская, Э.В.Романова, М.А.Ахметьев, пыльца и споры – Л.Н.Ржаникова, Л.А.Панова, М.А.Сотникова, Н.И.Запорожец.

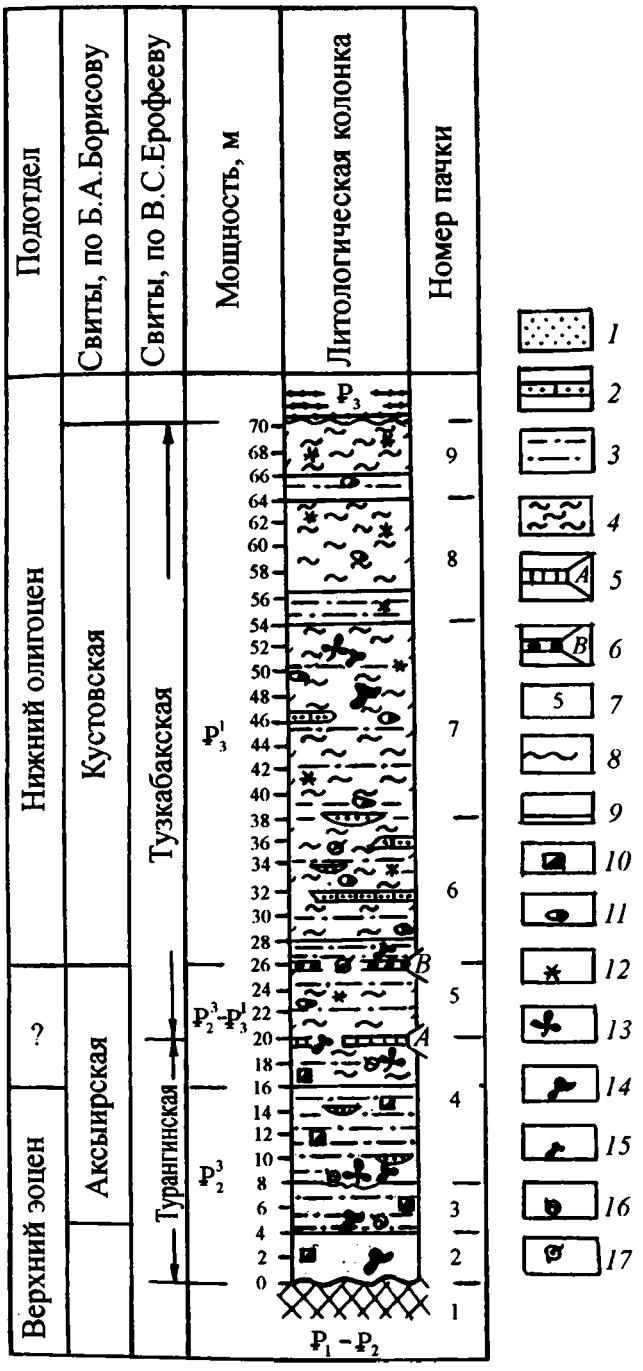


Рис. 21. Стратиграфическая колонка разреза Киин-Кериш (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан)

1 – кварцевые пески; 2 – кварцевые песчаники с карбонатным цементом; 3 – алевриты; 4 – глины; 5,6 – маркирующие горизонты: 5 – "А", 6 – "В"; 7 – номера пачек в разрезе; 8 – контакт с эрозионной поверхностью; 9 – согласные контакты; 10 – окисленные сульфиды; 11 – карбонатные конкреции; 12 – железомагнезиальные конкреции; 13 – местонахождения растительных остатков; 14,15 – местонахождения костных остатков позвоночных: 14 – крупные, 15 – небольшие; 16, 17 – моллюски экозон Contradens compressopsis (16) и Rectidens asiaticus (17)

lambus, cf. Anthracotherium, Eoentelodon sp., Gobiohyus sp. 7–8

4. Переслаивание алевритов и глин с линзами кварцевых песков. Обильная лимонитизация. Непосредственно под маркирующим слоем "А" – линза белых флороносных глин.

Доминируют узколистные Dryophyllum curticellense Sap. et Mar., D. dewalquei Sap. et Mar., D. kryshtofovichii Iljinsk., Myrica acuminata Ung., M. lignitum (Ung.) Sap., Populus arnaudi Iljinsk., P. kryshtofovichii Iljinsk., реже встречаются Taxodium dubium (Sternb.) Heer, Lindera vassilenkoi Iljinsk., Zelkova zelkovifolia (Ung.) Buzek et Kotlaba, Ampelopsis schischkinii Iljinsk., Fraxinus sp., Astronium ninae Iljinsk. et Akhmet. и др. Здесь же моллюски экозоны Contradens-compressopsis (C. compressopsis Tolstik., Ptichorynchoides longiusculus Tolstik. и др.) 2–6

Тузкабакская свита включает пять пачек.

5. Переслаивание глин и алевритов с прослоями песков и песчаников, карбонатных, марганцовистых. В кровле – маркирующий слой "В" – черные, марганцовистые алевролиты. В низах пачки найдены грызуны –

Cylindrodontidae и Eomyidae, а выше по разрезу в пачке 5 и в основании пачки 6 – млекопитающие Amynodon sp., Brachyodus sp., Archaeomerix sp., крокодилы Alligatorinae, (?) Tomistoma sp., черепахи Chrysemys sp. и "Plastomenus" minusculus, позвонки саламандр и ильных рыб (Amia barroisii Leirich, A. robusta Priem.). 4–6

6. Переслаивание алевритов, песков и песчанков, карбонатных, иногда марганцовистых 8–12

7. Глины пятнисто окрашенные, с линзами карбонатных песчаников и тонкого переслаивания глин и алевритов.

Обнаружены млекопитающие Amynodon sp., Amphechinus sp., Cadurcodon cf. zaisanensis Bel., Bothriodon sp., Arthracotheriidae (cf. Brachydus), Entelodon sp., Artiodactyla (cf. Eumerix, cf. Miomeryx), крокодилы Alligatorinae, Tomistoma sp.(?) и черепахи Chrysemys index Ckhik., "Plastomenus" minusculus Ckhik., Chelydropsis minax Ckhik. 15–16

8. Глины с железисто-карбонатными конкрециями, с прослоями песков и алевритов. В основании местами – следы размыва.

В средней части пачки обычны моллюски экозоны Rectidens asiaticus (доминируют R. asiaticus Tolstik., Ctenodesma subfoliaceae Tolstik., Margaritonopsis infans Tolstik., Oxynaia subcultus Mart. et Tolstik., O. ferrata Tolstik., Rectidens kustovicus Tolstik., Physunio laeviusculus Tolstik., Nannoaia pucla Tolstik.).

В верхней части пачки найден панцирь черепахи Trionyx zaisanensis Ckhik. На контакте пачек 7 и 8 в линзе белых глин – остатки растений. Преобладают Taxodium dubium (Sternb.) Heer, Cocculus schischkinii Iljinsk., Quercus spp. (3 вида), Castanea antipovii (Krysht.) Iljinsk., Alnus neuburgae (Baik.) Iljinsk., Ailanthus confucii Ung. Реже встречаются Liquidambar zaisanica Akhmet., Astronium ninae Iljinsk. et Akhmet., Acer cf. tataricum L. 10–12

9. Глины гипсоносные, пестроцветные 6–10

Положение границы эоцена и олигоцена в Киинкеришском разрезе по континентальной биоте может быть установлено лишь в некотором интервале. Находки таких относительно архаичных форм, как киинкеришелла, зайсанаминодон, гобиохиус, эоэнтелодон, близкого к антракотериксу представителя антрактериид, позволяют относить пачки 1–3 к верхнему эоцену. Присутствие "Hibiscus" neuburgae в сочетании с другими типично субтропическими растениями и находками в палинокомплексах Quercus gracilis Boitz., Q. graciliformis Boitz. свидетельствует в пользу их эоценового возраста. Появление умеренных Alnus и Ulmus связано с местными условиями: с близостью горных сооружений и значительным превышением в это время днища Зайсанской впадины над уровнем моря.

Комплекс позвоночных пачки 6 с аминодонтидами, антракотериидами (ботриодоны, брахиодусы и др.) и флора тургайского типа пачки 7 указывают на их олигоценовый возраст. Это позволяет считать, что граница эоцена и олигоцена лежит в интервале пачек 4–5. Магнитостратиграфические исследования (см. региональный очерк) уточняют положение этой границы, ибо возможна прямая корреляция со стратотипом границы эоцена и олигоцена в разрезе Массиньяно, Северная Италия. Определение уровня прямой намагниченности $13N_2$ в кровле пачки 4 дает основание полагать, что граница эоцена и олигоцена практически совпадает с границей турагинской и тузкабакской свит.

В результате можно сделать следующие выводы о событиях у рассматриваемого рубежа.

1. Характер осадконакопления в пограничном интервале существенно не менялся. Произошла лишь смена основных парагенетических ассоциаций: углисто-сидерит-колчеданная сменялась железисто-карбонатной. Не фиксируется каких-либо заметных перерывов в накоплении осадков.

2. Состав комплексов ископаемых организмов изменялся постепенно.

3. Похолодание на территории Зайсанской впадины в конце позднего эоцена и в начале олигоцена отражено в постепенном исчезновении из растительного покрова субтропических элементов "полтавской" флоры и в их замещении представителями умеренной "тургайской" флоры при некотором дефиците влаги.

Высокая степень палеонтологической, палеоботанической и магнитостратиграфической изученности разреза Киин-Кериш позволяет видеть в нем надежный региональный стратотип границы эоцена и олигоцена для смежных регионов Казахстана и Средней Азии с континентальным типом осадконакопления.

Разрез Карагинский (о-в Карагинский, Восточная Камчатка, Россия)

В пределах северо-западного обрамления Тихоокеанской акватории верхнепалеогеновые морские и континентальные отложения имеют широкое распространение (Западный Сахалин, Западная и Восточная Камчатка и прилегающие осторова). Они фиксируются также в отдельных впадинах Юго-Восточного Сахалина, Корякского

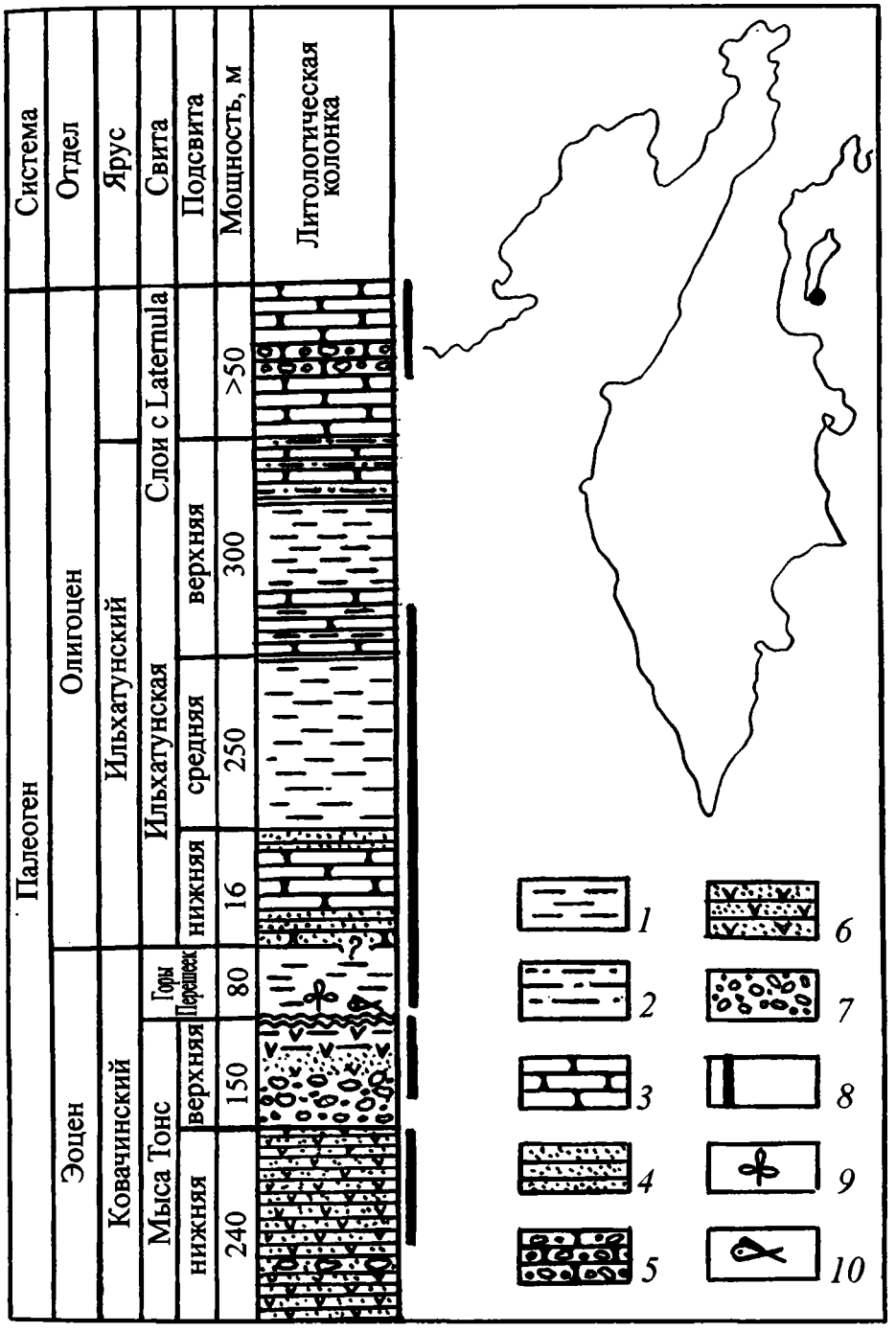


Рис. 22. Разрез отложений верхнего эоцена и олигоцена о-ва Карагинский, Россия (стратотип границы эоцена и олигоцена для Камчатки) и его местонахождение

1 – глины и аргиллиты; 2 – алевролиты; 3,4 – песчаники: 3 – тонко- и мелкозернистые, 4 – среднезернистые; 5 – гравелиты и мелкозернистые конгломераты; 6 – туфы; 7 – брекчии; 8 – интервалы изученого разреза; 9,10 –местонахождения: 9 – флоры, 10 – остатков рыб

нагорья, Анадырско-Пенжинской депрессии, на Командорских островах. Пограничные слои эоцена и олигоцена представлены здесь преимущественно морскими терригенно-вулкано-генными песчано-глинистыми бескарбонатными отложениями мощностью до нескольких тысяч метров. В отдельных районах они угленосны.

Отложения позднего палеогена Дальневосточного региона насыщены бентосными фораминиферами, моллюсками, листовой флорой, спорами и пыльцой. Известковый планктон (планктонные фораминиферы, наннопланктон) практически отсутствует. Кремневый планктон весьма беден и имеет плохую сохранность. Поэтому для расчле-

нения разрезов и межрегиональной корреляции основными группами являются бентосные фораминиферы и моллюски. Среди бентосных фораминифер почти отсутствуют эндемики, что позволяет коррелировать биостратиграфические подразделения Дальневосточной шкалы с Калифорнийской ярусной и зональной шкалами, разработанными по бентосным фораминиферам [Kleinpell, 1938; Mallory, 1959] и моллюскам [Addicott, 1981]. Позднее в них внесены коррективы при определении возраста по планктонным фораминиферам [Lipps, 1967 a, b; Крашенинников, 1971; и др.] и наннопланктону [Warren, Newell, 1976].

На основании корреляций и по совокупности биостратиграфических, климатологических и немногочисленных данных абсолютного возраста граница эоцена и олигоцена устанавливается: на Западной Камчатке – между ковачинским и аманинско-гакхинским горизонтами, на юге Корякского нагорья (п-ов Ильпинский) – между ковачинским и алугинским горизонтами, на Восточной Камчатке (о-в Карагинский) – между свитами горы Перешеек и ильхатунской, на побережье Пенжинской губы – между иргирнинской и ратэгинской свитами.

Типовым для пограничных отложений эоцена и олигоцена принимается разрез о-ва Карагинский, характеристика которого приводится ниже (рис. 22).

Отложения эоцена и олигоцена здесь представлены тремя свитами: мыса Тонс, горы Перешеек и ильхатунской.

Свита мыса Тонс сложена туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями туфопесчаников и туфоаргиллитов с моллюсками и фораминиферами. Мощность около 300 м.

Свита горы Перешеек состоит из плотных песчанистых аргиллитов с круглыми караваеобразными стяжениями, рассеянной мелкой галькой, гравием и моллюсками. В нижней части свиты – прослои тонкоплитчатых известковистых аргиллитов с массовыми остатками рыб. Мощность (видимая) 80 м.

Ильхатунская свита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Для алевролитовых пачек обычны присутствие известковистых стяжений, примесь отполированной гальки и гравия, а также наличие большого количества раковин Yoldia. Общая мощность 700-1000 м.

Отложения указанных свит содержат три комплекса фораминифер. Первый (верхнеэоценовый) приурочен к свитам мыса Тонс, горы Перешеек и самым низам (нижние 40 м) ильхатунской свиты. В нем преобладают виды Plectofrondicularia, Globobulimina, Valvulineria, Caucasina. Характерные виды комплекса: Plectofrondicularia packardi packardi, P. packardi multilineata, P. gracilis, Gyroidina condoni, Haplophragmoides obliquicameratus. В свите горы Перешеек доминируют Uvigerina garzaensis nudorobusta, Bulimina sculptilis, Alabamina kernensis, Valvulineria involuta, Caucasina schwageri, Caucasina eocaenica kamchatica.

Моллюски обильны по количеству особей, но бедны по систематическому составу, который снизу вверх практически не меняется. Наблюдаются лишь изменения, связанные с литологией осадков. Для алевролитов и аргиллитов типичны массовые скопления маленьких тонкостенных гребешков типа Variamussium. В гравелитах присутствуют менее глубоководные группы – Yoldia, Lima, Mactra. Характерные виды: Variamussium pillarense, V. amacusensis, V. aff. inollei, Lima (Acesta) amakusensis, Yoldia watasei. Последний вид обилен в свите горы Перешеек. Наибольшее сходство этот комплекс обнаруживает с фауной формации Сакасегава Японии [Серова и др., 1975; Гладенков, 1972].

Комплекс фораминифер (и моллюсков) ильхатунской свиты значительно отличается от микрофауны свиты мыса Тонс и горы Перешеек. Наиболее разнообразная ассоциация фораминифер (второй комплекс) приурочена к нижней части свиты (олигоцен). Она представлена более чем 40 видами преимущественно секреционных фораминифер. Процент видов, перешедших из подстилающих отложений, незначителен. Новый элемент составляет 80%. Широко развиты цибицидесы, среди которых Cibicides coalingensis имеет наибольшую численность. Здесь встречены: Cibicides americanus, C. crassiseptus, C. hodgei, C. almaensis, Eponides frizzelli, Melonis chimokinense, Cribroelphidium stelligerum, Langena costata, Nonionella tafumi, Siphonodosaria frizzelli и редкие Bulimina sculptilis, Caucasina schwageri, Globobulimina ilpinica, Cyclammina pacifica,

C. incica. Присутствуют единичные Pseudohastigerina micra (Cole).

Верхняя, большая по мощности часть разреза ильхатунской свиты (олигоцен) характеризуется третьим обедненным комплексом агглютинированных фораминифер: Haplophragmoides latissimisuturalis, H. asagaiensis, Asanospira carinata, Budashevaella deserta, Cyclammina incisa, C. cancellata obesa, Martinottiella aff. communis. Секреционные фораминиферы в этой части разреза появляются спорадически.

В комплексе моллюсков ильхатунской свиты доминируют Yoldia watasei и Y. longissima, а в верхней части многочисленна Y. nitida. Им сопутствуют Acila praedivaricata, A. dettysburgensis, Malletia sp., Laternula besshoensis, Macoma sumizuensis, Trominia japonica, Ancistrolepis sp.

Значительное изменение комплекса моллюсков и фораминифер фиксируется в основании ильхатунской свиты. Оно происходит несколько выше (40 м) литологической границы между свитами горы Перешеек и ильхатунской. Принимая во внимание большие мощности осадков, границу этих двух свит практически можно считать рубежом эоцена и олигоцена.

Описанные выше комплексы фораминифер близки по систематическому составу и структуре к комплексам из эоценовых и олигоценовых отложений Тихоокеанского побережья США, с которыми и проведена их корреляция. Наиболее интересен разрез Аройо-эл-Булито Калифорнии [Kleinpell, Weaver, 1963], расположенный вблизи стратотипа яруса Рефуджиен. Здесь в верхней части формации Сакатэ обнаружен наннопланктон подзоны Chiasmolithus oamaruensis зоны Discoaster barbadiensis позднего эоцена [Bukry, 1975]. Ранний Земморий по наннопланктону рассматривается как ранний олигоцен [Warren, Newell, 1976; Brabb et al., 1971]. В верхнеэоценовой части данного разреза (формация Гэвиота), как и в отложениях свит мыса Тонс и горы Перешеек, основной фон комплекса фораминифер составляют Bulimina sculptilis, Cibicides haydoni, Plectofrondicularia packardi, P. smithi. В нижней части яруса Земмориен (верхняя часть формации Алегрия) доминируют, как и в ильхатунской свите, Cibicides americanus crassiseptus, C. hodgei, Eponides frizzelli.

Приведенные данные показывают, что в пределах Дальневосточного региона на рубеже эоцена и олигоцена фиксируются существенные изменения бентосных фораминифер. Они выражаются в изменении систематического состава и структуры комплексов – заметно сокращается количество известкового бентоса и резко увеличивается численность агглютинированных фораминифер при общей бедности систематического состава. Аналогичная направленность в трансформации биоты отмечается на рубеже эоцена и олигоцена в Северной Америке и Японии. Эти изменения находятся в тесной связи с другими геологическими событиями – ухудшением климатических условий в связи с похолоданием, начавшемся в конце эоцена и прогрессировавшем в олигоцене, и активизацией вулканической деятельности.

Анализ биотических, климатических и геологических событий на рубеже эоцена и олигоцена

Введение

Как известно, территория бывшего Советского Союза составляла почти 1/6 часть от общей площади континентов. В ее пределах располагались различные тектонические элементы первого порядка – древние (Восточно-Европейская) и молодые (Западно-Сибирская, Туранская) платформы, зоны палеозойской (Урал, Средняя Азия), мезозойской (северо-восток материковой части России) и кайнозойской (альпийской) складчатости (Карпаты, Крымско-Кавказская область, Копетдаг, Камчатско-Сахалинский регион), вулканические пояса (Сихотэ-Алинь), а также прилегающие к суше впадины морских бассейнов (Арктический океан, Охотское море). Эти крупные структурные элементы осложнялись наложением тектонических структур более низкого порядка.

В результате отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена представлены едва ли не всем возможным набором фаций. Морские отложения разнообразны по своей батиметрической природе (батиальные, шельфовые) и литологическому составу (карбонатные пелагические, глинистые, песчано-глинистые, песчаные, осадочно-вулканогенные, флишевые, органогенные нуммулитовые). Не менее разнообразны и континентальные отложения – по своему генезису (озерные, аллювиальные, пролювиальные и т.д.) и литологическому облику (от грубых конгломератов и песчаников до глин). Естественно, все эти фациальные типы осадков характеризуются широким набором представителей морской и континентальной биоты: среди животного мира – от простейших (фораминиферы, радиолярии) до млекопитающих, среди растительного мира – от планктонных диатомей, динофлагеллат, кокколитофорид до высших растений.

Разнообразие фациальных типов осадков и свойственных им фауны и флоры определялось существованием нескольких палеоклиматических поясов – от субтропического (близкого к тропическому в позднем эоцене) климата Южной Армении до умеренно теплого и умеренного климата Сибири, побережья Арктических морей и Северо-Востока России. На фоне этих палеоклиматических поясов различаются регионы с гумидным или аридным климатом, что также налагало отпечаток на характер отложений, фауны и флоры.

Огромный и разнообразный фактический материал, происходящий с необъятных просторов бывшего Советского Союза, – первая особенность проведенных исследований.

Вторая особенность исследований – их методический подход. К основным его элементам необходимо отнести следующие положения.

1. Региональная методика геологических исследований. Она заключалась в том, что вся территория Советского Союза была разделена на 27 регионов, и в каждом из них создавалась региональная группа специалистов с акцентом на местные геологические кадры. Это позволило привлечь не только литературные данные, но и неопубликованные материалы, находившиеся в фондах местных геологических организаций. В результате была получена очень объективная информация о верхнем эоцене и нижнем олигоцене каждого из регионов. Подобный "банк данных", опубликованный в части I монографии (1996 г.), нужно надеяться, сохранит свое значение и в последующие годы.

2. Унификация стратиграфических объемов верхнего эоцена и нижнего олигоцена и определение положения границы эоцена и олигоцена. Длительное время эти вопросы были дискуссионными. В нашем исследовании объем верхнего эоцена понимался в составе фораминиферовых зон Globigerapsis semiinvoluta, Turborotalia co-

coaensis и Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, а объем нижнего олигоцена – в составе зон Globigerina tapuriensis, Globigerina sellii и Globigerina ampliapertura, как это принято в стратиграфической шкале палеогена, используемой в Мировом океане, Карибском бассейне и Средиземноморье. Напомним, что исследование по верхнему эоцену и нижнему олигоцену СССР началось до официального решения 28-ой сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, 1989 г.) о шкале палеогена и положении границы эоцена и олигоцена в подошве зоны Globigerina tapuriensis по планктонным фораминиферам. Таким образом, участники проекта стремились рассматривать геологические и биотические события в рамках единой шкалы, хотя определение границы эоцена и олигоцена, например, в континентальных отложениях Сибири и Средней Азии, связано с большими трудностями и здесь не исключены какие-то погрешности с изохронностью.

3. Применение в стратиграфических целях всех групп фауны и флоры, а также магнитостратиграфического метода.

4. Участие в исследованиях специалистов различного профиля – стратиграфов, палеонтологов, палеофлористов, литологов, тектонистов, геологов-региональщиков, петрологов.

Именно сочетание всех этих факторов позволило провести объективный анализ геологических и биотических событий позднего эоцена и раннего олигоцена, подойти к проблеме синхронности или асинхронности этих событий, отделить общее (субглобальное) от частного (регионального), избежать субъективных выводов. Комплексный характер исследований обеспечил возможность рассмотрения биотических событий на фоне эволюции палеосреды и климатических изменений.

Биотические события

Отложения верхнего эоцена и нижнего олигоцена в силу их фациального разнообразия и приуроченности к различным палеоклиматическим поясам характеризуются многочисленными группами морской и континентальной биоты: фораминиферы, наннопланктон, динофлагеллаты, остракоды, гастроподы, пелециподы, губки, амфибии, рептилии, рыбы, мелкие и крупные млекопитающие, растительные мегафоссилии, спорово-пыльцевые комплексы. Микроорганизмы с кремневым скелетом (диатомеи, радиолярии) пользуются ограниченным распространением. Эпизодически встречаются остатки птиц, насекомых, харовых водорослей, зубы акул.

Распределение этих групп фауны и флоры в разрезах верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых отложений на территории бывшего Советского Союза отражает реальную картину изменения органического мира в рассматриваемом интервале времени. Однако здесь следует иметь в виду две стороны этого процесса: эволюционное изменение фауны и флоры, отражающее глобальные изменения палеосреды; местные (региональные, провинциальные) трансформации органического мира, определяемые факторами (фациальными, тектоническими, климатическими и т.д.), проявляющимися на сравнительно ограниченных пространствах. Эти факторы либо резко усиливают общую картину изменения фауны и флоры на каком-то стратиграфическом рубеже, либо изменение выглядит более постепенным. Например, замещение карбонатных осадков верхнего эоцена глинистыми и глинисто-песчаными отложениями нижнего олигоцена в Крымско-Кавказской области и на Карпатах приводит к резкому различию комплексов планктонных и бентосных фораминифер, наннопланктона и остракод на рубеже эоцена и олигоцена. Если же нижний олигоцен представлен глинисто-карбонатными отложениями (Южная Армения) или чисто карбонатными породами (Восточное Средиземноморье), многие таксоны этих групп переходят из эоцена в олигоцен. Пример обратного характера можно привести из истории наземной флоры. В области Казахстанской суши и Средней Азии замещение субтропической полтавской флоры (эоцен) теплоумеренной тургайской флорой (олигоцен) происходило достаточно быстро. Этот процесс протекал более постепенно на Северном Кавказе, остававшемся и в раннем олигоцене в субтропическом поясе, а также в Западной Сибири благодаря "смяг-

чающему" климатическому влиянию в курганское время залива моря Тетис, уже потерявшего связь с Арктическим бассейном. Аналогичное "стабилизирующее" воздействие оказывало холодное течение палеогенового Тихого океана на изменение эоценовой и олигоценой флоры в дальневосточных районах России.

Таким образом, анализируя изменения в различных группах фауны и флоры на рубеже эоцена и олигоцена, необходимо отделять эволюционный момент от наложения (иногда очень мощного) местных условий. Конечно, наиболее важна оценка масштабности эволюционных изменений.

Планктонные фораминиферы

Разрезы палеогеновых отложений на территории бывшего СССР демонстрируют крупное изменение таксономического состава планктонных фораминифер на границе среднего и верхнего эоцена – исчезают представители родов Morozovella, Acarinina, Truncorotaloides, Planorotalites, составлявшие типичный элемент палеоценовой, нижне- и среднеэоценовой микрофаун. Гораздо труднее оценить эволюционное изменение планктонных фораминифер на рубеже эоцена и олигоцена, поскольку некарбонатные и слабоизвестковистые глины нижнего олигоцена (менилитовая свита Прикарпатья, майкопская серия Крымско-Кавказской области и Закаспия, ащеайрыкская свита Приаралья) содержат очень бедный планктон. В какой-то степени этот недостаток фактического геологического материала восполняется разрезами нижнего олигоцена Южной Армении, сложенными песчано-глинистыми карбонатными осадками.

Карбонатные осадки верхнего эоцена повсеместно характеризуются очень богатым, высоко специализированным комплексом планктонных фораминифер, четко намечающем биогеографическое районирование. В Южной Армении этот комплекс состоит из многочисленных, крупных по размеру видов Globigerapsis, Globigerinatheca, Globigerina, включая тропические Globigerapsis semiinvoluta, виды группы Turborotalia cerroazulensis (T. cerroazulensis, T. cocoaensis, T. cunialensis), Hantkenina, Cribrohantkenina. В более северных районах перечисленные таксоны отсутствуют, но ассоциация по-прежнему образована крупными Globigerapsis и Globigerina.

Комплекс планктонных фораминифер нижнего олигоцена представлен видами Globigerina, Globigerinita, Globorotaloides, Turborotalia, Pseudohastigerina и Cassigerinella мелких и средних размеров. В карбонатно-глинистых осадках Южной Армении он значительно богаче, нежели в менилитовых и майкопских глинах Предкарпатья, Крыма и Предкавказья.

Изменение планктонных фораминифер на рубеже эоцена и олигоцена весьма значительно, но этот эволюционный процесс был очень постепенным. Типично эоценовый комплекс фораминифер зоны Turborotalia cocoaensis отделен от типично олигоценовой ассоциации зоны Globigerina tapuriensis переходным комплексом планктонных фораминифер зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii. Изменение этой группы микроорганизмов происходит как бы двухступенчато: 1) у подошвы зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii практически исчезают виды Globigerapsis, Globigerinatheca, Cribrohantkenina, Hantkenina, основные виды группы Turborotalia cerroazulensis, ряд видов Globigerina;переходят в подошву данной зоны лишь некоторые виды Globigerina, Globorotaloides, Globigerinita, Pseudohastigerina, мелкие Turborotalia; они составляют комплекс фораминифер рассматриваемой зоны совместно с немногочисленными и редкими экземплярами Globigerina officinalis, G. ampliapertura, Turborotalia gemma, широко развитыми в осадках нижнего олигоцена; 2) в кровле зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii вымирают последние элементы эоценовых фораминифер, а выше развит типичный нижнеолигоценовый комплекс планктонных фораминифер зоны Globigerina tapuriensis.

Трудно оценить в абсолютном исчислении интервал переходной зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii. Во всяком случае, он очень невелик. При всем непостоянстве скорости седиментации в различных регионах Крымско-Кавказской области и Средиземноморья мощность осадков зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii равна нескольким метрам, тогда как мощности осадков подстилающей зоны Turborotalia cocoaensis и покрывающей зоны Globigerina tapuriensis составляют несколько десятков метров. В случае недетального отбора образцов на микрофауну переходная зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii вообще мо-

жет быть пропущена и создается ложное представление о чрезвычайно резком изменении планктонных фораминифер у "линейной" границы эоцена и олигоцена.

Таким образом, эволюционная трансформация планктонных фораминифер произошла в пределах узкого интервала геологического времени. Несомненной ее причиной было глобальное изменение климатических условий в сторону похолодания, что так хорошо фиксируется изменением состава спорово-пыльцевых комплексов из разрезов морских палеогеновых отложений Армении, Северного Кавказа и Приаралья. Двухступенчатая эволюционная трансформация фауны планктонных фораминифер находит свое объяснение, если принять во внимание характер их вертикального распределения в столбе воды. Изучение изотопного состава кислорода и углерода в раковинах верхнеэоценовых фораминифер показало, что обитателями верхнего слоя морской воды были представители Globigerapsis, Globigerinatheca, крупные Turborotalia и ханткениниды [Boersma, Premoli Silva, 1986]. Виды Globigerina, Globigerinita, Globorotaloides располагались в более глубоких слоях воды. Поэтому первое отчетливое похолодание на уровне нижней границы зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii привело к вымиранию (или резкому сокращению) тепловодных фораминифер из поверхностного слоя воды. Последующее похолодание на уровне верхней границы зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (т.е. на уровне границы эоцена и олигоцена) вызвало исчезновение относительно глубоководных и более холодолюбивых видов планктонных фораминифер (в частности, крупных по размеру видов Globigerina).

Значительные изменения фауны планктонных фораминифер у нижнего и верхнего рубежей позднего эоцена документированы многими разрезами и скважинами в Средиземноморье, Карибском бассейне, Восточной Африке, Австралии, Мировом океане [Bolli, 1957 a, b; Bolli et al., 1985; Blow, 1969; Boersma et al., 1987; Boersma, Premoli Silva, 1986, 1991; Molina et al., 1988; Coccioni, 1988; Cavelier et al., 1981; Prothero, Berggren (Eds.), 1992; Keller et al., 1992; Kennett, 1978; McGowran, 1978; Saunders et al., 1984; Pomerol, Premoli Silva, 1986; Крашенинников, 1978; и др.].

Эти исследования важны тем, что они четко показывают зависимость интервалов вертикального распространения планктонных фораминифер от палеоклиматических поясов и местных биономических условий. Если в Армении представители Hantkenina и Cribrohantkenina практически не переходят подошву зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii (P17), то в более южных районах (Средиземноморье, стратотипический разрез Массиньяно на севере Италии) Hantkenina suprasuturalis и редкие экземпляры H. alabamensis и Cribrohantkenina lazzarii исчезают в кровле этой зоны. Датировочный уровень эволюционного исчезновения ханткенинид и рассматривается как граница эоцена и олигоцена. Аналогичные расхождения существуют в отношении уровня вымирания другого важнейшего вида верхнего эоцена – Globigerapsis index. В разрезах верхнего эоцена Северного Предкавказья и Армении этот вид не переходит нижней границы зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii. Сходная картина наблюдается на юго-востоке Австралии – Globigerapsis index исчезает несколько ниже границы эоцена и олигоцена [Linsday, McGowran, 1986]. В разрезах Южного острова Новой Зеландии уровень исчезновения G. index маркирует границу эоцена и олигоцена [Hoskins, Morgans, 1986]. Наконец, в средних широтах Юго-Западной Пацифики (скв. 277, 52° ю. ш.; скв. 592, 43° ю. ш.) и Северной Атлантики (скв. 546, 49° с. ш.) и в низких широтах Южной Атлантики (скв. 522, 26° ю. ш.; скв. 516, 30° ю. ш.) вымирание G. index близко совпадает с границей эоцена и олигоцена [Jenkins, 1986]. Точнее, исчезновение этого вида происходит на разных уровнях, но в пределах узкого интервала нижней части (с обратной полярностью) хрона 13.

Отметим особую точку зрения Г.Келлер, Н.Мак-Леода и Э.Баррера [Keller et al., 1992]. По мнению этих исследователей, масштабность изменения планктонных фораминифер на рубеже среднего и верхнего эоцена более значительна, нежели на границе эоцена и олигоцена.

Крупные бентосные фораминиферы

Существенные различия комплексов нуммулитид из отложений среднего эоцена, верхнего эоцена и олигоцена хорошо известны. Однако на

территории бывшего Советского Союза изучение реальной картины их изменений на рубежах среднего и верхнего эоцена, эоцена и олигоцена затрудняется развитием пелагических глинистых осадков в кровле среднего эоцена (кумская свита) и в олигоцене (майкопская серия), формировавшихся в условиях аноксического (или близкого к нему) режима. Нуммулитиды в подобных отложениях отсутствуют или очень редки. В значительной степени этот недостаток восполняется разрезами эоцена и олигоцена Армении, но и здесь пелагические карбонатные осадки зоны Truncorotaloides rohri лишены нуммулитид (кровля среднего эоцена). Прекрасно прослеживается эволюционное изменение нуммулитид в интервале позднего эоцена – раннего олигоцена.

В отложениях верхнего эоцена крупные фораминиферы обильны – это разнообразные виды Nummulites, Operculina, Spiroclypeus, Pellatispira, Grzybowskia, Discocyclina, Asterocyclina, Actinocyclina. Отложения рассматриваются в составе единой зоны Nummulites fabianii, которая подразделяется на три местные единицы: 1) слои с Nummulites millecaput (современное название – слои с N. maximus), где еще присутствуют переходящие из среднего эоцена виды крупных размеров – N. maximus, N. lyelli, N. dufrenoyi; 2) слои с Discocyclina veronensis с богатым комплексом нуммулитид и дискоциклинид; 3) слои с Nummulites fabianii retiatus с обедненным комплексом крупных фораминифер. В подошве этих слоев исчезает основная масса видов Nummulites, Pellatispira, Spiroclypeus, Grzybowskia, Discocyclina, Asterocyclina, Actinocyclina. В кровле заканчивают существование Nummulites fabianii, N. striatus, N. garnieri, Discocyclina nummulitica. Эти слои соответствуют зоне Turborotalia centralis – Globigerina gortanii по планктонным фораминиферам [Крашенинников, Птухян, 1986; Крашенинников, Музылев, Птухян, 1985].

В нижнем олигоцене (зона Nummulites fichteli, соответствующая зонам Globigerina tapuriensis и Globigerina sellii по планктонным фораминиферам) комплекс состоит из N. fichteli, N. vascus, N. incrassatus, а дискоциклиниды отсутствуют.

Таким образом, на границе эоцена и олигоцена имело место кардинальное изменение состава крупных фораминифер. Оно выглядит еще более значительным, если принять во внимание широкое развитие в олигоцене семейства лепидоциклинид. В Армении они отсутствуют, но уже в Восточном Средиземноморье (Сирия) для олигоценовых отложений характерны лепидоциклиновые известняки. Это изменение совпадает по времени с таковым планктонных фораминифер, соответствует ему по масштабности и происходит по аналогичному эволюционному "механизму" – т. е. двухступенчато, когда отложения с типично верхнеэоценовым и типично олигоценовым комплексами разделены осадками с переходной ассоциацией крупных фораминифер (слои с Nummulites fabianii retiatus).

Мелкие бентосные фораминиферы

На юге Восточно-Европейской платформы, в Крымско-Кавказской области и Закаспии на рубеже эоцена и олигоцена происходит достаточно резкое изменение мелких бентосных фораминифер – богатая ассоциация зоны Planulina costata (белоглинский комплекс) замещается менее разнообразной ассоциацией зон Lenticulina herrmanni и Spiroplectammina carinata oligocenica (хадумский комплекс). Однако трудно оценить масштабность эволюционной "составляющей" этого процесса из-за сильного наложения местных (региональных) фациальных условий (замещение карбонатных осадков эоцена глинистыми олигоценовыми). Разрезы Южной Армении (и некоторые обнажения в Туркмении), где низы олигоцена сложены карбонатными глинами и мергелями, демонстрируют менее резкое изменение мелких бентосных фораминифер.

На современной стадии изученности, очевидно, следует предполагать, что на рубеже эоцена и олигоцена имело место изменение мелких бентосных фораминифер "в масштабе" групп видов. Появление в кровле эоцена рода Almaena не меняет общей картины, ибо виды последнего в олигоцене немногочисленны. Достоверная картина эволюционного изменения этой группы микрофауны может быть получена лишь при изучении монофациальных толщ.

Специальное изучение мелких бентосных фораминифер эоцена–олигоцена было проведено на юге Атлантического океана в приантарктических водах – скв. 689 и 690 на поднятии Мод [Thomas, 1992]. Его цель заключалась в анализе влияния

похолодания в интервале среднего эоцена – олигоцена на фауну бентосных фораминифер. Охлаждение поверхностных вод в высоких широтах Антарктики приводило к их погружению на батиальные глубины и, в конечном итоге, к возникновению психросферы, т. е. стратификации столба воды в соответствии с ее температурой и соленостью. Процесс изменения бентосных фораминифер был очень постепенным, без каких-либо катастрофических явлений, но с тремя ступенями – в середине среднего эоцена, во второй половине позднего эоцена и в верхней части раннего олигоцена. В конце позднего эоцена комплекс с Bulimina elongata заместился комплексом с Turrilina alsatica. Очевидно, подобное эволюционное постепенное изменение мелких бентосных фораминифер свойственно и монофациальным отложениях разрезов на континентах.

Наннопланктон

Карбонатные отложения верхнего эоцена юга бывшего СССР включают три зоны – Chiasmolithus oamaruensis (ее верхнюю часть), Isthmolithus recurvus и Sphenolithus pseudoradians. Слабокарбонатные и некарбонатные глины нижнего олигоцена характеризуются бедным наннопланктоном и поэтому с большими затруднениями намечаются зоны Ericsonia subdisticha, Helicosphaera reticulata и Sphenolithus predistentus.

Граница эоцена и олигоцена определяется исчезновением розетковидных дискоастеров (Discoaster barbadiensis, D. saipanensis) в кровле зоны Sphenolithus pseudoradians, причем в силу климатических причин они могут исчезать и несколько ранее. Новых таксонов на этом уровне не появляется. Таким образом, граница эоцена и олигоцена по наннопланктону совпадает (принципиально) с таковой по планктонным фораминиферам (подошва зоны Globigerina tapuriensis), но резко отличается низким рангом его таксономических изменений.

Границы нижнеолигоценовых зон наннопланктона – Ericsonia subdisticha и Helicosphaera reticulata – также характеризуются только исчезновением таксонов. Новые элементы наннопланктона (виды рода Sphenolithus) появляются лишь в средней части зоны Sphenolithus predistentus (NP23), т. е. близко к границе нижнего и верхнего олигоцена.

Изменение наннопланктона в разрезах позднепалеогеновых отложений юга бывшего СССР, несмотря на наложение местных биономических условий, отражает особенности его общей эволюции. По мнению М.Обри [Aubry, 1992], в этом интервале намечаются три переломных момента, когда происходило одновременно и исчезновение, и появление новых таксонов: граница нижнего и среднего эоцена, граница среднего и верхнего эоцена, пограничный интервал нижнего и верхнего олигоцена (верхняя часть зоны Sphenolithus predistentus и низы зоны Sphenolithus distentus). На рубеже эоцена и олигоцена изменения наннопланктона были второстепенными (исчезновение ограниченного количества видов). Все эти перестройки наннопланктонной биоты, согласно М.Обри, вызваны климатическими и эвтрофическими (содержание питательных веществ в толще воды) условиями, а связь с импактными явлениями отрицается.

Нетрудно заметить параллелизм в эволюционном развитии наннопланктона (флора) и планктонных фораминифер (фауна). Однако этот параллелизм двоякого рода. На рубежах раннего и среднего эоцена, среднего и позднего эоцена происходят крупные перестройки наннопланктона и планктонных фораминифер – исчезновение и появление групп видов (и родов). На границе эоцена и олигоцена изменение наннопланктона второстепенно, а планктонные фораминиферы претерпели кардинальную крупномасштабную трансформацию. У рубежа раннего и позднего олигоцена изменение наннопланктона принципиально, а таковое планктонных фораминифер сравнительно низкого таксономического ранга. Ответ этих двух групп на изменение среды иногда адекватен, а иногда нет.

Диатомеи

Для территории бывшего Советского Союза (Восточно-Европейская платформа, Предкавказье, Западная Сибирь, Прикаспий) эта группа микроорганизмов наиболее характерна для отложений нижнего и среднего эоцена. В осадках верхнего эоцена и олигоцена диатомеи встречаются спорадически и еще недостаточно изучены.

Кроме того, возраст некоторых свит с диатомеями является спорным. Диатомеи присутствуют также в отложениях верхнего эоцена и олигоцена Дальнего Востока, но и здесь они заслуживают дальнейшего изучения. Поэтому на основании данных материалов трудно составить представление о масштабности изменения диатомей на границе эоцена и олигоцена.

Верхнепалеогеновые осадки океанических бассейнов как бы восполняют этот недостаток, предоставляя чрезвычайно информативные материалы. К сожалению, зональные подразделения по диатомеям не всегда надежно сопоставлены с зонами по известковому планктону, как это видно из корреляционных схем в работах Ж.Феннер [Fenner, 1985] и Д.Балдоф [Baldauf, 1992], где имеются значительные расхождения.

По мнению Э.П.Радионовой (см. соответствующий раздел данной монографии), граница эоцена и олигоцена отмечена одним из наиболее значительных изменений диатомей, равно как и перестройкой поясов кремненакопления. Следующее эволюционное изменение диатомей происходит на уровне зоны Thalassiosira mediocon-vexa, которая коррелируется с наннопланктонной зоной Sphenolithus predistentus s. str. (CP17) (верхняя часть нижнего олигоцена). Здесь появляются роды Thalassiosira, Thalassionema, Rossiella.

Сходные данные приводятся Н.И.Стрельниковой (см. соответствующий раздел монографии). В бореальном поясе Северного полушария (Атлантический океан) у границы эоцена и олигоцена имело место существенное изменение диатомовой флоры – исчезли 17 родов, появились 6 новых родов (Actinocyclus, Asteromphalus, Synedra, Rouxia, Pseudodimerogramma, Huttonia) и два семейства – Hemidiscaceae и Achnanthaceae, увеличилась роль пеннатных диатомовых водорослей. В тропическом поясе это изменение не столь резкое, так как вымирания некоторых родов на рубеже эоцена и олигоцена не происходило.

В Приантарктическом районе Южного полушария непрерывный разрез отложений верхнего эоцена и олигоцена вскрыт скв. 511 на Фолклендском плато [Крашенинников, Басов, 1986]. Комплекс диатомей нижнеолигоценовой зоны Asterolampra insignis значительно отличается от такового верхнеэоценовой зоны Rylandsia inaequiradiata обедненностью систематического состава за счет вымирания длительно существовавших родов. Однако наиболее резкие изменения диатомовй флоры произошли здесь на рубеже раннего и позднего олигоцена [Gombos, Ciesielski, 1983; Стрельникова, 1988].

Весьма детально ход изменения диатомей в позднепалеогеновом интервале рассмотрел Д.Балдоф [Baldauf, 1992], который обобщил материалы по диатомовой стратиграфии Южного океана, моря Лабрадора и Норвежско-Гренландского моря, низких широт Атлантического и Тихого океанов. Д.Балдоф выделяет три интервала эволюционной трансформации диатомей. Первый приурочен к верхней части среднего эоцена (но не к кровле его). Второй интервал очень узкий (зона Coscinodiscus excavatus и самая нижняя часть зоны Cestodiscus reticulatus), он соответствует наннопланктонной зоне Ericsonia subdisticha (низы олигоцена и, возможно, самые верхи эоцена). Ниже располагаются осадки с диатомеями зоны Baxterium brunii (верхний эоцен). Наконец, третий интервал охватывает самую позднюю часть олигоцена (верхи зоны Rocella vigilans, зона Bogorovia veniamini) и базальные слои нижнего миоцена (зона Rocella gelida).

В интересующем нас втором интервале (низы олигоцена) диатомовая флора изменяется почти на 45%, причем количество вновь появившихся видов примерно равно числу вымерших видов. Перестройка флоры происходит во всех регионах Мирового океана, но со своими особенностями в низких и высоких широтах. В низких широтах это событие характеризуется появлением обильных и многочисленных видов Cestodiscus (C. convexus, C. gemminifer, C. reticulatus), которые могут составлять 50–80% сообщества. Им сопутствуют Coscinodiscus excavatus, Rouxia hanna, R. obesa, а такие формы, как Hemiaulus exiguus, Trinacria excavata, Asterolampra vulgaris, Rylandsia biradiata, R. inaequiradiata, исчезают. В высоких широтах на рубеже эоцена и олигоцена начинают доминировать Hemiaulus polymorphus и H. insignis, которые сопровождаются многими новыми видами – Cestodiscus antarctica, C. robustus, Baxterium brunii, Brightwellia spiralis, Rhizosolenia oligocenica, Rouxia granda и др.

Однако о каких-либо принципиальных изменениях диатомовой флоры на границе нижнего и верхнего олигоцена Д.Балдоф не упоминает.

Из изложенных материалов складывается впечатление, что у границы эоцена и олигоцена произошла крупная перестройка диатомовой флоры, т. е. она следует "фораминиферовому пути" эволюционного развития. Если же справедливы данные о существенном изменении диатомей на границе нижнего и верхнего олигоцена, то здесь скорее нужно говорить о сходной реакции диатомей и наннопланктона на биотические события этого времени.

Органикостенный фитопланктон

Во второй половине палеогена намечаются два наиболее заметных рубежа в изменении органикостенного фитопланктона. Первый – при переходе от эоцена к олигоцену, второй – в пограничном интервале между палеогеном и неогеном. На первом рубеже по меньшей мере наполовину обновляется видовой состав комплексов. При переходе от олигоцена к миоцену изменения органикостенной альгофлоры были еще более контрастными. Вымерли большая группа родов (Areoligera, Chiropteridium, Rhombodinium и др.), некоторые семейства (например, Wetzeliellaceae) и даже порядки. На рубеже среднего и позднего эоцена, а также в середине олигоцена произошли редукция отдельных видов и появление новых. Это все сопровождалось перераспределением доминирующих таксонов.

Как и в других группах микропланктона, изменения в составе диноцист, празинофитов и акритарх более контрастны при смене верхнеэоценовых белоглинских пелагических глинисто-карбонатных фаций олигоценовыми майкопскими тонкообломочными. Постепеннее состав комплексов менялся в тепловодной Средиземноморской области, где в большей степени проявлялись эволюционные преобразования альгофлоры и в меньшей степени – зависимость состава комплексов от фациальных условий осадконакопления.

Таксономическое разнообразие альгофлоры в эоцене было заметно выше, чем в олигоцене, и общее количество видов, особенно в тепловодной области, достигало по меньшей мере двух сотен. В начале олигоцена это разнообразие сократилось до 60–80 и лишь в оптимальную фазу рюпельской трансгрессии восстановилось до 100–120. При переходе от эоцена к олигоцену практически повсеместно резко уменьшался коэффициент "мористости". В белоглинских отложениях этот коэффициент достигал 60–80%, в майкопских – сокращался до 5–15%. Однако это нельзя объяснять исключительно снижением биопродуктивности самого органикостенного фитопланктона, так как одновременно происходило увеличение содержания спор и пыльцы высших растений, особенно хвойных, в морских осадках. В пограничных слоях эоцена и олигоцена пыльцы хвойных особенно много, так как при похолодании в конце эоцена эти растения на прилегающей суше получили распространение в более низких гипсометрических поясах лесной растительности.

Важной особенностью органикостенной альгофлоры является крайне неравномерное распределение в комплексах доминирующих таксонов. В осадках тепловодного белоглинского моря нормальной солености коэффициент рассеяния видов чрезвычайно высок и представительность любого из них практически никогда не превышает 3–5%. В среднеэоценовой кумской свите и в олигоценовой майкопской толще наблюдается сдвиг в составе комплексов в сторону их монотаксонности и иногда содержание 2–3 видов достигает 80–90% всего фитопланктона. Более заметной становится роль празинофитов и акритарх, особенно в окраинной зоне морского бассейна (Воронежская антеклиза, Приаралье, Тургай, Устюрт). Такое распределение видов обусловлено гидрологическим режимом морского бассейна: изменением газового состава вод, распределением или снижением температуры вод.

При переходе от эоцена к олигоцену произошли изменения и в представительности тех или иных морфологических групп диноцист. Сложно орнаментированные хоратные цисты родов, широко распространенных в эоцене (Cordosphaeridium, Areosphaeridium, Spiniferites, Hystrichokolpoma и др.), в олигоцене сменяются преимущественно каватными видами родов Deflandrea и Wetzeliella, а также мелкими слабо скульптурированными цистами Phthanoperidinium.

Климатическая зональность заметно отражалась на составе комплексов диноцист в олигоцене. Следствием ее является большее видовое разнообразие диноцист в южных районах, а также их количество, рассчитанное на единицу объема осадка.

По данным А.С.Андреевой-Григорович, Н.И.Запорожец и других авторов, для второй половины среднего эоцена (бартонский ярус) практически повсеместно в Крымско-Кавказской области, на юге Восточно-Европейской платформы и на Туранской плите выделяются две зоны – Areosphaeridium diktyoplokus и Rhombodinium perforatum. Для нижней из зон характерны Cerodinium diebeli, Cordosphaeridium exilimurum, Diphyes colligerum, Lejeunecysta globosa, Manumiella sp., Wetzeliella echinata. Зона Rhombodinium perforatum отличается преобладанием Areosphaeridium arcuatum над A. diktyoplokus, присутствием ряда видов Rhombodinium, а также Microdinium reticulatum, Melitasphaeridium asterium, Heteraulacacysta leptalea. Состав комплексов заметно меняется по латерали. На Воронежской антеклизе, в Ергенях и Тургае велика роль Horologinella и Paucilobimorpha, в Западной Сибири – цист ветцелиелловой группы, в Таджикской впадине – празинофитов.

Характерными таксонами зоны Charlesdowniea clathrata angulosa верхнего эоцена являются Achomosphaera sagene, Cannosphaeropsis, Cordosphaeridium funiculatum, Rottnestia borrussica, Turbiosphaera, Tytthodiscus beloglinensis. Вдоль северного побережья морского бассейна от Карпат до Приаралья в пограничных слоях среднего и верхнего эоцена выделяются слои, насыщенные Microdinium reticulatum.

Нижний олигоцен подразделяется на три зоны: Phthanoperidinium amoenum, Wetzeliella symmetrica и Wetzeliella gochtii. Первая зона имеет продолжительность не более 1 млн лет. Она хорошо прослеживается по доминированию в комплексе зонального вида на Северном Кавказе, в Ергенях, на Туранской плите. Хуже она выделяется в разрезах Украины, Карпат и Закавказья. На Северном Кавказе к этой зоне относятся нижние слои майкопской серии, насыщенные птероподами.

Зона Wetzeliella symmetrica, напротив, лучше выделяется в Карпатском регионе и на Южной Украине и плохо – в Казахстане. В зональный комплекс входят виды Lejeunecysta, Selenopemphix и Phthanoperidinium, а также Areosphaeridium pectiniforme, Adnatosphaeridium multispinosum, Cleistosphaeridium, Dapsilidinium simplex и др.

Состав комплекса зоны Wetzeliella gochtii широко варьирует в зависимости от колебаний гидрологического режима бассейна: солености, степени кислородного насыщения, температуры. В осадках, формировавшихся в условиях солености, близкой к нормальной, основной фон комплекса составляют виды Deflandrea, Distatodinium, Glaphyrocysta, Membranophoridium и др. Промышленная марганцеворудная минерализация на Мангышлаке и Украине отвечает трансгрессивной фазе развития морского бассейна и приурочена к нижней части зоны Wetzeliella gochtii.

Остракодовые мергели полбинского пласта на юге Восточно-Европейской платформы и в Крымско-Кавказской области, а также синхронные им глины с остракодами на Туранской плите обособляются в самостоятельное внутризональное подразделение – слои с Batiacasphaera-Hystrichokolpoma. Этим таксонам сопутствуют Gerdiocysta sp., Paralecaniella indintata, Horologinella, Spiniferites elongatus, Leberidocysta. В полносоленых осадках североморского бассейна Западной Европы и Тетиса эти слои не выделяются.

Границы зон по диноцистам как совпадают, так и не совпадают с таковыми зон, выделяемых по другим группам планктона. Граница зон Wetzeliella clathrata angulosa и Phthanoperidinium amoenum практически отвечает границе зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii и зоны Globigerina tapuriensis по планктонным фораминиферам. Зона Phthanoperidinium amoenum соответствует лишь нижней части последней. Что касается зоны Wetzeliella gochtii, то она, вероятно, включает верхнюю часть зоны Globigerina sellii и часть зоны Globigerina ampliapertura. Масштабность изменения диноцист и планктонных фораминифер на рубеже эоцена и олигоцена близкого порядка.

Остракоды

По мнению И.А.Николаевой (см. соответствующий раздел данной монографии), остракоды в отложениях верхнего эоцена и нижнего олигоцена юга бывшего СССР встречаются повсеместно – юг Украины, Крымско-Кавказская область, Арало-Тургайский регион, Ферганская и Таджикская впадины. В верхнем эоцене различается относительно глубоководная ассоциация остракод с таксономическим однообразием и низкой плотностью популяций (белоглинский

горизонт) и мелководный комплекс с обильными по числу экземпляров и многочисленными (более 90) видами остракод (мандриковские слои, чеганский горизонт, сангалакский горизонт Средней Азии). Ассоциации остракод нижнего олигоцена (майкопская серия) более однородные и обедненные по систематическому составу.

Фауна остракод нормальной солености из морских осадков верхнего эоцена насчитывает представителей 50 родов. В общей геологической летописи 28 из них существуют доныне, 20 вымерли в неогене и только 2 не переходят кровлю эоцена. Конкретная же картина изменения остракод на рубеже эоцена и олигоцена в Крымско-Кавказской области существенно иная. На этой границе в Восточном Паратетисе исчезли представители 35 родов, стеногалинные семейства Bairdiidae, Macrocyprididae, а также семейство Pontocyprididae. Процент транзитных видов не превышает 15. В монофациальных морских осадках разреза Ланджар (Южная Армения, Средиземноморская провинция) изменение остракод менее резкое – исчезает род Trachyleberidea, появляется род Buntonia.

Сам характер изменения остракодовых комплексов на границе эоцена и олигоцена в Восточном Паратетисе постепенный. Белоглинская (верхний эоцен) и кызылджарская (нижний олигоцен) ассоциации остракод разделены переходным комплексом (из слоев с Almaena taurica по фораминиферам). Он состоит из нескольких транзитных эоценовых видов, с которыми ассоциируют Pontocythere barbarica, Koilocythere mera, Cuneocythere margarinata, Cytheretta michailovi и др., типичные для олигоцена.

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы. Процесс изменения остракод на рубеже эоцена и олигоцена был постепенный (переходные слои Восточного Паратетиса). Это изменение было крупномасштабным (на уровне родов и видов) в Восточном Паратетисе, где донная фауна остракод испытала сильное влияние неблагоприятных биономических условий (сероводородное заражение придонных слоев воды). Оно выглядит менее значительным в Армении (Средиземноморская провинция), где седиментационная и гидрологическая обстановки были относительно стабильными.

Сходные результаты получены при изучении фауны остракод верхнего эоцена – нижнего олигоцена в Аквитанском бассейне на юго-западе Франции [Ducasse, Peypouquet, 1986]. В случае относительно устойчивых физико-химических параметров среды (эпи- и мезобатиальные зоны морского бассейна) изменения комплекса остракод второстепенны и "граница эоцена и олигоцена намечается с трудом"(с. 271). При нестабильности биономических условий (шельфовая и литоральная зоны) "граница эоцена и олигоцена четко выражена важным обновлением фауны остракод и может быть легко идентифицирована" (там же).

В тропической области (Карибский бассейн) как мелководные отложения (побережье Мексиканского залива в США), так и глубоководные осадки (Барбадос, Мексика) характеризуются сменой на границе эоцена и олигоцена лишь видовых комплексов остракод. Исключение составляет род Haplocytheridea, замещающийся в олигоцене родом Hemicyprideis. Помимо всего, изменение остракодовых ассоциаций происходит либо несколько ниже, либо несколько выше границы эоцена и олигоцена, определяемой планктонными фораминиферами [van den Bold, 1986].

Харовые водоросли

Харовые водоросли из переходных слоев эоцена и олигоцена известны только из Зайсанской впадины. В нижнеаксыирской подсвите (верхний эоцен) типового разреза свиты по р. Аксыир Н.П.Кянсеп-Ромашкиной [Ильинская и др., 1983] обнаружены Sphaerochara haedonensis и Grambastochara tornata, известные из нижнегедонских слоев верхнего эоцена Великобритании. Состав харовых заметно меняется в средне- и верхнеаксыирской подсвитах (олигоцен), непосредственно выше границы эоцена и олигоцена. В серии разрезов Южного Призайсанья определены многочисленные виды харовых как местные, так и известные из нижнего олигоцена Великобритании, Франции и Германии (Harrisichara vasiformis, H. conexa, H. tolstikovae, Rhabdochara formosa, R. septata, Nodosochara clivulata, Peckichara lepidae, Raskyaechara grovessi, R. peckii, Amblyochara orbae, Hornichara borisovi и др.). В буранской свите горы Ашутас и в нескольких местонахождениях к югу от Зайсана была обнаружена Hornichara kasakstanica, впер-

вые описанная из индрикотериевых слоев Челкар-Тениза.

Ограниченность материала не позволяет однозначно интерпретировать характер изменения состава харовых водорослей на границе эоцена и олигоцена (эволюция или изменение, связанное с местными биономическими факторами озерного бассейна). Скорее всего, эволюционный фактор присутствует. В пользу этого говорит состав харовых водорослей из позднепалеогеновых отложений Западной Европы (Парижский бассейн и Южный Гемпшир в Англии).

Здесь к верхнему эоцену относятся гедонские слои (зона Harrisichara vasiformis – H. tuberculata). К олигоцену принадлежат хемстедские слои (зона Stephanochara pinguis). Между ними располагаются бембриджские слои (зона Stephanochara vectensis) со смешанным (переходным) комплексом харофитов [Riveline, 1986]. В этих слоях заканчивает свое существование Harrisichara vasiformis, встреченная в разрезах Южного Призайсанья. Бембриджские слои помещаются либо в кровлю эоцена [Riveline, 1986], либо в подошву олигоцена [Grambast, 1972].

В целом, из 47 видов, развитых в осадках верхнего эоцена, в олигоцен не переходит 31 вид. Процесс их эволюционного изменения не обнаруживает резких скачков, был постепенным (бембриджские слои с переходным комплексом харовых водорослей).

С точки зрения палеобиогеографии интересно обнаружение нескольких видов харовых водорослей, общих для верхнего эоцена и нижнего олигоцена Западной Европы и Зайсанской впадины. Очевидно, замкнутые озерные бассейны и краевые части морских бассейнов с пониженной соленостью имели какие-то очень кратковременные связи (или иные способы перемещения харофитов).

Пресноводные моллюски

В позднем эоцене и раннем олигоцене Призайсанья, по данным Н.И.Толстиковой, произошла по меньшей мере шестикратная смена комплексов пресноводных моллюсков, что в большей степени отражает смену экологических обстановок их обитания, нежели их эволюцию, а также колебания режимов пресноводных водоемов, связанных со сменой более гумидных и более аридных климатических фаз. Эта же причина, но менее контрастно выраженная, согласно У.Мадерни, определяла и смену комплексов нижнеолигоценовых моллюсков в Северном Приаралье и Тургае.

В 14 местонахождениях пресноводных моллюсков из нижнеаксыирской подсвиты (верхний эоцен) преобладают крупные крышечки гастропод Parafossarulus? aksiirensis с резко выраженными кольцами нарастания. Лишь близ кровли подсвиты появляются более мелкие – P. custoides, встречающиеся вместе с остатками растений, среди которых много ксероморфных видов, что указывает на смену в Предзайсанье увлажненного климата более сухим в пограничном интервале эоцена и олигоцена.

В среднеаксыирской подсвите (олигоцен) среди моллюсков начинает доминировать Contradens compressopsis, близкий виду из переходных слоев от эоцена к олигоцену Западной Европы – Contradens selandri. Что касается комплекса моллюсков из верхнеаксыирской и нижней части кустовской свит, то он содержит некоторые общие виды с моллюсками кутанбулакской свиты Приаралья, залегающей в разрезе ниже соленовского горизонта.

Морские моллюски (пелециподы, гастроподы)

Верхнеэоценовые отложения Карпат, Северного Причерноморья, Крымско-Кавказской области, Закаспия, Приаралья, Ферганской и Таджикской депрессий характеризуются очень богатыми комплексами двустворчатых моллюсков, хотя и встречаются они весьма неравномерно. Среди них различаются как мелководные комплексы (Украинский щит, Закаспий, Таджикская депрессия), так и более глубоководные из глинисто-карбонатных осадков белоглинского горизонта (Предкавказье, Закаспий). Отличны ассоциации двустворчтых моллюсков и по степени тепловодности. Представление о их таксономическом разнообразии дают следующие цифры: мандриковский комплекс у Днепропетровска включает не менее 100 видов, в белоглинских отложениях Закаспия известно около 120 видов, а в Закавказье их число достигает 170. Почти

столь же богата фауна пелеципод в нижнеолигоценовых отложениях (175 видов), но в отношении пространственного распространения ее состав значительно более монотонный.

Перестройка фауны двустворчатых моллюсков на рубеже эоцена и олигоцена (т. е. границе белоглинского горизонта и майкопской серии) была очень резкой. Нижнеолигоценовая фауна пелеципод состоит из 68 видов, перешедших из эоцена, 50 видов, вселившихся из бассейнов Европы, и 36 видов-эндемиков Восточного Паратетиса. Причины изменения моллюсков С.В.Попов (см. соответствующий раздел данной монографии) связывает с вымиранием наиболее тепловодных групп и общей перестройкой зоогеографической структуры фауны. Вероятно, принципиально разный фациальный облик осадков в позднем эоцене и раннем олигоцене также накладывал свой отпечаток на процесс изменения состава моллюсков.

Близкая картина трансформации на рубеже эоцена и олигоцена наблюдается и для фауны брюхоногих моллюсков (О.В.Амитров, см. соответствующий раздел данной монографии). Чрезвычайно велико таксономическое разнообразие гастропод в отложениях верхнего эоцена – в мандриковских слоях Украины – более 400 видов, в чеганской свите Устюрта, Северного Приаралья и Тургая – около 160 видов, в Ахалцихской депрессии Грузии – 98 видов. Комплексы гастропод раннеолигоценового времени менее богатые – от 65 видов в Ахалцихской депрессии до 30 видов в ащеайрыкской свите Северного Устюрта. Причину обеднения и изменения фауны гастропод следует видеть, прежде всего, в исчезновении менее холодоустойчивых групп (туррителлиды, тибииды, мелонгениды, волютиды, кониды и др.).

К сожалению, масштабность изменения фауны моллюсков на границе среднего и верхнего эоцена в Крымско-Кавказской и Арало-Тургайской областях остается неопределенной из-за развития аноксических фаций кумского горизонта, обычно лишенного донной фауны. Интересно отметить, что в тропической области (побережье Мексиканского залива на юге США) на этом уровне имело место существенное изменение фауны пелеципод и гастропод. Уровни изменения моллюсков и планктонных фораминифер здесь совпадают, а сам факт изменения макро- и микрофауны напрямую связывается с ухудшением климатической обстановки, с похолоданием [Hansen, 1992].

Герпетофауна (амфибии, рептилии)

По мнению В.М.Чхиквадзе (см. соответствующий раздел данной монографии), неравномерная изученность различных групп амфибий и рептилий затрудняет оценку этапности их развития. Основываясь главным образом на материале палеогеновых отложений Зайсанской впадины (Казахстан), он приходит к выводу, что наиболее существенные перестройки герпетофауны происходили в среднем эоцене (саргамысское и конуркуринское время) и в середине олигоцена (на рубеже кустовского и буранского времени). Изменения таксономического состава амфибий и рептилий на границе эоцена и олигоцена были незначительны. Все эти явления (различной масштабности) связаны с климатическими факторами (понижение температуры, аридизация).

По иному трактуется ход изменения герпетофауны позднего эоцена – раннего олигоцена Западной Европы [Rage, 1986]. Верхний эоцен (людийский "ярус") Англии, Франции и Бельгии характеризуется таксономически разнообразным комплексом амфибий и рептилий. Более 3/4 его состава не переходит границы эоцена и олигоцена, причем это вымирание касается как сухопутных, так и водных форм (например, змей семейства Paleophaeidae, известного с позднего мела, широко распространенного, но исчезающего в позднем эоцене). В меньшей степени изменение коснулось фауны черепах. В вышележащих слоях олигоцена таксономическое разнообразие герпетофауны несколько возрастает за счет диверсификации автохтонных таксонов, к которым добавляются азиатские иммигранты. Эти два явления и приводят к кардинальной перестройке герпетофауны (и других групп позвоночных), которая получила название "Grande coupure".

Близкая картина эволюционного изменения герпетофауны наблюдается в разрезах палеогеновых отложений западной части Северной Америки [Hutchison, 1992]. Оно началось где-то в нижней части эоцена ("ярус" Uintan) и выражалось в общем постепенном уменьшении таксономического разнообразия водных амфибий и

рептилий. На рубеже эоцена и олигоцена (граница "ярусов" Chadronian и Orellan) происходит отчетливое вымирание водных форм, тогда как сухопутные амфибии и рептилии претерпели лишь незначительное сокращение таксономического разнообразия. Деградацию водной герпетофауны Г.Хатчисон объясняет общей аридизацией климата, понижением стока постоянных рек, заполнением осадками крупных озерных бассейнов. Таким образом, эволюционное развитие герпетофауны определялось как прямым, так и косвенным влиянием климатических изменений.

Ихтиофауна

Согласно выводам Е.К.Сычевской (см. соответствующий раздел данной монографии), рубеж эоцена и олигоцена, равно как и весь интервал позднего палеогена, не составляет переломного эпизода в развитии ихтиофауны, который бы повсеместно фиксировался в морских бассейнах и пресноводных обстановках на суше. Биотические изменения наблюдаются лишь в пределах ареалов распространения крупных ихтиофаун.

Изменение фауны пресноводных рыб наиболее надежно документировано в разрезах палеогеновых отложений Зайсанской впадины. Оно происходит здесь на контакте кустовской и буранской свит. Последняя характеризуется исчезновением раннепалеогеновых доминантов – амиид, хиодонтид, катостомид и широким распространением карповых, щуковых и окуневых, которые являются главными компонентами палеарктической олигоцен-миоценовой ихтиофауны Сибири и Казахстана. Е.К. Сычевская не исключает возможности проведения границы эоцена и олигоцена в подошве буранской свиты. Однако комплекс биостратиграфических и магнитостратиграфических данных, изложенных в монографии, достаточно надежно помещает эту границу ниже – в подошву тузкабакской свиты (внутри аксыирской). Таким образом, изменение пресноводной ихтиофауны Зайсанской впадины приуроченно примерно к середине раннеолигоценового времени.

Морская ихтиофауна позднего эоцена Крымско-Кавказской области очень бедна по систематическому составу. Напротив, раннеолигоценовые ихтиофауны Предкавказья (пшехский горизонт) и Карпат (менилитовая свита), как хорошо известно, отличаются чрезвычайно большим таксономическим разнообразием рыб. К сожалению, подобный неадекватный фактический материал не позволяет оценить масштабность изменения морской ихтиофауны на рубеже эоцена и олигоцена.

Млекопитающие

Эволюция млекопитающих тесно зависела от перестроек в составе флоры и растительности. С началом роста в конце эоцена широтной климатической зональности, приобретением все более отчетливо выраженной сезонности выпадения осадков, особенно во внутренних районах Азии, и расширением аридного пояса радиация млекопитающих, прежде всего копытных, заметно возросла. В Азии это происходило одновременно с усилением эндемизма, так как миграция животных на запад ограничивалась непреодолимым морским барьером, протягивавшимся с юга на север вплоть до Арктического побережья Западной Сибири. Начала проявляться специализация зубного аппарата копытных и адаптация их отдельных семейств к питанию более "мягкими" частями растений (тапировые и бронтотерии, обитавшие в приречных биотопах или по побережьям заболоченных озер) и более "жесткими" растительными кормами, что было характерно для животных открытых местообитаний. У первой группы растительноядных млекопитающих коронки зубов щечного ряда были низкими, у второй – высокими. Одновременно с перестройкой зубного аппарата, особенно его резцово-клыкового комплекса, связанного с процессом срезания и скусывания зеленой массы, эволюционировал весь лицевой отдел черепа, а также конечности. Особенно заметно происходило удлинение дистальных отделов конечностей и редукция боковых пальцев (до трех), что определялось новым способом передвижения (бегом).

Смена доминирующих групп млекопитающих происходила постепенно. Она началась в середине позднего эоцена и закончилась только к середине олигоцена. Вымирание прежде всего коснулось более адаптированных к влажным условиям обитания бронтотериевых и тапировых.

Их сменили болотные носороги – аминодонты и гиракодонты (ардынии). К концу раннего олигоцена носорогообразные (индрикотерии) заметно увеличились в размерах и утратили большую часть клыково-резцового комплекса, кроме передней пары резцов, превратившихся в небольшие бивни.

Радиация олигоцена выражена также во всех группах более мелких млекопитающих – насекомоядных, зайцеобразных и грызунов. Появившиеся тупайи, родственные обитающим ныне в Индо-Малайской области, питались плодами и животной пищей. Нередко их рассматривают, наряду с другими близко родственными формами, в качестве предковых для приматов. Другая группа насекомоядных – ежовые, с появлением к началу олигоцена открытых пространств, быстро выработала средства защиты в виде игл. Кротовые в раннем олигоцене представляли уже различные биологические типы, указывающие на широкий спектр биотопов, которые они заселяли. Остатки грызунов из пограничных слоев эоцена и олигоцена относятся обычно к цилиндродонтидам, ктенодактилидам и хомячьим. Эта фауна установлена на трех-четырех уровнях нижнеолигоценовых отложений Зайсанской впадины, с хорошей преемственностью от одного к другому. Состав нижнеолигоценовой фауны грызунов Казахстана свидетельствует о ее большом эндемизме. Она мало сходна с фауной как Юго-Восточной Азии (Индия, Пакистан), так и Европы. На более ранних этапах палеогеновой истории (в первой половине эоцена) эта связь проявлялась в большей степени.

В палеогене, по крайней мере в пределах Внетропической Евразии, можно говорить о трех уровнях наиболее заметного эволюционного преобразования фауны млекопитающих: 1) на рубеже палеоцена и эоцена, 2) в середине эоцена и 3) во второй половине раннего олигоцена, когда на смену "бронтотериевой" фауне пришла "индрикотериевая" и началась активная радиация среди грызунов и насекомоядных. Четвертая крупная перестройка фауны произошла уже в раннем миоцене, когда появились первые мастодонты, оленьки и на смену гигантским носорогообразным пришла "гомфотериевая" фауна. Что касается пограничного интервала эоцена и олигоцена, то изменения в составе фауны млекопитающих были не столь контрастны, как на вышеотмеченных границах. Они выразились в сокращении разнообразия тапировых, вымирании и появлении некоторых видов среди болотных носорогов, инициальной радиации в отдельных группах грызунов и других мелких млекопитающих.

Данные об эволюционном изменении млекопитающих в осадках эоцена и олигоцена Казахстана находятся в рамках современных представлений об эволюции этой группы [Russell, Tobien, 1986]. В 1909 г. швейцарский палеонтолог Г.Штелин сформулировал концепцию "Grande Coupure" – крупной перестройки различных групп млекопитающих на рубеже эоцена и олигоцена. Последующие исследования фауны палеогеновых млекопитающих на разных континентах, однако, показали, что: 1) процесс изменения этой фауны не был одноактным (т. е. принцип пунктуализма был отвергнут); 2) он захватил значительный интервал геологического времени – от 10 до 15 млн лет; 3) в пределах этого интервала наблюдаются несколько пиков изменений различного масштаба, смещенных во времени по отношению друг к другу на разных континентах.

Графики изменения родового состава (во внимание принималось от 80 до 100 родов) свидетельствуют о том, что моменты исчезновения или появления новых родов иногда совпадают, иногда не совпадают, а подчас вообще находятся в противофазе.

В Западной Европе пики диверсификации (на родовом уровне) приурочены к границе среднего и верхнего эоцена, границе эоцена и олигоцена и, особенно, к поздней части раннего олигоцена (в этом интервале олигоцена появилось до 80 новых родов). Пики исчезновения родов находятся почти в противофазе и как бы предшествуют пикам появления новых родовых таксонов. Таким образом, материалы по Европе подтверждают, в определенной мере, концепцию "Grande Coupure", хотя перестройка фауны млекопитающих захватила значительный интервал позднеэоценового и раннеолигоценового времени.

Заметно иная картина наблюдается в Азии. За эоцен-олигоценовое время здесь прослеживаются несколько перестроек, а отнюдь не аналог одной "Grande Coupure". Самая крупная перестройка приурочена к верхней части среднего эоцена (или к границе среднего и позднего эоцена), когда появилось свыше 80 новых родов и

исчезло около 30 старых родов. Следующие пики изменения фауны млекопитающих связаны с переходными слоями от эоцена к олигоцену и с границей нижнего и "среднего" олигоцена.

Точная возрастная датировка уровней изменения фауны млекопитающих, естественно, затрудняется проблемой корреляции континентальных отложений с морскими осадками, содержащими планктон. В лучшем положении оказываются разрезы континентальных отложений Англии, Франции и Бельгии. Через промежуточные разрезы их удается сопоставить с морскими осадками, в которых появились наннопланктон и динофлагеллаты [Hooker, 1992; Legendre, Hartenberger, 1992]. Поэтому понимание рубежа эоцена и олигоцена у указанных авторов соответствует современному (подошва фораминиферовой зоны Globigerina tapuriensis), а их интерпретацию возрастного интервала принципиального изменения фауны млекопитающих ("Grande Coupure") следует считать достоверной (переходные слои от эоцена к олигоцену). Эта кардинальная перестройка, по их мнению, обусловлена резким изменением климата и всей палеосреды – обстановка теплого влажного климата и лесных пространств, близких к типу тропических дождевых лесов, эоценового времени сменилась в олигоцене обстановкой сухого, более холодного климата с открытыми пространствами типа саванны.

В Северной Америке крупная перестройка фауны млекопитающих имела место у границы "ярусов" Chadronian и Orellan, которая рассматривается в качестве границы эоцена и олигоцена [Stucky, 1992]. Однако нужны дополнительные магнитостратиграфические исследования и определения изотопного возраста пород (по прослоям базальтов), чтобы подтвердить возрастную принадлежность этих местных стратиграфических подразделений.

Наземная флора

В позднем эоцене и раннем олигоцене произошли кардинальные изменения во флоре и растительности суши (переход от палеокайнофита к неокайнофиту). По масштабу они уступали лишь известной революции в мире наземных растений середины мела, когда главенствующую роль в растительном покрове стали играть покрытосеменные. Наиболее контрастные эволюционные преобразования при переходе от эоцена к олигоцену проявились в интервале около 7 млн лет. Они захватили вторую половину позднего эоцена или целиком ранний олигоцен и происходили на фоне важнейших абиотических событий этого времени. Из них на перестройку флоры и растительности наибольшее влияние оказали три: рост широтного температурного градиента по мере похолодания климата; осушение эпиконтинентальных морей и быстрое заселение растениями обширных прибрежных равнин вслед за отступающим морем; возникновение новых миграционных трактов. Качественная сторона перестройки флоры заключалась в последовательном вытеснении из растительного покрова представителей палеокайнофита и, прежде всего, формальных родов цветковых и их замещение рецентными родами, образующими основное ядро флор неокайнофита. Что касается середины переходного интервала, то она характеризовалась более или менее равным участием в составе флор элементов палеокайнофита и неокайнофита. Смена состава флор происходила в обеих основных фитохориях Евразии этого времени – умеренной Бореальной и субтропической Тетической областях, а также в разделявшем их экотонном поясе. Протекая в каждой из областей различно, эта смена в основном повсеместно завершилась к концу раннего олигоцена.

В Бореальной области, особенно на Тихоокеанском побережье, замещение растений палеокайнофита представителями различных рецентных родов происходило постепенно, что было связано с более плавным снижением среднегодовых температур, отсутствием резких климатических колебаний и сохранением в олигоцене примерно тех же влажностных характеристик климата, которые были в позднем эоцене. Этому способствовало установившееся с конца позднего мела стабилизирующее влияние на климат и растительность суши холодного течения, направленного вдоль северо-западного Тихоокеанского побережья с севера на юг. Это течение нивелировало колебания климата и снижало широтный температурный градиент.

В Тетической области перестройка протекала более контрастно, завершившись в средних широтах Западной Евразии сменой субтропической

флоры эоцена умеренно теплой листопадной флорой олигоцена, которая была типизирована А.Н.Криштофовичем как "тургайская". Более быстрому "разрушению" флоры палеокайнофита здесь во многом способствовали частые колебания не только температуры, но и влажности климата.

Рассмотрим последовательно перестройку флор в каждой из основных фитохорий и в разделяющем их экотонном поясе.

В позднем эоцене Тетическая область занимала всю Крымско-Кавказскую область, большую часть Восточно-Европейской платформы, южную и центральную части Западно-Сибирской плиты. К Бореальной области относилось все Арктическое побережье Евразии, Средняя Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток, за исключением Южного Приморья, входившего в экотонный пояс. Признаки существования этого пояса установлены в Зайсанской впадине и на Южном Урале. По мере развития похолодания, уже в начале олигоцена, Бореальная область расширилась, включив в себя большую часть Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, северную часть Туранской плиты, Казахский щит и всю Западную Сибирь. Все районы, лежащие восточнее, в олигоцене продолжали входить в Бореальную область, только теперь к ней причленилось Южное Приморье. Экотонный пояс в олигоцене пересекал север Крымско-Кавказского региона, юг Восточно-Европейской платформы, Скифскую и Туранскую плиты, юг Казахского мелкосопочника, но не включал Среднюю Азию, остававшуюся в Тетической области.

В Бореальной области смену флор при переходе от эоцена к олигоцену удается проследить в Тихоокеанском регионе, особенно на хребте Рарыткин (Корякское нагорье), в Пенжинской губе, на Северо-Западной Камчатке, Сахалине, Восточном Сихотэ-Алине и в Южном Приморье. Практически во всех таксономически наиболее представительных местонахождениях в составе верхнеэоценовых флор наблюдается сочетание формальных родов, появившихся в раннем палеогене и даже в позднемеловую эпоху (Trochodendroides, Fagopsis, Macclintockia и др.), и рецентных родов, хотя и представленных еще ограниченным набором видов – предковых для их отдельных секций родов Alnus, Betula, Carpinus, Castanea, Carya, Acer и др. До конца эоцена в составе флор сохранялся широкий спектр родов голосеменных, включая представителей Ginkgoaceae, Podocarpaceae, Cephalotaxaceae, Taxaceae, Cupressaceae, Taxodiaceae и Pinaceae. По мере похолодания, значительно сократилось участие Ginkgoaceae. На Дальнем Востоке России вымерли Cephalotaxaceae и Podocarpaceae (ныне некоторые представители этих семейств сохранились на южных островах Японии). К концу эоцена перераспределение доминирующих таксонов в составе как зональных, так и интразональных типов растительности произошло и среди цветковых. Особенно это коснулось формальных родов, а также представителей Platanaceae, Hamamelidaceae, Juglandaceae, Ulmaceae, многие виды которых вымерли в позднем эоцене. К концу эоцена исчез мелколистный "Cocculus" ezoensis, сопровождавшийся в единых тафоценозах мелкоплодными Trochodendroides и Trochodendrocarpus. Уже не встречался раннепалеогеновый "Acer" arcticum. В позднем эоцене заметно сократилось разнообразие папоротников, и в олигоцене они уже не играли ведущей роли в нижнем ярусе лесной растительности.

Отличительной особенностью раннеолигоценовых флор является расширение спектра сосновых за счет частичной редукции таксодиевых. В число лесообразователей начали входить Picea, Abies и Tsuga. Как рипарийные, так и склоновые сообщества постепенно насыщались рецентными родами, в первую очередь относящимися к сережкоцветным (Populus, Salix, Alnus, Betula, Ostrya, Carpinus, Juglans, Carya, Pterocarya, Fagus), а также видами семейств Cercidiphyllaceae, Aceraceae, Tiliaceae и др. За счет кустарниковых розоцветных изменился состав подлеска.

В экотонном поясе, как и в Бореальной области, в позднем эоцене происходила постепенная элиминация формальных родов цветковых, которую лучше проследить на примере флор Зайсанской впадины. До второй половины позднего эоцена (но не до рубежа с олигоценом) доживает "Hibiscus" neuburgae, доминирующий в рипарийных сообществах второй половины эоцена. Наиболее поздние его проявления зафиксированы в разрезе Киин-Кериш в слоях с флорой "болотного носорога", названных так по находке на этом стратиграфическом уровне гигантского болотного носорога (Zaisanamynodon borisovi).

Несколько позже в Зайсанской впадине произошло вымирание второго раннепалеогенового реликта – рода Dryophyllum, который еще доминировал во флороносной линзе белых глин (флора "Столика"), приуроченной непосредственно к пограничной пачке между эоценом и олигоценом. В то же время характерные зайсанские эоценовые узколистные тополя (Populus arnaudii) встречаются, хотя и значительно реже, в олигоценовых флорах той части разреза, где появляются млекопитающие идрикотериевого комплекса. Вид Populus arnaudii вымер к концу раннего олигоцена, так как в богатейших позднеолигоценовых флорах ашутасского типа Призайсанья он нигде не был встречен. Во флорах второй половины нижнего олигоцена элементы неокайнофита составляли не менее 80% таксонов, в позднеолигоценовых флорах представители палеокайнофита уже отсутствуют.

В пределах Тетической области в позднем эоцене от Западной и Центральной Европы на восток протягивались три провинции. Северная приурочена к северной окраине эпиконтинентального морского бассейна. Она была занята семигумидными субтропическими лесами и на территории бывшего СССР включала Прибалтику, центральные районы Восточно-Европейской платформы, Урал, юг Западно-Сибирской плиты и Северный Казахстан. Располагавшаяся к югу провинция, с ксерофильной флорой и семиаридной древесно-кустарниковой растительностью, распространялась через юг Украины и Крым в Предкавказье и Северное Закавказье. Далее к востоку эта провинция расширялась, смыкаясь с провинцией, занятой еще более аридной флорой Южного Казахстана и Средней Азии. Южное Закавказье, расположенное за поднятиями Малого Кавказа, входило в особую провинцию с более влажной лесной субтропической растительностью и флорой, имевшей уже многие черты тропической (пальмы, широкий спектр вечнозеленых лавровых, магнолиевых, буковых, восковниковых, вересковых, тропических папоротников). В качестве интразональных типов растительности здесь выступали прибрежные пальмовые леса и мангровые заросли.

В составе основного ядра более древних позднеэоценовых флор Тетической области, особенно в ее северной, более влагообеспеченной части, преобладали таксодиевые, сосновые, лавровые, буковые, вересковые, тутовые, ниссовые. Господствующими формациями были дубово-лавролистные леса, образованные Eotrigonobalanus, Daphnogene в сочетании с Pinus, Taxodiaceae, Ericaceae, Leguminosae и др. Присутствовали Macclintockia, Steinhaurea и Dryophyllum. Последние – формальные роды. Они известны только из эоценовых отложений, причем Macclintockia распространялась вдоль морских побережий не только Тетической, но, во время потеплений, и Бореальной области. Растениям, перечисленным выше, сопутствовал широкий спектр вечнозеленых древесных растений (Actinodaphne, Eomastixia, Ficus, Sterculia, Ternstroemia и др.). В качестве зональных таксонов палинокомплексов первой половины позднего эоцена выступали Quercus gracilis, Castanopsis pseudocingulum, Tricolpites liblarensis. В Западной Сибири и на севере Туранской плиты – Quercus gracilis и Q. graciliformis. В связи с похолоданием и усилением сезонности климата в конце позднего эоцена в палинокомплексах стала доминировать пыльца хвойных, особенно сосновых. Подобный тип спектров отмечается в терминальных слоях морского эоцена юга бывшего СССР, в которых часто встречаются мелкие пектениды Propeamussium fallax. К этому моменту из растительного покрова уже элиминировали многие субтропические растения, что свидетельствует о начале перестройки флоры Тетической области еще в начале второй половины позднего эоцена.

В полосе развития вечнозеленых и полувечнозеленых мелколистных субксерофильных лесов семиаридной провинции, занимавшей центральные районы Тетической области, лесообразователями из хвойных были Doliostrobus, Athrotaxus, Tetraclinus, а из цветковых – Rhamnaceae, Sapotaceae, Rutaceae, Leguminosae, ксерофильные Fagaceae и узколистные Lauraceae.

В переходном интервале от эоцена к олигоцену и в начале олигоцена в северной части Тетической области продолжалось вычленение из растительного покрова вечнозеленых древесных и кустарниковых растений и замещение их листопадными мезофильными, принадлежащими ореховым, буковым, кленовым. альтингиевым и др. Об изменениях флор на рубеже эоцена и олигоцена можно судить по сравнению состава палинокомплексов белоглинского горизонта и ба-

зальных слоев майкопской серии (планорбелловых слоев). В последних в массовом количестве появляется пыльца Carya spackmanii, Betula gracilis, Juglans sieboldianaeformis и других листопадных древесных растений. Однако в конце раннего олигоцена (в соленовское время), когда произошло небольшое потепление, вновь появились кастанопсисы, некоторые лавровые, миртовые, восковниковые, аралиевые, пальмы.

Весьма своеобразно проходила перестройка флоры в раннем олигоцене Приаралья и Тургая, входивших в позднем эоцене в Тетическую область. Во флорах плакорных местообитаний, о чем можно судить по составу фитоценозов временных потоков, преобладали дериваты эоценовой вечнозеленой флоры; в целом ряде местонахождений доминирующими компонентами являются ксерофитные Rhus turcomanica, Palibinia, мелколистные коричные лавры и линдера. В то же время во флоре рипарийных сообществ, которые отражают остатки растений в старичных фациях, доминируют листопадные тополя, ильмы, ольхи, ясени, составившие позже основное ядро тургайской флоры. В гипоавтохтонных захоронениях встречаются как ксероморфные остатки цельнокрайних вечнозеленых, так и зубчатые пластинки листопадных растений тонкой консистенции. Такой характер тафоценозов дал основание В.С.Корниловой [1963] выделить для Казахстана переходные флоры так называемого шинтузсайского типа. Однако ксероморфность тургайских олигоценовых флор может также отражать и их физиологическую адаптацию к гелофитным и литоральным местообитаниям, принимая во внимание расселение растений на прибрежных равнинах недавно ушедшего моря. В соленовское время плакоры в значительной степени оставались открытыми и покрывались лишь травянисто-кустарничковой растительностью. Об этом можно судить по обилию в палинокомплексах индрикотериевых слоев Челкар-Тениза пыльцы маревых (включая полынь) и сложноцветных.

Окончательная элиминация субтропических растений в северных районах Тетической области в ее позднеэоценовых границах произошла только к началу позднего олигоцена. Таким образом, как и в Бореальной области, этап перестройки флоры был растянут на 6–8 млн лет, начавшись в середине позднего эоцена, однако кульминационный момент перестройки приходится на границу эоцена и олигоцена. Важным фактором, влиявшим на разрушение основного ядра субтропической флоры Тетической области, являлась особенность климата переходного этапа – частое чередование фаз увлажнения и иссушения климата, о чем свидетельствует противофазное распределение в палинокомплексах Армении споровых (как показателей увлажнения) и пыльцы трав, эфедры, кипарисовых и некоторых других растений, характеризующих засушливые фазы.

Все рассмотренное выше позволяет сделать следующие главные выводы. Изменение флоры и растительности на рубеже эоцена и олигоцена носило характер принципиальной перестройки всего растительного покрова планеты. Оно началось в середине позднего эоцена и закончилось в конце раннего олигоцена. Таким образом, перестройка флоры продолжалась не менее 6–7 млн лет. В Бореальной и Тетической областях она проходила различно, но в целом однонаправлено. Это заключалось в последовательном вытеснении из сообществ как зональных, так и интразональных представителей палеокайнофитовой флоры и их замещение ныне вымершими видами рецентных родов. По комплексам мегафоссилий переходный интервал устанавливается также в Западной и Центральной Европе – флоры бембриджских слоев Англии, Эльзаса (Франция), Чехии [Mai, 1995].

В Тетической области можно говорить о двух наиболее заметных рубежах изменения флор. Первый по времени практически совпадает с подошвой зоны Turborotalia centralis–Globigerina gortanii по планктонным фораминиферам (т.е. примерно с подошвой слоев с Propeamussium fallax по моллюскам) в Крымско-Кавказской области. Второй – приходится на ранний олигоцен, причем смена флор в рипарийных фациях опережает смену флор на плакорах.

Климатические события

Широко известно, что изменения климата и природной среды на рубеже эоцена и олигоцена носили глобальный характер. Они были в определенной степени взаимообусловлены и определялись спрединговыми процессами в Южном океане, в Евразийской чаше Арктики и Норвежско-Гренландском бассейне. Следствием этого были термическая изоляция Антарктиды, общепланетарная регрессия и осушение эпиконтинентальных морей, значительно изменивших палеогеографическую обстановку на континентах, рост широтного температурного градиента, преобразования поверхностных и донных течений, смена соленостной стратификации океанических вод термической и пр. Важнейшие климатообразующие факторы, особенно для Северного полушария, как и ныне, были обусловлены взаимоотношениями Арктического бассейна с соседними океанами – Тихим и Атлантическим. Исключительно важной являлась система глобальной атмосферной циркуляции с переносом тепла и влаги из низких в высокие широты. Задачей данного раздела является восстановление общей картины климатических изменений в позднем эоцене и раннем олигоцене на большей части территории Внетропической Евразии, занимаемой бывшим СССР, с выяснением их причин, которые являются результатом интеграции глобальных и местных (региональных) факторов.

Границы современных климатических поясов Земли совпадают с границами естественных ландшафтов суши и распределением зональных типов растительности, что позволяет с большой надежностью использовать палеоботанические данные для реконструкции древних климатов на континентах. В морских и океанических акваториях выводы о климатах строятся на пространственном размещении тепловодных планктонных и бентосных групп морской биоты – фораминифер, наннопланктона, кораллов и др., а также по изотопному составу кислорода в раковинах морских организмов.

В позднем эоцене и раннем олигоцене вся территория бывшего СССР входила в два климатических пояса – умеренный и субтропический, пространственно совпадавших с двумя основными фитохориями Северного полушария – Бореальной и Тетической областями. Зона, разделявшая два климатических пояса, являлась экотонной между этими областями. Известная асимметрия в расположении климатических поясов на Евразийском континенте, унаследованная с раннего палеогена, сохранялась до конца эоцена. Она заключалась в более северном положении границы субтропического и умеренного климата в Европе и Западной Сибири благодаря проникновению в высокие широты через Тургайский пролив тепловодного морского рукава, отходившего от Тетиса, а также теплого течения вдоль восточного побережья Атлантики от приэкваториальной области до Европы.

В то же время на Дальнем Востоке из-за холодного океанического течения, омывавшего с востока Камчатку и Сахалин, южная граница умеренного пояса отклонялась в более низкие широты, оставляя в его пределах Дальний Восток России. Асимметрия поясов сохранялась и в раннем олигоцене, хотя после ухода моря из Западной Сибири, Тургая и Северо-Восточного Приаралья она выражена слабее.

На первый взгляд, возникает противоречие в трактовке причин отклонения границ климатических поясов Евразии в эоцене и олигоцене. Казалось бы, поступление теплых вод из Тетиса в Сибирь, проникновение в высокие широты в виде теплого течения вдоль восточного берега Западно-Сибирского моря, их охлаждение в приактической зоне и возвращение в виде более холодного течения опять в Тетис вдоль западного берега, должно приводить к тому же эффекту, что и циркуляция вод на севере Тихого океана. Там теплое течение, идущее от экватора на север вдоль Американского побережья, также затем в виде уже холодного возвращается в низкие широты. Однако различный эффект от сходных по своей сути процессов заключался в том, что на Тихоокеанское побережье Дальнего Востока оказывало влияние только холодное течение. Кроме того, сам океан, в отличие от мелководного и поэтому хорошо прогреваемого с поверхности моря, в высоких широтах оказывал охлаждающее воздействие на климат.

В Западной Сибири подток теплых вод из Тетиса приводил к своего рода эффекту “батареи”. Ликвидация ее в раннем олигоцене при регрессии морского бассейна с территории Западной

Сибири, Тургая и, частично, Приаралья привело к снижению среднегодовых температур в умеренных широтах Евразии не менее чем на 5–6 °С и росту широтного температурного градиента. Выравниванию последнего способствовал сохранявшийся в начале олигоцена свободный атмосферный влаго- и теплоперенос из приэкваториальных областей в высокие широты. Орогенного Альпийско-Гималайского пояса в то время еще не существовало, и воздушные массы от экватора беспрепятственно перемещались в меридиональном направлении.

Недостаток информации о позднеэоценовой флоре Северо-Восточной России, Приарктической и Юго-Восточной Сибири затрудняет точное проведение границы между умеренным и субтропическим климатическими поясами. Находки листопадной флоры позднего эоцена на Фарерских островах, состав палинокомплексов, представляющих умеренную флору из близких по возрасту отложений Печорской впадины, и в то же время остатки несомненно субтропических растений в янтарях прусской свиты Балтийского побережья позволяют проводить эту границу на западе примерно по широте Санкт-Петербурга, прослеживая ее на восток до границы Среднего и Северного Урала. В Западной Сибири эта граница отклоняется к северу до Арктического побережья благодаря заходу на территорию плиты теплых вод Тетиса при одновременной изоляции эпиконтинентального моря от Арктического бассейна. Уже в пределах Средней Сибири граница между поясами резко смещается к югу и даже к юго-западу, огибает Алтай и, пересекая Зайсанскую впадину, уходит в Китай. На Дальнем Востоке в переходной зоне от субтропического к умеренному климату находилось Южное Приморье.

О климатической дифференциации в умеренном поясе в позднем эоцене можно говорить с большей долей условности. На Тихоокеанском побережье климат повсеместно был умеренно теплым, влажным, со сравнительно низкими суточными и сезонными перепадами. В Приморье и на Сахалине он был мягким и с более выраженным сезонным выпадением осадков, особенно в южных районах, где климат становился переходным к субтропическому. В умеренном поясе Северной Сибири мягкий климат начала позднего эоцена в его второй половине стал холоднее, с сезонным выпадением осадков, лучше выраженным, чем ранее. При сохранении среднелетних температур произошло понижение на несколько градусов среднезимних. Это свидетельствует о большей континентализации климата и начале роста широтного температурного градиента.

В поясе субтропического климата в пределах Европейской части бывшего СССР в позднем эоцене выделялись две климатические зоны: более гумидная и менее влагообеспеченная субаридная, смыкающаяся с соответствующими зонами в Западной и Центральной Европе. Первая устанавливается по составу более крупнолистных субтропических флор Волыни, Воронежской антеклизы и Мугоджар, а также по семенным флорам Прибалтики, вторая – по редким находкам представителей ксерофитной флоры на юге Восточно-Европейской платформы и в Кавказском регионе, но главным образом по составу палинокомплексов. В Закавказье, особенно к югу от поднятий Малого Кавказа, климат был более влажным, близким к тропическому, что позволяет предположить, что этот район в позднем эоцене располагался близ границы субтропического и тропического поясов.

Субаридная зона на территории Казахстана и Средней Азии заметно расширялась, образуя две самостоятельные зоны, из которых южная по палеоботаническим показателям напоминала типичную аридную (обилие эфедры, маревых, в том числе полыней, солянок и др.).

Одной из важнейших особенностей климата позднего эоцена субтропического пояса и зоны, переходной к умеренному, являлось частое чередование во времени фаз увлажнения и иссушения климата, зафиксированного примерно в одних и тех же временных интервалах в разных районах юга бывшего СССР (Армения, Приаралье, Таджикская и Зайсанская впадины). Смена этих фаз, продолжительность которых оценивается в 0,5–0,8 млн лет, стала наиболее заметно проявляться со второй половины позднего эоцена и продолжалась до конца раннего олигоцена. Индикаторами колебаний влажности климата являются изменения соотношения в составе палинокомплексов спор и пыльцы гигрофитных и ксерофитных растений, а также чередование слоев с крупными толстостенными раковинами пресноводных моллюсков, развивавшихся в ус-

ловиях теплого влажного климата, с тонкостенными угнетенными, характерными для аридного климата. В Армении первая фаза увлажнения фиксируется во время накопления осадков зоны Turborotalia cocoaensis (P16). В Зайсанской впадине эта фаза приходится на время формирования кызылкаинской и отчасти чайбулакской свит. В конце позднего эоцена в Армении, Таджикской и Зайсанской впадинах климат стал более сухим. Эта засушливая фаза захватила и начало олигоцена. Причем она повсеместно отвечает и фазе максимального похолодания климата, пик которого приходится непосредственно на переходный интервал от эоцена к олигоцену.

В начале олигоцена в результате похолодания и общего снижения среднегодовых температур на 6–8°С в западных регионах Внетропической Евразии и на 4–6°С на Дальнем Востоке, по сравнению с соответствующими температурами первой половины позднего эоцена, умеренный климатический пояс заметно расширился и стал включать Восточно-Европейскую платформу, большую часть Туранской плиты, Северный и Центральный Казахстан, Западную Сибирь и всю территорию, лежащую от нее к востоку. Это расширение произошло главным образом за счет северной, более влагообеспеченной зоны позднеэоценового субтропического пояса. Зона субаридного климата, которая стала более увлажненной, сместилась к югу, в пределы Крымско-Кавказского региона, а климат Южного Закавказья стал типичным субтропическим без признаков тропического.

Смена фаз увлажнения и иссушения климата, установленная для второй половины позднего эоцена в юго-западных регионах бывшего СССР, была характерна и для раннего олигоцена. Первая фаза увлажнения климата в олигоцене Армении совпадает по времени с накоплением слоев нижней (но не базальной) части зоны Globigerina tapuriensis (P18), а в Зайсанской впадине (по Н.В.Толстиковой) – слоев экозоны Contradens compressopsis верхнеаксыирской подсвиты. Последовавшей за ней фазе иссушения климата в олигоцене Армении соответствует время накопления слоев нижней части той же планктонной зоны P18, а в Призайсанье – кустовской свиты с комплексом моллюсков экозоны Parafossalaris ? kustodiens и мелколистной флорой тургайского экотипа (флора "Кораблика"). Формирование отложений второй половины зоны Globigerina tapuriensis вновь происходило на фоне слабоувлажняющегося климата, что зафиксировано и в Зайсанской впадине (накопление "перечных" песчаников с двустворками родов Margaritonopsis, Ctenoderma, Oxynaia и др.) (зона Rectidens asiaticus). Следующая фаза иссушения климата в Армении падает на пограничный интервал зон P18 и P19 (Globigerina sellii). В Призайсанье в это время формировались базальные слои буранской свиты.

Вторая половина раннего олигоцена характеризуется, по крайней мере, двух- или трехкратным чередованием фаз увлажнения и иссушения на фоне начавшегося потепления в соленовское время. Более продолжительные фазы аридизации с усилением сезонности климата, особенно в Казахстане и Средней Азии, сопровождались формированием полосы красноцветов в средних широтах от Тургайского прогиба на западе до Илийской впадины на востоке. Несколько маломощных горизонтов красноцветных глин установлено в этом возрастном интервале и в Зайсанской впадине.

В Тихоокеанском регионе на рубеже эоцена и олигоцена и в раннем олигоцене продолжалось снижение среднегодовых температур при сохранении количества осадков.

Геологические события

Обширные пространства территории бывшего Советского Союза позволяют с большой степенью достоверности оценить специфические особенности эвстатических колебаний уровня моря, тектонического режима, вулканизма, палеогеографической обстановки, процессов осадконакопления и характера полезных ископаемых позднеэоценового и раннеолигоценового времени.

Эвстатические колебания уровня моря

О характере эвстатических колебаний в позднем эоцене и раннем олигоцене можно судить по строению разрезов отложений этого возраста в наиболее тектонически пассивных периферических окраинах морских бассейнов в пределах Восточно-Европейской платформы, Туранской и Западно-Сибирской плит. В Крымско-Кавказской области и на Дальнем Востоке, более тектонически подвижных, особенности эвстатических колебаний отчасти подчеркиваются сменой фациального состава толщ во впадинах и прогибах.

В Западной Сибири в пределах Омского прогиба, а также к востоку и к юго-западу от него на сочленении этого прогиба с Тургайским, тавдинская свита имеет четырехчленное строение. Первая и третья (снизу) глинистые пачки формировались в трансгрессивные фазы, при относительно высоком стоянии уровня моря. Площадь, занятая морским бассейном, в это время заметно возрастала, о чем можно судить по наличию морских глин, клиньями заходивших в песчаную юрковскую свиту континентального происхождения, широко развитую по периферии Западно-Сибирской плиты. Вторая и четвертая пачки накапливались в регрессивные фазы, причем в период последней из них сформировались курганские слои, завершающие морское осадконакопление в пределах Западно-Сибирской плиты. Накопление двух нижних пачек тавдинской свиты началось в среднем эоцене и завершилось в конце его или в начале позднего эоцена, а накопление курганских слоев происходило в конце эоцена и закончилось в раннем олигоцене (зона Phthanoperidinium amoenum по диноцистам). Те же четыре седиментационные пачки выделяются в Приаралье и Тургае.

В прогибах тыловой зоны Тихоокеанского подвижного пояса – Западно-Камчатском, Западно-Сахалинском и др., а также во впадинах его пассивной окраины в Приморье и Приамурье на рубеже эоцена и олигоцена прекратилось угленакопление. Однако, вопреки ожидаемому тренду, в связи с общепланетарной регрессией здесь стали формироваться не грубообломочные, а тонкообломочные осадки: в морских прогибах – вулканогенно-глинисто-кремнистые, во впадинах на континенте – глинисто-туфогенные, озерные. Это свидетельствует о том, что амплитуды прогибания отрицательных структур превосходили амплитуду максимального падения уровня Мирового океана.

В начале олигоцена при осушении обширных пространств Приаралья, Тургая и Западной Сибири уровень моря понизился не менее чем на 60–80 м. Об этом можно судить по глубине вреза эрозионных ложбин в чеганскую свиту в разрезах залива Перовского (северное побережье Аральского моря). Эти эрозионные ложбины заполнены толщей "диагональных" песков и алевритов кутанбулакской свиты, накапливавшихся в условиях авандельты в непосредственной близости от береговой линии. Формирование эрозионной сети на Туранской плите в период, непосредственно предшествующей началу первой в олигоцене трансгрессии, территориально охватило все обширное пространство недавно осушенной прибрежной равнины, так как попятная эрозия, судя по площадям, занятым песчаной уркимбайской свитой (возрастного аналога кутанбулакской), успела распространиться до осевой части Тургайского прогиба.

Исходя из состава и видового разнообразия диноцист, можно заключить, что в Северо-Восточной окраинной части самого морского бассейна при накоплении ащеайрыкской свиты пик трансгрессии приходится на время накопления пачки с ципринами. В более нижней части этой же свиты удается выделить по крайней мере еще три седиментационных ритма, отражающих мелкоамплитудные колебания уровня моря. В песчаных регрессивных слоях, венчающих каждый из ритмов, заметно возрастает содержание акритарх Micrhistridium и празинофитов, свидетельствующих об обмелении и увеличении поступления в него пресных вод. В максимальную фазу ащеайрыкской трансгрессии в результате подпруживания эрозионной сети в Приаралье и Тургае началось заболачивание и стали формироваться более тонкообломочные, по сравнению с кутанбулакской свитой, иногда угленосные осадки чиликтинской и челкарнуринской свит. За кратковременной позднеащеайрыкской регрессией в этом регионе вновь произошло повышение уровня моря. Однако это было связано с кратковременным нарушением связей Паратетиса с Мировым океаном во вторую половину раннего олигоцена в соленовское время, в связи с

образованием Мазуро-Мазовецкого порога [Rusu, 1988]. Подпруживание Паратетиса вызвало его распреснение и возникновение обширных озерных бассейнов на Туранской плите (Сарыинское озеро и др.) и усиление сезонности климата этой территории.

Понижение уровня моря в начале олигоцена привело к оживлению эрозии и на Восточно-Европейской платформе, в частности, в пределах Воронежской антеклизы. Об этом свидетельствует накопление в эрозионной ложбине, врезанной на несколько десятков метров в морские отложения харьковской серии, буроугольной пасековской линзы.

Тектонический режим

Если эвстатические колебания уровня Мирового океана достаточно уверенно фиксируются на обширных равнинных пространствах Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской и Туранской плит, то особенности тектонического режима позднеэоценового и раннеолигоценового времени хорошо прослеживаются в складчатых поясах – в Альпийской области Евразии (Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Таджикская впадина и ее горное обрамление) и на Дальнем Востоке (Камчатка, Сахалин и др.). Конечно, дифференцированные восходящие и нисходящие тектонические движения блоков земной коры имели место и в платформенных областях. Региональные исследования позволяют обособить их от эвстатических колебаний уровня Мирового океана, хотя иногда разграничение тектонического и эвстатического фактора встречается с затруднениями.

Альпийская складчатая область

Характер тектонических процессов в Альпийской области на юге бывшего СССР в рассматриваемый интервал геологического времени достаточно полно освещен во многих публикациях [Леонов, 1975, 1981; Щерба, 1983, 1987, 1993; Копп, 1990, 1991; Копп, Щерба, 1993; Майсадзе, 1987; Онищенко, 1985; Борукаев и др., 1981; Кульчицкий, 1977 и мн. др.]. В разрезах карбонатных отложений Северного Кавказа, Аджаро-Триалетии, Южной Армении, Ахалцихской депрессии тектонические события отчетливо увязаны со стратиграфической шкалой. Сложнее обстоит дело с эоценовым флишем Северо-Западного Предкавказья, рядом районов Закавказья и Карпат, где определение положения границы среднего и верхнего эоцена встречается со значительными трудностями. Кроме того, следует помнить, что различные авторы неодинаково понимали границу среднего и верхнего эоцена – по подошве фораминиферовой зоны Acarinina rotundimarginata в соответствии со шкалой палеогена МСК; по подошве зоны Globigerina turcmenica (кумский горизонт), как это принято в Грузии; по подошве зоны Globigerapsis tropicalis (белоглинский горизонт) согласно международной шкалы палеогена, на которую перешли и геологи России. Очевидно, эти обстоятельства в сочетании с особенностями методического подхода выразились в неоднозначной трактовке тектонических событий. В ней можно видеть как сходные положения, так и существенные различия.

Сходства в интерпретации тектонических событий второй половины среднего эоцена, позднего эоцена и олигоцена сводятся к следующему.

1. Данный интервал времени отмечен крупными дифференцированными вертикальными (нисходящими и восходящими) движениями, которые коренным образом меняли подводный палеорельеф морского бассейна. Особенно интенсивными эти движения были в олигоцене.

2. Осадки рассматриваемого интервала составляют седиментационный мегацикл, возникновение которого определяется тектоническими факторами. В пределах мегацикла выделяется три фазы: а) трансгрессивная (конец среднего эоцена), когда формировались относительно глубоководные глинистые осадки в условиях аноксического режима – кумская свита Крыма, Предкавказья и Закаспия и ее аналоги в Азербайджане (средний коун) и Грузии (часть ильдоканской свиты); б) конец трансгрессивной – начало регрессивной фазы (поздний эоцен) – карбонатные пелагические осадки белоглинской свиты Предкавказья и Крыма и ее аналоги в Азербайджане (верхний коун), Грузии (тбилисская и ахалцихская свиты), Приаралье (чеганская свита), на Карпатах (быстрицкая и сольская свиты); постепенно в этих карбонатных

отложениях возрастает роль терригенного материала; в) регрессивная фаза (олигоцен) – терригенные песчано-глинистые осадки майкопской серии Предкавказья и Закавказья, Крыма, Закаспия и менилитовой свиты Карпат и Предкарпатья, ащеайрыкской свиты Устюрта. Количество и размерность терригенного материала возрастают вверх по разрезу. Глинистые глубоководные осадки в основании майкопской серии и менилитовой свиты отражают трансгрессивную фазу второго порядка в раннем олигоцене.

3. Дифференцированные вертикальные движения происходили на фоне эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

4. Эпохи и фазы тектонической активизации приводили к возникновению олистостромов – осадочных пластообразных образований, состоящих из олистолитов (несортированных и неокатанных обломков и глыб различных пород разнообразной размерности), погруженных в осадочный цемент со следами оползания. Нередко олистостромы приурочены к трансгрессивным фазам седиментационных циклов, но могут занимать и иное положение. Очевидно, это связано с их генезисом – тектоногравитационным или гравитационным (подводно-оползневым).

5. Отложения собственно верхнего эоцена и нижнего олигоцена Карпат, Предкавказья и Закавказья принадлежат к доорогенному этапу развития Альпийской области.

Что же касается различий в интерпретации тектонических событий позднего эоцена – раннего олигоцена, то они относятся к генезису олистостромов, т. е. к характеру тектонических процессов как "спусковому механизму" их образования. По крайней мере, намечаются три точки зрения.

По мнению Ф.Д.Майсадзе [1987], формирование олистостромов кумской свиты (верхняя часть среднего эоцена) и мацестинской свиты (верхний эоцен) Абхазии обусловлено новопиренейской фазой складчатости, которая сопровождалась трансформацией подводного палеорельефа, землетрясениями и гравитационным оползанием блоков пород различного возраста. Хотя Ф.Д.Майсадзе рассматривает тектонические процессы на региональном материале палеогена Абхазии, он прослеживает новопиренейскую фазу и в других районах южного склона Большого Кавказа и на Малом Кавказе. Вслед за В.Е.Хаиным [1980], Ф.Д.Майсадзе допускает близкий к глобальному характер этой фазы.

Аналогичных взглядов на субглобальный статус новопиренейской фазы придерживаются М.Г.Леонов [1981], изучивший распределение тектоногравитационных микститов в палеогене Большого Кавказа, и И.Г.Щерба [1993], рассмотревшая положение олистостромов и особенности тектонических процессов позднего эоцена – олигоцена во всем Альпийском поясе юга бывшего СССР (от Карпат до Афгано-Таджикской впадины) и в Северном Средиземноморье. Однако необходимо отметить дифференцированный подход И.Г.Щербы [1987] к причинам деформации отложений палеогена. Так, на южном склоне Большого Кавказа допускается горизонтальное сжатие с образованием тектоногравитационных олистостромов; на северном склоне Большого Кавказа олистостромы имеют в основном гравитационную (подводно-оползневую) природу и обусловлены резким переуглублением бассейна в начале олигоценового времени.

Третья точка зрения высказана М.Л.Коппом [1991], детально изучившим на южном склоне Большого Кавказа (Грузия, Аркалинский участок в междуречье Ксани и Арагви) распределение олистостромов в разрезах эоцена и олигоцена. Они приурочены к двум стратиграфическим уровням – поздней части среднего эоцена и примерно к переходным слоям от олигоцена к миоцену. "Собственно верхний эоцен и начало олигоцена (т. е. самый интервал, который обычно сопоставляется с пиренейской фазой), напротив, обычно оказываются лишенными подводно-оползневых образований" [Копп, 1991, с. 19] М.Л.Копп (с. 20) приходит к выводу, что "тектонические движения и деформации, если и участвуют в олистостромообразовании, то только опосредованно – через абразионные процессы, вызванные колебаниями уровня моря". Эти процессы наиболее интенсивны в случае совпадения знака тектонических и эвстатических движений. Подобная ситуация имела место в кумское время среднего эоцена, когда трансгрессия моря приводила к абразии и обрушению береговой полосы с очень быстрым и обильным поступлением грубообломочного материала в бассейн седиментации. Привлечение надвиговой гипотезы для объяснения образования олистостромов в данном случае излишне. Поэтому, по мнению

М.Л.Коппа, горизонтальные движения и складкообразование (новопиренейская фаза) позднего эоцена и раннего олигоцена в изученной части южного склона Большого Кавказа не наблюдаются.

Вероятно, тектонические события второй половины эоцена – раннего олигоцена неоднозначно проявились в различных структурно-фациальных зонах огромной по протяженности Альпийской складчатой области на юге бывшего СССР. Это обстоятельство находит отражение в несколько различной интерпретации тектонических явлений, как это явствует из исследований многочисленных авторов. Однако достаточно очевидно, что тектонические движения поздней части среднего эоцена (кумское время) и позднего эоцена, составляющие неопиренейскую фазу, коренным образом изменили подводный и надводный палеорельеф, всю палеогеографическую и седиментационную обстановку Альпийской складчатой области. Раннеолигоценовое время уже характеризуется совершенно иной геологической картиной.

Пояс кайнозойской складчатости Дальнего Востока

В Притихоокеанской окраине в раннем олигоцене, по сравнению с поздним эоценом, происходило усиление деструктивных процессов. В частях, примыкавших непосредственно к океану, несинхронно во времени возникали "эмбриональные" глубоководные впадины с корой океанического типа и пелагической седиментацией. В результате раннеолигоценовой трансгрессии в тыловых прогибах прекратилось углеобразование и установился режим более открытого моря. Это свидетельствует о том, что интенсивность прогибания впадин не только уравновесила возможный эффект общепланетарной регрессии, но и проявилась в гораздо большей степени, сохраняя значение регионального фактора. Активность тектонических движений выражена с разной интенсивностью в регионах собственно кайнозойской складчатости – Камчатке, Сахалине, Корякском нагорье и в регионах, более слабо затронутых ею, – Охотоморской плите, Курильской и Алеутской вулканических дугах и сопряженных с ними глубоководных впадинах.

В регионах первой группы основные седиментационные бассейны были приурочены к трем основным структурно-фациальным зонам: 1) тыловой, с накоплением в познем эоцене преимущественно мелководных и угленосных терригенных отложений (Хоккайдо-Сахалинский, Западно-Камчатский, Анадырско-Пенжинский прогибы); в олигоцене эта зона стала ареной активного вулканизма; 2) фронтальной зоне, с накоплением в позднем эоцене в узких трогах на шельфе и материковом склоне морских, вулканогенно-осадочных и терригенных отложений (Восточно-Камчатский, Олюторский и Хатырский прогибы); в олигоцене характер седиментации в этой зоне практически не изменился, за исключением вулканизма, который проявлялся слабо; 3) зоне глубоководных впадин с преимущественным развитием кремнистых осадков (глубоководные впадины современных Японского, Охотского и Берингова морей). В особую зону, вероятно, следовало бы отнести вулканогенный пояс с активным андезито-базальтовым вулканизмом, проходящий через восточные полуострова Камчатки (Кроноцкий, Камчатский мыс). В олигоцене вулканизм здесь практически прекратился.

В регионах второй группы, более слабо затронутых складчатостью, в частности, на Охотоморской плите, на рубеже эоцена и олигоцена образовались две дуговые системы локализации вулканических центров. Одна из них протягивалась из Западной Японии на Сахалин, вторая – от Хоккайдо на Юго-Восточную и Центральную Камчатку. Наиболее активным по проявлению эоценового вулканизма был Беринговоморский сектор; в раннем олигоцене вулканизм здесь отмечался в слабой степени.

Не везде в равных масштабах, но почти повсеместно, в пределах Тихоокеанской окраины андезитовый и андезито-базальтовый вулканизм позднего эоцена сменился в олигоцене более кислым. Произошло отмирание и формирование новых вулканических поясов, лишь немногие из них развивались унаследованно.

В Приморье и Приамурье на рубеже эоцена и олигоцена на фоне слабых тектонических движений произошла озерная трансгрессия с некоторым расширением и углублением впадин и прекращением в них угленакопления. Большинство районов испытывали тенденцию к опуска-

нию, за исключением Буреинского массива, который с олигоцена был вовлечен в воздымание. Наиболее активными тектоническими зонами в материковой части Дальнего Востока оставались вулканические пояса – Восточно-Сихотэ-Алинский, Западно-Сихотэ-Алинский и Южно-Приморская ветвь Восточно-Азиатского вулканического пояса, расположенного, в основном, за территорией бывшего СССР, где андезито-базальтовый вулканизм позднего эоцена сменился в раннем олигоцене андезито-дацитово-риолитовым.

Восточно-Европейская платформа

В пределах Восточно-Европейской платформы изменения режима седиментации на рубеже эоцена и олигоцена были обусловлены эвстатическими колебаниями и в меньшей степени чисто местными пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Последние имели место только на юге и юго-востоке, на границе со Скифской плитой и Крымско-Кавказской областью. В северных и северо-западных структурах платформы – Балтийской синеклизе, Брестской впадине, Полесской седловине и Мазурско-Белорусской антеклизе – они практически не проявились. В слабой степени они затронули и оба выступа Воронежской антеклизы – Курский и Касторненский, где небольшое воздымание локальных структур происходило в юго–западной части Курского выступа, а опускание – на востоке Касторненского. В пределах Волго-Уральского региона, включая Рязано-Саратовский мегапрогиб и Прикаспийскую синеклизу, признаки прогибания выражены на некоторых участках в заметном увеличении мощностей верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых осадков. Особенно это характерно для Прикаспийской синеклизы. Однако здесь местами наблюдается и сокращение мощностей в сводовой части ряда соляных куполов, что свидетельствует об их росте в это время.

Западно-Сибирская и Туранская плиты

Обе плиты в позднем эоцене и раннем олигоцене развивались как типичные платформенные структуры, и на смене режима седиментации на рубеже эпох в большей степени отразилось эвстатическое понижение уровня Мирового океана, нежели начавшиеся, но выраженные еще в слабой степени, поднятия, которые, особенно вдоль южной периферии плит, уже в позднем кайнозое трансформировались в горные сооружения.

Признаки перестройки структур на Западно-Сибирской плите стали обозначаться со второй половины позднего эоцена. Они выразились в более активном прогибании южных и центральных частей плиты – Омского и Юганского прогибов, где до начала олигоцена формировались морские курганские слои. В поднятия же были вовлечены ее северная и юго-восточная окраины. В раннем олигоцене тенденции в направленности движений сохранялись.

На Туранской плите признаки тектонической активности начались с конца эоцена и у рубежа олигоцена наметилось разделение ранее единой эпигерцинской платформы на две различные по режиму структуры – собственно Туранскую плиту и постплатформенный Тянь-Шаньский ороген. В пределах самой плиты результаты тектонических движений в смене режима седиментации с трудом удается отделить от эвстатических. Зонами устойчивого погружения в позднем эоцене и раннем олигоцене оставались ее центральная и западная части, тогда как в северо-восточной части движения были дифференцированы. Как отрицательные структуры развивались Сырдарьинская и Южно-Тургайская впадины, а как положительные – Нижнесырдарьинское поднятие и Каратауский кряж. О большей активизации Тянь-Шаньской зоны свидетельствуют деформация древнего пенеплена с формированием сводовых поднятий, разделенных пологими зонами опускания, где стали накапливаться более грубые осадки и происходила выработка поверхностей регионального денудационного среза, в наибольшей степени выраженных в Кызылкумах и Восточных Каракумах. Они просматриваются и в современных орогенных зонах более восточных хребтов Тянь–Шаня – Заилийском и Джунгарском Алатау. Начавшиеся воздымания привели к отмиранию единого Ферганского бассейна. В этой связи раннеолигоценовую эпоху для южной окраины Туранской плиты и ее обрамления можно рассматривать как инициальную в развитии эпиплатформенного орогенеза.

Признаки оживления тектонической активности, в той же степени, как и в Тянь–Шаньской зоне, отмечались на Урале. Они выражались, хотя еще очень слабо, в движениях по разломам в прифронтальной части шарьяжных пластин, где возникла система озер. Затем, уже в позднем олигоцене, здесь оформились приразломные впадины, в которых происходило угленакопление (Южно-Уральский буроугольный бассейн). Подвижки по разломам в пермском подсолевом покрове сопровождались диапиризмом, хотя также еще очень незначительным. Имеются признаки деформации поверхностей позднеэоценовых аккумулятивных равнин.

На Казахской суше тектоническая активность в позднем эоцене и раннем олигоцене носила дифференцированный характер. Некоторый ее спад имел место на рубеже эоцена и олигоцена, хотя и продолжал происходить на фоне медленного общего подъема Казахского щита, примыкавших к нему окраинных частей плит, а также орогенных зон. Этот подъем был растянут во времени, происходил без особого усиления эрозионной деятельности. Однонаправленность движений усугубилась регрессией в начале олигоцена.

В Зайсанской впадине и далее к востоку, вплоть до структур Южного Приморья и тыловых прогибов Камчатки и Сахалина, повсеместно южнее древнего водораздела, разделявшего системы Арктического и Тихого океанов, в позднем эоцене происходило формирование более грубых терригенных, часто угленосных осадков, сменившихся накоплением в олигоцене глинистых толщ. В Призайсанье, после очевидных признаков позднеэоценовой ингрессии Джунгарского озера-моря в раннеаксыирское время, следы кратковременной регрессии проявились, как и в морских отложениях более западных регионов страны, на рубеже эоцена и олигоцена. В раннем олигоцене в Северном и Южном Призайсанье формировались тонкообломочные глинистые толщи в условиях крайне пассивного тектонического режима.

Сибирская платформа

Оживление тектонической деятельности на Сибирской платформе началось с раннего олигоцена, однако основной импульс активизации приходится на середину эпохи. В Прибайкалье в позднем эоцене и в начале олигоцена продолжала формироваться предрифтовая поверхность выравнивания. В Чарской впадине в раннем олигоцене озерная седиментация сменилась речной. В приангарской части Енисейского кряжа заложился субширотный прогиб, позже осложненный грабенами того же простирания, что положило начало расчленению ранее единого (до конца эоцена) приподнятого плато. Слабое поднятие в это время испытывала Вилюйская синеклиза. В других районах Якутии позднеэоценовое выравнивание в олигоцене сменилось ростом дифференцированных движений. Большие территории были вовлечены в прогибание со сменой более тонких терригенных осадков грубыми. На фоне поднятий некоторых хребтов (Черского, Верхоянского) произошло расширение ранее существовавших впадин (Кавинской) и формирование новых (Кухтуйской).

Таким образом, тектонические движения позднего эоцена и раннего олигоцена нашли свое выражение (в различной форме) как в подвижных складчатых поясах (неопиренейская фаза), так и в области устойчивых платформ и плит. Они были одним из факторов перестройки геологической среды на рубеже эоцена и олигоцена.

Вулканизм

В позднем эоцене и раннем олигоцене вулканическая активность была свойственна только подвижным тектоническим поясам: Альпийско-Гималайскому и Тихоокеанскому. В первом она локализовалась во внутренних структурах пояса и была более интенсивной в познеэоценовую эпоху. На Дальнем Востоке вулканизмом в позднем эоцене и олигоцене была охвачена вся его территория от Корякско-Камчатского региона на севере до Курильских островов и Южного Приморья на юге. Однако важнейшие центры активного вулканизма локализовались в узких по площади дуговых системах вулканических поясов. Состав продуктов извержения в этих поясах менялся во времени, а сами пояса мигрировали в пространстве, отмирали и возникали как новообразования. За пределами подвижных областей слабое локальное проявление эруптивного анде-

зитового вулканизма зафиксировано в Северо-Восточной Сибири (бассейн р. Кава).

В Альпийском поясе вулканизм был сосредоточен в Восточных Карпатах и Южном Закавказье. В Гималайской ветви кайнозойского подвижного пояса главные очаги вулканизма располагались в Юго-Восточном Памире.

В Восточных Карпатах в позднем эоцене происходили подводные и наземные излияния лав базальтового и андезито-базальтового состава известково-щелочной серии. В прогибах накапливались спилиты, подвергавшиеся затем гидротермальной переработке. В раннем олигоцене, при общем снижении вулканической активности, периодически проявлялся эксплозивный вулканизм, более дифференцированный по составу. Главные очаги вулканизма центрального типа располагались в это время на островных поднятиях. Более кислые продукты извержения поступали в морской бассейн в виде пепла, где последний смешивался с терригенным материалом. По наиболее насыщенным тонким пепловым материалом пластам позже сформировались бентониты.

В Закавказье, вулканизм, так же как и восточнокарпатский, – известково-щелочной, сходный с ним по петрохимическим параметрам, и тоже носил направленный характер с заметным снижением активности в олигоцене.

В Аджаро-Триалетской зоне Грузии в позднем эоцене в наибольших масштабах вулканизм развит на западе Ахалцихской впадины, где туфогенный материал основного состава является важнейшей составляющей вулканогенно-осадочных толщ. Потоки эффузивов представлены здесь субщелочными базальтами, трахибазальтами, роговообманковыми андезитами. Вулканизм в Грузии в раннем олигоцене зафиксирован только в Восточной Мегрелии, где в составе базальных слоев майкопской серии встречены туфы, туффиты и туфоспонголиты.

В Армении в позднем эоцене преобладали извержения центрального типа с излиянием лав и накоплением грубой пирокластики среднего и основного состава. В морском бассейне вулканический материал смешивался с осадочным, местами превалируя над последним. Главные очаги активного вулканизма в это время располагались в пределах Севано-Зангезурской и Севано-Ширакской структурно-фациальных зон, а также в восточной части Ехегнадзорского прогиба, входящего в Ереванo-Ордубадскую зону. Особенно сильно вулканизм проявился в Центральном и Восточном Айоцдзоре, где преобладали излияния трахиандезитовых и трахибазальтовых лав, сопровождавшихся внедрением силлов и секущих тел диоритового состава, накоплением грубой пирокластики. Вулканиты занимают в этом районе верхние горизонты эоценового разреза, являясь фундаментом рифовых построек. Несколько обособлен по петрохимическому составу вулканизм Памбакского хребта. Состав лав меняется от щелочных базальтоидов до фонолитов с широким развитием пирокластических разностей. В раннем олигоцене в Армении, как и повсюду в Закавказье, вулканическая активность снизилась. Вулканизм здесь локален и приурочен к прибрежной зоне морского бассейна, островным архипелагам и другим участкам "неустойчивой" суши. Тяготея к тем же структурно-фациальным зонам, он заметно эволюционировал как по составу продуктов извержения (стали преобладать дациты и липариты), так и по типу вулканических построек.

В Азербайджане в позднем эоцене вулканизм был активным только в Талышской зоне. В ее южной части происходили подводные излияния трахиандезитов и трахибазальтов, сопровождавшиеся выбросами пирокластического материала. Морские терригенные отложения включают мощные пласты туфов, а тонкие пирокластические продукты насыщают всю вулканогенно-осадочную толщу. В олигоцене на фоне начавшегося поднятия Талыша стал обычным риолитовый вулканизм.

На рубеже эоцена и олигоцена к арене активного вулканизма относится Неграмское плато к востоку от Нахичевани, а также участок северо-восточнее Джульфы, входящий в Ереванo-Ордубадскую зону, где туфами и агломератами андезитов и дацитов образован хребет Даррыдаг. Выбросы пирокластических продуктов в раннем олигоцене здесь, как и на Талыше, превалировали над излияниями лав. По мере развития вулканизма состав продуктов извержения становился более кислым.

Позднеэоценовый вулканизм Памира, как по петрохимическому составу, так и по особенностям развития, был весьма близок к закавказскому. Более активно он проявлялся в Юго-Восточном Памире, слабее – в Юго-Западном и

практически отсутствовал на остальной территории этой горной страны. Главными изверженными продуктами были лавы и пирокласты андезитового и дацитового состава, чередующиеся в разрезе; значительно реже встречаются риолиты. В Юго-Восточном Памире вулканитами сформированы толщи общей мощностью в несколько тысяч метров, входящие в тешикташскую серию. Верхнеэоценовые осадочные отложения Памира также насыщены туфогенным материалом андезито-дацитового состава. Однако продукты активного вулканического привноса в прогибах составляют лишь небольшую часть. Основная же часть образована продуктами перемыва вулканогенных толщ с соседних поднятий. В олигоцене вулканизм на Памире практически не отмечается.

На Дальнем Востоке, как и в более западных регионах бывшего СССР, вулканическая деятельность в позднем эоцене выражена более активно, чем в олигоцене. Особенно интенсивной она была в полосе, непосредственно примыкающей к Тихому океану. Центры вулканизма локализовались в дуговых системах, представляющих собой вулканические пояса, причем они мигрировали во времени как вкрест, так и по простиранию этих поясов.

В наиболее северном – Берингийско-Камчатском секторе – главной ареной вулканической активности была Ильпинская зона Восточной Камчатки и примыкающая к ней с востока часть акватории. В самой Ильпинской зоне вулканизм развит с меньшей интенсивностью и выразился в формировании туфогенных толщ андезито-базальтового состава, чередующихся в разрезе с осадочными терригенными породами. Основные же вулканические очаги располагались восточнее этой зоны, на полуостровах Говена, Кроноцком и Камчатского мыса, где туфогенный флиш сменялся излияниями эффузивов. Еще восточнее, на о-ве Карагинский, на внешнем шельфе формировались вулканогенно-кремнистые породы (свита мыса Тонс).

Севернее, в Беринговоморской части акватории, вулканическая активность началась раньше и к концу позднего эоцена практически прекратилась. В пределах шельфовой зоны здесь формировались кремнистые илы. Пирокластический материал более крупной размерности иногда образовывал самостоятельные пласты, но чаще тонкорассеянная туфогенная примесь входила составной частью в терригенные осадки.

В Западной Камчатке позднеэоценовый вулканизм выражен значительно слабее, чем в Восточной. К нему можно отнести лишь покровы андезитов и базальтов кинкильской свиты. Примесь пеплового материала, отмечаемая в некоторых интервалах западнокамчатских морских разрезов, скорее связана с поступлением его из более отдаленных регионов, например, Охотско-Чукотского вулканического пояса. Лишь в олигоцене, с началом развития Камчатско-Курильской вулканической дуги, появились местные источники пирокластического материала.

По мере ослабления вулканизма (в начале олигоцена) в Восточной Камчатке, произошло его значительное усиление в Центральной и Западной. В Центральной Камчатке сформировался анавгайский вулканический комплекс, представленый разнообразными по составу изверженными продуктами от андезито-базальтов до липаритов. Весьма насыщен вулканогенным материалом весь олигоценовый интервал опорного Точилинского разреза Западной Камчатки, образованный аманинской и гакхинской свитами.

В Охотоморской части акватории на рубеже эоцена и олигоцена возникли две дуговые системы с приуроченными к ним центрами вулканизма. Одна из них протягивалась от о-ва Хоккайдо на Юго-Восточную и Центральную Камчатку, а другая – от Западной Японии на Сахалин.

В структурно-тектонических зонах северного сектора, внешних по отношению к океану, локальные очаги позднеэоценового вулканизма, по-видимому, сохранялись в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Более активным вулканизм был в Анадырском районе, где на хребте Рарыткин в это время формировались крупные щитовые вулканы (гора Цирк и др.) с дифференцированным составом субаэральных продуктов извержения от базальтов и андезито-базальтов до дацитов. Эксплозивная деятельность в этом районе продолжалась и в олигоцене с формированием более кислых по составу толщ (дациты, липариты). Позднеэоценовый и олигоценовый вулканизм, кроме хребта Рарыткин, проявлялся и в других районах Корякии. Эволюция вулканизма и последовательность поступления продуктов извержения по их химическому

составу мало отличались от того, что происходило на хребте Рарыткин.

В Сахалинском регионе зоной активного вулканизма на рубеже эоцена и олигоцена стала полоса современного побережья Западного Сахалина. В конце эоцена основные центры вулканизма этой зоны, продуцировавшие пирокласты и, в меньшей степени, лавы андезитового состава, располагались в южной части полосы (Крильон, Китоси), постепенно смещаясь в олигоцене в более северную ее часть (Углегорский район). Туфовым материалом насыщены все осадочные толщи Западного Сахалина, особенно олигоценовые. Однако этот материал не весь имеет местное происхождение и частично связан с привносом воздушным путем пеплов из соседнего Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

На Курильских островах вулканизм в олигоцене развит в больших масштабах, чем в позднем эоцене. Преобладали подводные излияния лав основного и среднего состава с подчиненным количеством более кислых дифференциатов.

На юге материковой части Дальнего Востока в позднем эоцене и олигоцене главной ареной вулканической активности был Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, протягивающийся от устья Амура на севере до г. Находка на юге. Существенно меньшие по масштабу вулканические проявления имели место в пределах Западно-Сихотэ-Алинского пояса, в обрамлении наиболее прогнутых структур Среднеамурской впадины. В Южном Приморье центры вулканической активности были сосредоточены в Хасано-Посьетской зоне, являющейся северной окраинной частью вулканогенного пояса, заходящего в Приморье с соседних территорий Китая и Северной Кореи.

В Восточном Сихотэ-Алине наземный вулканизм во вторую половину эоцена начался с андезито-базальтовых и трахиандезитовых излияний, сменившихся в начале олигоцена андезито–дацитовыми и риолитовыми. Главными продуктами извержения, кроме лав, были нагромождения масс грубой пирокластики. Центры вулканизма располагались вдоль оси пояса, совпадающей с современными береговыми линиями Татарского пролива и Японского моря. Вблизи этих центров сформировавшиеся лавы и пирокластические продукты подверглись гидротермической переработке. Центры риолитового вулканизма были несколько смещены к западу от оси пояса, в сторону современного водораздела Сихотэ-Алиня.

В осевой, наиболее прогнутой части пояса подошва вулканотектонических структур обычно погружена ниже уровня моря и общая мощность вулканитов иногда превышает 1000 м. В пределах Западно-Сихотэ-Алинского пояса вулканизм развивался по тому же сценарию, что и на востоке, однако масштабы его, как уже отмечено, были невелики. В Южном Приморье по периферии Хасанской впадины и на п-ове Посьет вулканизм начался в среднем эоцене базальтовыми излияниями, которые позже, в конце эоцена и в олигоцене, сменились андезито-дацитовыми и более кислыми. В наложенных впадинах Южного Приморья в осадках олигоцена прослеживаются пласты кислых пеплов.

Подводя итог рассмотрению развития вулканизма в позднем эоцене и олигоцене на территории бывшего СССР можно заключить следующее.

1. Активный вулканизм был сосредоточен только в пределах кайнозойских подвижных поясов.

2. Позднеэоценовая эпоха по масштабам вулканизма значительно превосходила олигоценовую.

3. Повсеместно в пределах и Альпийско-Гималайского,и Тихоокеанского подвижных поясов продуктами извержений были породы известково-щелочной серии. Щелочной вулканизм получил ограниченное распространение в Армении и в Восточном Сихотэ-Алине.

4. Развитие процессов вулканизма было направлено в сторону раскисления продуктов извержения. В позднем эоцене преобладал вулканизм основного и среднего состава, в олигоцене – среднего и кислого.

5. Активные вулканические зоны, особенно в Притихоокеанском регионе, локализовались в дуговых системах, образуя протяженные вулканические пояса, в пределах которых центры вулканизма мигрировали во времени и пространстве, как вдоль осевых зон, так и вкрест их. Менялся и тип извержений.

Палеогеография

Эвстатические колебания уровня моря в сочетании с дифференцированными тектоническими

движениями в складчатых поясах и на платформах, происходившие в конце среднего эоцена и в позднем эоцене, коренным образом изменили на рубеже эоцена и олигоцена палеогеографическую обстановку. Достаточно сравнить (см. рис. 10, 11) литолого-палеогеографические карты позднего эоцена и раннего олигоцена, составленные для колоссального геоблока бывшего Советского Союза, чтобы оценить кардинальные различия в палеогеографической картине этих двух интервалов времени.

Поздний эоцен представляет собой трансгрессивную эпоху, причем его морской бассейн характеризовался нормальной соленостью и находился в свободной связи с Мировым океаном. Ранний олигоцен относится к регрессивной (геократической) эпохе, а его морской бассейн от Карпат до Закаспия и Средней Азии был отмечен нарушением гидрологического режима, вызванным затрудненной связью с Мировым океаном. Изменение палеогеографической обстановки на границе эоцена и олигоцена выразилось не только в развитии иного соотношения акватории морских бассейнов и сухопутных пространств. В первых из них возникали пологие поднятия и крутые кордильеры (цепочки островов), а дифференцированные движения на континентальных блоках приводили к омолаживанию рельефа.

Вся гамма палеогеографических изменений наложила мощный отпечаток на процесс осадконакопления, климатические особенности, характер морской биоты и пути миграции наземной фауны в олигоценовую эпоху.

Общее направление трансформации палеогеографической обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена становится очевидным, если во внимание принимаются события в пределах всего пространства территории бывшего СССР. Если же мы переходим к анализу палеогеографических особенностей конкретных структурно-фациальных областей, то картина получается пестрая и подчас неоднозначная.

Так, на фоне общей регрессии олигоцена просматривается трансгрессивный характер олигоценовых отложений в Камчатско-Сахалинском регионе. В различных регионах Крымско-Кавказской области олигоцен может залегать и регрессивно, и трансгрессивно (на породах различного возраста до мезозоя включительно). В связи с этим наблюдается как постепенный переход от эоцена к олигоцену, так и несогласие между ними. Обычно гранулометрическая размерность терригенного материала по разрезу олигоценовых отложений изменяется в сторону его огрубления, как отражение формирования сложно расчлененного рельефа. Однако в некоторых районах Северо-Восточного Предкавказья и Казахстанской суши установлена обратная картина, что связано с пассивным поведением областей питания, нивелировкой рельефа в их пределах. Таким образом, на направленное изменение палеогеографической обстановки субглобального ранга идет наложение региональных факторов второго порядка. Сумма их и создает сложную картину эволюции среды.

В связи со сказанным мы позволим себе немного отойти от принятого нами лаконичного, обобщенного изложения материала и дадим краткую характеристику палеогеографической обстановки для каждого крупного структурного региона бывшего СССР.

Карпаты и Крымско-Кавказская область

В позднеэоценовое время геосинклинальная зона Украинских Карпат была занята морским бассейном с нормальным гидрологическим режимом. В нем происходило накопление карбонатного песчано-глинистого тонкоритмичного флиша. Источником терригенного материала были: юго-западная краевая часть Восточно-Европейской платформы, срединные массивы (Татро-Вепориды) и отчасти сильно снивелированные кордильеры среднего эоцена. Относительно спокойный тектонический режим нарушался началом сжатия со стороны Татро-Вепорид, что приводило к образованию олистостромов попельской и сольской свит.

На рубеже эоцена и олигоцена палеогеографическая обстановка резко изменилась. Дифференцированные тектонические движения привели к омолаживанию рельефа, смещению основной зоны осадконакопления в сторону Предкарпатского прогиба, быстрым темпам терригенного осадконакопления, развитию горизонтов олистостромов, подводному вулканизму, возникновению морского бассейна с нарушенным (аноксическим) режимом, в котором формировались

осадки с высоким содержанием органического вещества (менилитовая свита и ее аналоги).

Особенно многообразна картина палеогеографических изменений позднего эоцена и раннего олигоцена в Крымско-Кавказской области, что объясняется сложным геологическим строением этого обширного геоблока. Общей чертой для всей области является перестройка палеогеографической обстановки на рубеже эоцена и олигоцена, в результате чего морской бассейн с полносоленым нормальным гидрологическим режимом, карбонатным или карбонатно-терригенным накоплением сменился морем с аноксическим режимом и терригенным (песчано-глинистым) осадконакоплением. Лишь на юге Армении продолжали формироваться осадки со стеногалинной фауной. Что же касается региональных особенностей палеогеографии (Крым, Северное Предкавказье, Грузия, Армения, Азербайджан), то они весьма своеобразны, существенно отличаются друг от друга и иногда как бы находятся в противофазе.

Так, в Северном Предкавказье ранний олигоцен отмечен интенсификацией вертикальных движений с преобладанием нисходящего знака, тогда как контуры самого морского бассейна мало изменились. Эти движения привели к созданию существенно иного подводного палеорельефа, инверсионному характеру развития некоторых геологических структур (например, Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоны) или унаследованности структур, но с усилением подвижек (например, некомпенсированный прогиб Северо-Восточного Предкавказья – Мангышлака). В результате хроностратиграфическая граница эоцена и олигоцена может совпадать с литологической (моноклиналь Северного Кавказа) или проходить внутри монотонной толщи осадков (глинисто-кремнистые отложения Ставрополья). Олигоцен либо согласно залегает на эоцене, либо с размывом и перерывом располагается на свитах различного возраста (Черноземельская зона, Ергенинско-Ставропольско-Тимашевская зона). Помимо северного источника сноса, в олигоценовое время поступление тонкого терригенного материала происходило и с юга – с пологой островной суши, вероятно, возникшей в полосе современного Большого Кавказа и севернее (Адыгейское поднятие).

Еще более сложная картина региональных палеогеографических обстановок наблюдается в Закавказье. На западе, в Грузии, с пиренейской фазой связываются восходящие движения в кровле эоцена и развитие на этом уровне регрессивных отложений; в раннем олигоцене начались нисходящие движения, и отложения этого возраста располагаются местами трансгрессивно на породах более древнего палеогена, мела и юры. Наоборот, в Армении рубеж эоцена и олигоцена отмечен восходящими движениями – Базумо-Зангезурская эвгеосинклинальная зона превратилась в область поднятия и денудации, увеличились площади поднятий в Приереванской миогеосинклинальной зоне. Олигоцен здесь отчетливо регрессивен. На востоке в Азербаджане некоторые авторы рассматривают ранний олигоцен как начальную стадию орогенного развития Малого Кавказа. Сложный палеорельеф определил различное соотношение осадков эоцена и олигоцена – трансгрессивное несогласное на поднятиях (Инджачайское, Аджидеринское и др.) и постепенный согласный переход в прогибах.

Восточно-Европейская платформа

В позднем эоцене теплое море покрывало западную и южную части Восточно-Европейской платформы. Оно было мелководным, нормально-соленым, хорошо аэрируемым. Морской рукав, заходивший в Самбию и Южную Литву, представлял собой окраинную часть более обширного Датско-Польского бассейна. Связь этого морского рукава с бассейном юга Восточно-Европейской платформы осуществлялась через Полесскую седловину, Подлясско-Брестскую и Днепровско-Донецкую впадины. Северная береговая линия эпиконтинентального моря окраины Тетиса проходила через сводовую часть Воронежской антеклизы, достигала Камышина, отклоняясь затем к северу, в левобережье Волги до широты Саратова. Обрамляя с севера Прикаспийскую впадину, береговая зона уходила в Предуралье. С юга морской бассейн ограничивался Люблинско-Ковельским выступом западных отрогов Украинского щита, а также островными архипелагами к востоку от него (в пределах щита) и цепочкой возвышенностей Приазовского массива. На всем остальном пространстве море юга Восточно-Европейской платформы свободно соединялось с Кавказской акваторией.

В раннем олигоцене благодаря эвстатическому понижению уровня Мирового океана море стало почти повсеместно более мелководным, а его рукав на территории Прибалтики был осушен. О поведении береговой линии позднеэоценового и раннеолигоценового морей можно судить при сопоставлении ее контуров на Воронежской антеклизе. Она постепенно отступала к югу, начиная с киевского и обуховского времени среднего и позднего эоцена до кантемировского раннего олигоцена.

Прибалтийско-Литовский морской рукав в позднем эоцене обрамлялся с севера низменной равниной южного склона Балтийского щита, покрытой, как и большая часть суши Восточно-Европейской платформы, пышной лесной влаголюбивой субтропической растительностью. Западнее Калининграда с севера в море впадала р. Балтийская с осадками дельты, обогащенными вторичным янтарем. Его первичные залежи располагались в Скандинавии и размывались реками. По дальнейшему переносу уже с территории Прибалтики удается реконструировать систему морских течений, направленных с севера на юг. Суша, расположенная к югу в Беларуси, была также низменна и служила слабым источником сноса обломочного материала. Склон палео-Среднерусской возвышенности, обращенный к позднеэоценовому бассейну, в полосе побережья представлял собой низменную равнину, заливаемую морем. Севернее ее сменяли холмистые равнины и возвышенные плато. Ближе всего эти плато подходили к морю в современном Поволжье, сменяясь далее к востоку вновь низменными равнинами.

На Восточно-Европейской платформе, судя по разрезам переходных слоев от эоцена к олигоцену, особенно характеризующих более глубоководные фации, заметных пауз в седиментации на границе эпох отмечено не было. Все признаки перерывов на границе свит с наличием базальных горизонтов и фосфоритов в большей степени связаны с изменениями течений, а также интенсивности привноса обломочного материала, обусловленной эвстатическими колебаниями.

На западе Прибалтики глубины позднеэоценового моря не превышали первых десятков метров. Мелководным, с глубинами до первых сотен метров, оно оставалось и в других его частях – в Беларуси и на Северной Украине, где в наиболее северных районах во вторую половину позднего эоцена стали накапливаться песчаные осадки. На Воронежской антеклизе признаки обмеления моря фиксируются на рубеже среднего и позднего эоцена. В начале позднего эоцена оно покрывало всю юго-западную часть антеклизы, а восточнее – южную часть ее свода. Максимальные глубины моря были во Воркслинском и Северо-Донецком прогибах. На западе Поволжья глубины моря не превышали 40–50 м и лишь восточнее, в зоне карбонатного осадконакопления, достигали 200 м. Мелководные осадки внутреннего шельфа иногда перекрывали подстилающие породы с размывом и горизонтами фосфоритов в основании.

В начале олигоцена в результате регрессии море ушло из Прибалтики и Южной Литвы. На юге Беларуси оно стало еще мелководнее, однако площадь акватории даже несколько расширилась. Море стало отступать лишь с конца харьковского времени. Регрессия конца эоцена привела к осушению Воронежской антеклизы и размыву подстилающих осадков, особенно на востоке, где формировалась Пасековская долина. В раннем олигоцене море вновь стало наступать на антеклизу и эта долина превратилась в заболоченный лиман, где формировались буроугольные осадки. Мелководное кантемировское море, изобилующее островами, покрывало восточную и южную части Центральной зоны антеклизы, но береговая линия моря, так же как и на севере Украины, располагалась южнее береговой линии позднеэоценового моря. Западнее ее протягивалась полоса сублиторали, где формировались глауконитовые пески. В Поволжье, вслед за регрессией, площадь раннеолигоценового морского бассейна почти полностью восстановилась. В западной части его глубины не превышали 40–50 м. На востоке, где накапливались глинисто-карбонатные осадки, судя по находкам глубоководных рыб, морские глубины могли достигать 1000 м. В таких переуглубленных частях бассейна возникала аноксическая обстановка.

В олигоцене в результате похолодания изменились ландшафты северной суши: влажные субтропические леса вытеснились листопадными мезофильными лесами с участием вечнозеленых древесных растений. Температура олигоценового морского бассейна снизилась не менее чем на 5–7°С, а среднегодовые температуры воздуха – не менее чем на 6–8°С.

Во вторую половину раннего олигоцена в соленовское время связь эпиконтинентального морского бассейна с океаническим была затруднена. Произошло его распреснение, наиболее резко выраженное в момент формирования остракодовых слоев. Это событие отразилось в гидрологическом режиме морского бассейна не только на Восточно-Европейской платформе, но и на Туранской плите, а также в Крымско-Кавказской области.

Туранская плита

В позднем эоцене вся Туранская плита покрывалась мелководным морем нормальной солености, с температурой, характерной для субтропических морей, и газовым режимом, типичным для бассейнов с хорошим кислородным обменом. Конфигурация этого моря унаследовала среднеэоценовую. На севере плиты отчетливо выражена прибрежная зона, обрамлявшая Урал. К востоку и югу от Тургайского рукава располагалась система заливов и лагун, вдававшихся в Казахстанско-Северо-Тянь-Шаньскую сушу с режимом денудационных равнин и долин, заполнявшихся красноцветами. Островная суша существовала в Памиро-Алае. Сообщение Ферганского залива с открытым морем было свободным. Оно происходило на юге через Алайскую долину и Афгано-Таджикскую депрессию, а на западе – через Приташкентский район. Зона прибрежного мелководья располагалась западнее Нуратинских гор, представлявших собой в позднем эоцене невысокое поднятие.

Наиболее глубоководные осадки формировались в позднем эоцене в центральных частях Туранской плиты – в Южном Приаралье и Устюрте. Западнее наиболее переуглубленные части бассейна располагались в Дарьялык-Дауданском прогибе и в некоторых участках Красноводского полуострова. На севере Ферганской впадины на рубеже среднего и позднего эоцена накапливались песчано-глинистые осадки, приносимые с Тянь-Шаньской суши. На юге впадины их состав был глинистым и кремнистым. В ханабадское время кремненакопление прекратилось и формировались только глинистые осадки. К концу позднего эоцена залив обмелел.

Осадконакопление в позднем эоцене в пределах плиты было компенсированным. Оно происходило на фоне дифференцированного погружения, особенно ее центральных частей. Длительно продолжавшееся формирование карбонатных осадков к концу позднего эоцена прекратилось.

В раннем олигоцене на севере плиты морские осадки продолжали накапливаться только в Устюртской зоне. Эвстатическое понижение уровня Мирового океана на рубеже эоцена и олигоцена привело к последовательному осушению Западной Сибири, Тургая и Северо-Восточного Приаралья. В восточной части Северного Устюрта в морских отложениях появились континентальные прослои. К востоку они полностью заместились осадками, формировавшимися в наземной обстановке. В северную мелководную часть бассейна со стороны Урала впадали реки, транспортировавшие много обломочного материала. Судя по составу моллюсков, температура воды олигоценового бассейна понизились по сравнению с позднеэоценовой не менее чем на 5°С. Серьезные изменения ландшафтно-климатической обстановки произошли и на суше, где в условиях умеренно теплого климата начала формироваться листопадная мезофильная флора тургайского экотипа.

На юге Туранской плиты с начала олигоцена стала проявляться тектоническая активизация, которая выразилась в региональных поднятиях древнего пенеплена Тянь-Шаньского сектора бывшей эпигерцинской платформы. Начали подвергаться размыву и расположенные к западу на простирании Тянь-Шаньского поднятия Кызылкумы и Юго-Восточные Каракумы. В олигоцене морской залив отступил в северные и центральные районы Турана, а его краевая зона представляла собой обширный, вдающийся со стороны Кавказского региона залив, к востоку от которого располагалась Каракум-Кызылкумская суша. В середине рюпельского века произошло наступление моря на эту сушу. В это время в условиях мелководья формировались красноцветно-пестроцветные осадки – сарбатырская свита. Северное ограничение распространения красноцветов предположительно фиксирует границу более увлажненного и аридного поясов. С развитием трансгрессии связано проникновение в раннем олигоцене морских вод в Афгано-Таджикскую депрессию, а по Алайской долине – и в Ферганскую впадину. С ингрессией моря в область зарождавшегося постплатформенного Тянь-Шаньского орогена связано, как и западнее в аридной

зоне на плите, накопление пестроцветно-красноцветной формации. В Таджикской депрессии ей отвечают сангалакский и шурысайский горизонты схемы Р.М.Давидзона с соавторами [1982], а в Фергане – сумсарские отложения. Связь Ферганского залива с западным морем осуществлялась только через впадину на месте современной Алайской долины и Таджикскую депрессию и была односторонней. На западе залив был слепым и не сообщался с Кызылкумами, о чем свидетельствует то, что в Юго-Западной Фергане наблюдается замещение сумсарских отложений красноцветными континентальными. Нет признаков морского олигоценового осадконакопления и в Ташкентской впадине, разделявшей Кызылкумы и Фергану.

На западе плиты в начале олигоцена наиболее глубокой частью моря продолжал оставаться Дарьялык-Дауданский прогиб с глубинами до 100–150 м, что подтверждается составом моллюсковой фауны. Наиболее мелководной в это время оставалась предкопетдагская часть бассейна, на что указывают массовые скопления в осадках глауконита. Присутствие красноцветов и гипсов свидетельствует о возможной периодической отшнурованности его заливов от основной акватории. Газовый и кислородный режимы были нормальными. В середине раннего олигоцена по мере развития трансгрессии в Дарьялык-Дауданском прогибе, а также в осевой зоне Центрально-Каракумского свода, произошло углубление бассейна до 200–250 м. Газовый режим оказался менее благоприятным для жизни придонных организмов. Аэрация и подвижность придонных вод стали более слабыми. К концу раннего олигоцена бассейн вновь обмелел. В соленовское время произошло опреснение и его береговая линия отступила к северу. Области сноса в раннем олигоцене в южном секторе Туранской плиты находились на севере – в районе Султануиздага, а на юге – в районе Иранского нагорья. В юго-восточной части плиты в Северном Кыргызстане по мере отмирания Ферганского залива возникли равнинно-долинные ландшафты, а с середины олигоцена более активно проявились поднятия.

Древняя Казахстанская суша

На Древней Казахстанской суше, включающей, кроме одноименного палеозойского щита, и обрамляющие его с юга области молодой тектонической активизации Алтая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня, со второй половины эоцена начались поднятия, сопровождавшиеся усилением эрозионно-денудационных процессов. На севере формировались красноцветы. На разнообразие палеогеографических обстановок в это время указывает пестрый фациальный состав осадков и появление более грубообломочных разностей. Климат был субтропическим, сезонным, периодически более засушливым. В центральных частях Казахстанского щита происходило формирование приподнятых денудационных равнин и холмогорий. Грубый аллювий палео-рек – Нуры и Куланутпеса – указывает на врезание водотоков. Высокие равнины центральных районов щита по периферии окаймлялись поясом низких денудационных равнин, в свою очередь, переходящих в пояс песчано-дельтовых аккумулятивных. Преобразования возникли с конца среднего эоцена в центральных районах Алтая, на что указывает грубый аллювий, накопившийся в Чуйской впадине и на севере Зайсанской. Все это свидетельствует о расчленении поднимающихся равнин и холмогорий.

К югу от 48° с.ш. ландшафты были более аридными. В раннем олигоцене наблюдается затухание энергии тектонических движений и переход от отложений углисто-сероцветной толщи позднего эоцена к алеврито-глинистой раннего олигоцена. Отступившее море обнажило обширные аккумулятивные равнины, где в олигоцене накапливались аллювиальные осадки. В орогенной зоне седиментация была сосредоточена в межгорных впадинах и прогибах, с формированием лесистых озерно-речных ландшафтов. Более пышные леса произрастали в речных долинах. По их склонам и на низких водоразделах, в удалении от речных артерий и озер, были распространены ксерофильные редколесья. Именно поэтому среди комплексов ископаемых позвоночных встречены представители трех экологических типов: обитатели болотистых мест и влажных побережий водоемов – водные черепахи, болотные крокодилы и носороги; обитатели лесных биотопов – схизотерии, халикотерии, свинообразные; животные маквисоподобных полуоткрытых пространств – сухопутные черепахи, грызуны, индрикотерии.

В соленовское время произошло подпруживание территории и формирование озерных бас-

сейнов, где отлагались красноцветные глинистые осадки. Смена седиментационных парагенетических комплексов на Казахстанской суше происходила дважды. Первая – в конце среднего эоцена, когда прекратилось формирование красноцветов и началось накопление углистых сероцветов в северной, более гумидной, климатической зоне и карбонатных красноцветов – в южной, засушливой. Вторая смена падает на рубеж эоцена и олигоцена. На севере углистые сероцветы сменились железисто-карбонатной ассоциацией осадков, а на юге – красноцветы заместились сульфатно-карбонатной ассоциацией.

В конце позднего эоцена в условиях относительной тектонической стабилизации имела место кратковременная озерная ингрессия в Зайсанскую впадину. Джунгарское озеро-море достигло в это время максимальных размеров. Климат Призайсанья был переходным от субтропического к умеренно теплому, сезонный, с чередованием более влажных и засушливых фаз. На самом рубеже эоцена и олигоцена отмечены признаки кратковременной регрессии с формированием красноцветного почвенного горизонта. В раннем олигоцене привнос обломочного материала в Зайсанскую впадину заметно сократился и в озерах стали формироваться глинистые илы.

На Казахстанской суше граница, разделяющая гумидный и аридный пояса, проходила в конце эоцена по 47–48° с.ш. Предполагается, что западнее, в морском бассейне, она была смещена к югу в районы Южного Приаралья, откуда затем под углом 15° к современным широтам вновь отклоняется к северу, подходя к Устюрту. Это фиксируется сменой карбонатных осадков глинисто-кремнистыми, что является отражением разных температур вод северной и южной частей эпиконтинентального моря.

В Уральском регионе на рубеже эоцена и олигоцена в результате активизации тектонических движений на крайнем юге региона сохранилась лишь узкая полоса недеформированной равнины, подходящей к Прикаспийской впадине. Начавшиеся подвижки по древним шарьяжным зонам вызвали проседание и образование цепочек озер. Башкирское Предуралье море покинуло еще в среднем эоцене. Это сопровождалось сокращением площадей низких равнин и увеличением высоких. Более засушливый климат второй половины эоцена привел к формированию здесь бессточных впадин, о чем свидетельствуют корочки пустынного загара на породах эолового происхождения.

Западно-Сибирская плита

Регрессия моря, разделяющая на Западно-Сибирской плите этапы формирования раннепалеогеновой глинисто-кремнистой серии осадков и средне-позднеэоценовой глинистой, оставила следы в виде выдержанных на площади горизонтов глауконитовых песков на контакте нюрольской и тавдинской свит в большинстве структурно-фациальных зон Западной Сибири. Смена режима седиментации была обусловлена потерями связей Западно-Сибирского моря с Арктическим бассейном, при их сохранении с Тетисом. Не вполне ясно, в какой момент среднеэоценовой эпохи могла произойти эта принципиальная палеогеографическая перестройка и как долго она продолжалась.

Тавдинский бассейн к началу позднего эоцена почти восстановил свои границы на юге и даже расширил их. Однако в Пур-Тазовской и Нарынской структурно-фациальных зонах наблюдалась регрессия. В середине позднего эоцена (среднетавдинское время) произошла кратковременная регрессия и морской бассейн сохранялся в Зауральской, Центральной и Приказахстанской зонах. В конце позднего эоцена его площадь еще более сократилась и море покрывало только Юганскую и Омскую впадины, где продолжали накапливаться курганские и алешкинские слои.

В начале олигоцена Западно-Сибирская плита превратилась в озерно-аллювиальную равнину, а областями сноса стали окружающие выступы суши – Урал, Алтае-Саянская складчатая область, Енисейский кряж, Сибирская платформа. Эффект олигоценовой регрессии усиливался начавшимися во всех этих зонах воздыманиями рельефа. К концу раннего олигоцена дифференциация движений в пределах плиты и соседнего обрамления еще более усилилась. Наиболее активные поднятия происходили в ее северной и юго-восточной частях. Центральная же часть стала еще заметнее прогибаться. К концу раннего олигоцена здесь сформировалось пресноводное или слабо солоноватоводное Туртасское озеро-море, имевшее на юге связи с Сарыинским

озерным бассейном Тургая, а через него – с Соленовским морем юга Русской платформы и Туранской плиты.

Сибирская платформа

На Сибирской платформе в позднем эоцене завершилось формирование региональной поверхности выравнивания, хотя рельеф ее и оставался слабо расчлененным. Поднятыми были Путоран и возвышенности в районе современного Байкала. Отсюда, как и с Путорана, стекали реки, которые несли песчаный материал в Предбайкальский прогиб, где установлены следы магистральной долины палео-Лены, продолжавшейся на север в Вилюйскую впадину. Дифференциация рельефа и расчленение единой поверхности выравнивания начались с олигоцена. В обрамлении Чарской впадины формировался низкогорный рельеф, и озерное осадконакопление позднего эоцена сменилось в олигоцене аллювиальным. Одновременно начала развиваться долинная сеть в Предсаянском прогибе. Реки из Предверхоянского прогиба и палеодолины Ангаро-Тасеевской впадины устремились в Кемский прогиб, ориентированный параллельно восточному борту Западно-Сибирской плиты. В Приангарье и на Енисейском кряже в олигоцене возникли субширотные валы и прогибы, деформировавшие поверхность выравнивания. Вилюйская впадина в это время представляла собой приподнятую равнину, на которой накопления осадков не происходило. Осложняла равнину расположенная на западе долина палео-Лены.

В целом, все палеогеографические события раннего олигоцена и особенно позднего эоцена на Сибирской платформе развивались постепенно и принципиально не меняли позиции как источников сноса, так и областей аккумуляции. Речной сток осуществлялся по одним и тем же долинам не только в Прибайкалье и Забайкалье, но и в бассейне Тунгуски, Предсаянском прогибе и других участках платформы. Лишь с начала олигоцена произошла его некоторая активизация, вызванная понижением базиса эрозии в Западной Сибири.

Область мезозойской складчатости Северо-Востока России

В Верхояно-Чукотской области в позднем эоцене и олигоцене превалировали континентальные условия осадконакопления. Кратковременные ингрессии отмечались в Нижнеколымской и Нижнеянской впадинах. В пределах Охотоморской шельфовой области в позднем эоцене располагалась суша и формирование окраинного моря началось только с олигоцена. С этого же времени возросла и контрастность тектонических движений. Большую часть территории области в позднем эоцене занимали плато. В ее центре, на месте хребта Черского, было вытянутое поднятие, у подножия которого располагался Индигиро-Зырянский прогиб. Речные системы, направленные в Арктический бассейн, существовали на месте Нижнеколымского прогиба и Нижнеянской впадины. В раннем олигоцене с усилением темпов прогибания впадин тонкие осадки сменились в них более грубыми. Поднятие хребта Черского в раннем олигоцене превратилось в горный массив. Одновременно происходило расширение некоторых ранее заложенных впадин и формирование новых с накоплением в них песчаного материала.

Материковая часть юга Дальнего Востока

Территория материковой части юга Дальнего Востока в позднем эоцене и олигоцене характеризовалась разнообразием палеогеографических обстановок. Более половины ее были заняты горными массивами, значительную часть занимали возвышенные равнины и плато, а небольшие площади – холмистые и низменные равнины. Обособлялись три горные области – Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Буреинский массив и область Становика–Джугджура. Первая явилась ареной активного субаэрального вулканизма, андезитового и базальтового в позднем эоцене и более кислого в раннем олигоцене. Между горными областями простирались равнины, холмистые, переходящие к горным областям в возвышенные, а к осевым частям впадин – в

низменные. Эти депрессионные понижения группировались также в три самостоятельные области: Удско-Верхнезейскую, Амуро-Зейскую и Охотско-Амурско–Приморскую. В Амуро-Зейской области обособлялись две аккумулятивные равнины – Ушумунская и Зее-Буреинская, обе открытые во впадину Сунляо, куда и был направлен речной сток. В третьей из областей выделяются Нижнеамурская, Среднеамурская и Приморская группы впадин, причем Нижнеамурская имела северный сток вод, а направление рек из Оборо-Уссурийского и Бирофельдского грабенов Среднеамурской группы было ориентировано к югу, в сторону современной Сунгарийской равнины. В Приморской группе впадин также превалировал южный сток, особенно на юге, где развивались Угловско-Хасанская и Шкотовская низменные равнины.

В горных областях в начале олигоцена существенных палеогеографических перестроек не происходило, и они затронули в основном низменные районы. Произошло обособление Верхнезейской впадины, расширилась Ушумунская, а Зее-Буреинская превратилась в возвышенную холмистую равнину со сглаженным рельефом. Возросла площадь Тугуро-Немленской низменной равнины, сливавшейся на севере в зоне Шантарских островов с прибрежной равниной Охотоморского бассейна. На Среднеамурской равнине в олигоцене оформилась цепочка озерно-болотных впадин, ориентированных с северо-востока на юго-запад, параллельно Сихотэ-Алиню. Одна из них, Оборо-Уссурийская, продвинулась на север. В приморской группе впадин развитие получили прогибы в бассейне р. Бикин. Угловско-Хасанская и Шкотовская озерно-болотные равнины превратились в низменные равнины с расширением площадей аккумуляции и большим влиянием на их развитие соседнего к югу морского бассейна. Заложилась новая система впадин на Ханкайском массиве.

В целом, регион на рубеже эоцена и олигоцена начал испытывать общее погружение, кроме Зее-Буреинского блока Буреинского срединного массива. Северная часть ранее единой Сихотэ-Алинской горной области дифференцировалась на отдельные блоки, между которыми возникли аккумулятивные равнины, расширялись площади и других равнин, покрывавшихся озерами. Все же главные орографические и структурные единицы региона продолжали сохраняться, лишь руслово-пойменные, болотно-озерные и торфяные фации в олигоцене сменились фациями открытых, проточных, менее застойных озер.

Тихоокеанский подвижный пояс

Сложно складывалась палеогеографическая обстановка в Тихоокеанском подвижном поясе. На фоне глобальной регрессии на рубеже эоцена и олигоцена здесь произошло расширение площадей, занятых морем. В Хоккайдо-Сахалинском прогибе, который был частью Япономорского седиментационного бассейна, в позднем эоцене был мелководный морской залив, переходивший на севере в межгорную приморскую равнину, а на юге – в открытое море. Его питание осадками происходило с восточных поднятий Сахалина и с Сихотэ-Алиня. В результате наступления моря в олигоцене площади приморских равнин сократились. Похожая картина в позднем эоцене наблюдалась и в Охотско-Западно-Камчатском бассейне. На севере здесь простиралась приморская низменность, а на юге – морской бассейн. Связь Западно-Камчатского моря с океаном осуществлялась через Восточную Камчатку. Обломочный материал поступал с материка. В олигоцене море распространилось к западу, северо-востоку и югу. С развитием дуговых вулканических систем на рубеже эоцена и олигоцена, особенно Курило-Камчатской, на Камчатке появились местные источники пирокластического материала. В Беринговоморском секторе в это время активность вулканизма падала. Анадырская впадина в эоцене и олигоцене представляла собой мелководный морской залив, открывавшийся в сторону современного устья р. Анадырь. В Камчатско-Олюторском прогибе был архипелаг островов с вулканическими постройками, которые и служили местными источниками сноса. Накопление вулканогенно-осадочных толщ продолжалось в олигоцене и на внешнем шельфе. В конце эоцена поднятия исчезли и создалась обстановка окраинного моря с накоплением тонкозернистых осадков. В олигоцене прекратился вулканизм на Восточной Камчатке, в то время как в Центральной и Западной его активность возросла. В котловинах Берингии накопление кремнистых илов не прекращалось.

Хатырский прогиб в позднем эоцене и раннем олигоцене представлял собой краевую шельфовую часть Берингова моря. Обломочный материал поступал в него с Корякского нагорья.

Условия осадконакопления

Различия в составе осадочных толщ и условиях седиментации в позднем эоцене и раннем олигоцене, кроме особенностей тектонического развития регионов, зависели от их принадлежности к одному из двух климатических поясов – субтропическому или теплоумеренному, – влагообеспеченности последних, а также влияния на тип осадков эвстатического понижения уровня Мирового океана на рубеже эоцена и олигоцена.

Морские условия осадконакопления были на юге Восточно–Европейской платформы, на Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плитах и в кайнозойских подвижных поясах – Альпийско-Гималайском и Тихоокеанском. В раннем олигоцене, в результате общепланетарной регрессии, была осушена Западно-Сибирская плита, северо-восточная часть Туранской плиты и, частично, – Восточно-Европейская платформа.

Областью стабильного континентального осадконакопления в это время оставались северные и центральные районы Восточно-Европейской платформы, Сибирская платформа, западные структуры пассивной Тихоокеанской окраины. В результате похолодания в конце эоцена и смещения к югу основной границы климатических поясов в раннем олигоцене произошла смена осадков и в пределах южной части гумидной зоны. Что же касается континентальной седиментации в аридной зоне, то в раннем олигоцене, по сравнению с предшествующим этапом, она принципиально не изменилась.

На гумидной суше в позднем эоцене накапливались сероцветные углисто-терригенные парагенезы пород. В направлении к пассивной Тихоокеанской окраине они сменялись вулканогенно-угленосно-терригенными. Важнейшей чертой всех их является повышенное содержание органического вещества в виде гумуса, растительного детрита, углей. Превышение содержания органического вещества над фоновым вызывало редукцию окисного железа и формирование диагенетического пирита и сидерита, окислявшихся вместе с органической составляющей в зоне гипергенеза. На платформах нередко встречаются породы, обогащенные кварцем и каолинитом, связанными с унаследованными от раннего палеогена корами выветривания и продуктами их перемыва. По периферии западного эпиконтинентального морского бассейна в прибрежной зоне весьма характерны песчано-алевритовые породы с кремнистым цементом, на происхождение которого существуют разные точки зрения.

В засушливой зоне к югу от 47–48° с.ш. накапливались континентальные аридные красноцветы с преобладанием в их составе карбонатных и песчаных глин, линз грубообломочных пород, пластов мергелей, известняков и доломитов.

В морском эпиконтинентальном бассейне запада Евразии в позднем эоцене существовали две осадочные провинции – Северная, с преобладанием терригенных или слабоизвестковых осадков, и Южная, где формировались карбонатные или карбонатно-терригенные отложения.

Терригенные осадки обычны в Карпатском регионе, на северной окраине Украинского щита, в Воронежской антеклизе, северной части Туранской плиты и Западной Сибири. В азиатской части моря повсеместно накапливались глины с тонкими пропластками алевритов, сульфидными стяжениями и конкрециями сидерита. Состав глин монтмориллонитовый и гидрослюдистый. Их иногда относят к пирит-сидеритовой формации, что связано с поступлением в море материала, сносимого с древней суши, где формировались углистые парагенезы пород, обогащенные сульфидами и сидеритом. На Восточно-Европейской платформе в составе терригенных осадков больше кремнистого материала. На Карпатах в позднем эоцене формировался терригенный флиш.

В южном направлении бескарбонатные отложения Северной провинции замещались существенно карбонатными Южной. Их латеральная смена происходила или постепенно, как на Туранской плите, или более быстро, где она подчеркивалась либо барьером субширотных островных систем на Украинском щите и в Донбассе, либо подводными поднятиями внешнего шельфа в Ергенинско-Ставропольско-Тимашевской зоне Северного Предкавказья.

На севере Тихоокеанской окраины верхнеэоценовые морские отложения накапливались в трех структурно-фациальных зонах: 1) тыловой,

с формированием шельфовых мелководных и прибрежных терригенных угленосных отложений (северная часть Япономорского-Западно-Сахалинского и Охотского бассейнов), а также Западно-Камчатский и Анадырский бассейны; 2) фронтальной, с накоплением в узких трогах и на материковом склоне морских вулканогенно-обломочных и песчано-глинистых отложений (Восточно-Камчатский, Олюторский и Хатырский бассейны); 3) зоне глубоководных впадин, с накоплением пелагических кремнистых осадков (глубоководные впадины внутренних морей).

Накопление морских карбонатных осадков Южной провинции происходило на внешнем шельфе и в пределах пелагиали, охватывая всю Крымско-Кавказскую область и юг Туранской плиты. Открытые пелагические фации представлены мергелями и глинистыми известняками белоглинской свиты. Ее минимальная мощность падает на наиболее глубоководную часть Восточного Кавказа. В западных прогибах (Кубанский и др.) она заметно возрастает. На Туранской плите одновозрастная адаевская свита сложена также типичными пелагическими мергелями и глинами. Присутствие на востоке морского бассейна красноцветных прибрежных осадков указывает на приближение к аридной Среднеазиатской суше.

Изменение палеогеографической обстановки в раннем олигоцене, связанное с общепланетарными регрессией и похолоданием, проявилось в морских бассейнах и на суше, речная сеть которой гидрологически была связана с акваториями Тетиса и Арктического бассейна. Море покинуло Западную Сибирь, Тургай, значительную часть Туранской плиты. На накопление осадков Тихоокеанской окраины эта планетарная регрессия никак не отразилась. Напротив, произошло еще большее углубление впадин тыловых Западно-Сахалинской и Западно-Камчатской зон, и накопление паралических угленосных толщ сменилось формированием более тонкообломочных терригенно-вулканогенных. В результате крупных региональных погружений были затоплены поднятия внутренних морей (Охотского и Японского). Развитие впадин с замещением угленосных отложений озерными наблюдалось в пределах южной пассивной окраины Тихоокеанского пояса – в Приморье и Приамурье. Переуглубление впадин со сменой грубообломочных осадков более тонкообломочными зафиксировано и во внутренних районах Азиатской суши – в Зайсанской впадине и некоторых впадинах Алтая.

В Северной зоне гумидного литогенеза наиболее резкие изменения в седиментации проявились в Западной Сибири, где на смену тонкообломочным морским пришли грубообломочные терригенные осадки озерно-аллювиального происхождения. Смена осадков грубообломочными произошла также на Сибирской платформе, во впадинах, открытых в Арктический бассейн и Западную Сибирь. Прекращение угленакопления в гумидной зоне раннеолигоценовой Казахстанской суши, возможно, связано с ослаблением тектонических движений, замедлением прогибания аккумулятивных структур и медленными скоростями седиментации, что способствовало разрушению органики на поверхности осадков и небольшим объемам ее захоронений. Формирование красноцветных озерно-аллювиальных и озерных осадков нижнего олигоцена в Тургае и Бетпак-Дале связано с подпруживанием речного стока во время соленовской озерной трансгрессии в период засушливого сезонного климата, ограничивавшего снос с суши обломочного материала. Расширение площадей накопления аридных красноцветов во вторую половину раннего олигоцена происходило в Средней Азии (базальные горизонты массагетской серии). Прибрежно-морские красноцветные осадки накапливались и в Таджикской впадине (шурысайская свита). Таким образом, в раннем олигоцене на Казахстанской суше от Илийской впадины на востоке и до Тургая и Бетпак-Далы на западе, в отличие от позднего эоцена, прослеживается протяженная полоса красноцветных осадков, формировавшихся в озерах в условиях пассивного развития рельефа и региональной озерной трансгрессии с запада, сменивших более грубообломочные осадки, накапливавшиеся во время регрессии на рубеже эоцена и олигоцена.

Смена карбонатной седиментации тонкотерригенной произошла на обширных пространствах юга Восточно-Европейской платформы и Крымско-Кавказской области. Это связано не только с эвстатическим падением уровня Мирового океана на границе эоцена и олигоцена, но и с увеличением сноса обломочного материала со стороны относительно приподнятой суши в условиях гумидного умеренно теплого, а не суб-

тропического климата. Его накопление происходило в глубоких впадинах внешнего шельфа и пелагиали, оставшихся до конца эоцена пассивными и начавшими развиваться только в раннем олигоцене. В некоторых из них в условиях сероводородного заражения формировались маломощные бескарбонатные глины, насыщенные органикой и рассеянными сульфидами. Нестабильный гидрологический режим майкопского бассейна обусловил формирование на склонах подводных поднятий, обращенных к глубоководным котловинам, осадков, обогащенных марганцем, а в прибрежной зоне моря – железом.

Полезные ископаемые

К осадочным и вулканогенным толщам верхнего эоцена и нижнего олигоцена приурочено много ценных в промышленном отношении месторождений рудного и нерудного минерального сырья: горючих ископаемых, железа, марганца, россыпей тяжелых металлов, высокоглиноземистого сырья, янтаря, строительных материалов и пр. В то же время, специализация верхнеэоценовых и нижнеолигоценовых толщ на те или иные виды полезных ископаемых различна и связана с особенностями гидрологической обстановки и условиями седиментации в морских бассейнах, климатом, развитием ландшафтов суши, характером вулканизма и составом изверженных продуктов.

В условиях переменно-влажного субтропического климата позднего эоцена в эпиконтинентальном морском бассейне, покрывавшим юго-западную часть территории бывшего СССР, формировались карбонатные и глинисто-карбонатные толщи, представляющие собой высококачественное сырье для цементной промышленности. Учитывая широкое площадное распространение глинистых известняков и мергелей в пределах всей Крымско-Кавказской области, можно сделать вывод, что перспективы открытия новых крупных месторождений цементного сырья весьма велики. Столь же положительны перспективы поисков бентонитового и керамзитового сырья, источником которого являются верхнеэоценовые глинистые чеганская и тавдинская свиты, латерально замещающие карбонатные толщи на Туранской и Западно-Сибирской плитах.

Умеренно влажный субтропический климат позднего эоцена в северо-западных районах Восточно-Европейской платформы и Южной Фенноскандии способствовал произрастанию здесь хвойно-широколиственных лесов с большим участием сосен и других растений, продуцирующих смолы. После продолжительного окисления под пологом леса эти смолы превращались в янтарь, который транспортировался к морскому побережью и накапливался в прибрежно-морских, лагунных и дельтовых осадках верхнеэоценовой прусской свиты. Находки янтаря в олигоценовых отложениях Литвы, Беларуси и Украины связаны уже с его вторичным перезахоронением в результате размыва подстилающих осадков.

Субтропический климат позднего эоцена при низкой тектонической активности платформенных областей способствовал формированию на суше кор выветривания. Этот процесс начался еще в раннем палеогене и сопровождался накоплением в корах полезных компонентов, представлявших собой как продукты химической переработки коренных пород (высококачественное глиноземистое сырье, кварцевые пески), так и концентраты химически стойких тяжелых минералов. В раннеолигоценовую эпоху создались условия для вторичного обогащения этих полезных ископаемых в связи с оживлением эрозионной активности и перемещением продуктов кор выветривания в речные долины. Регионами, наиболее перспективными для поисков месторождений, связанных с корами выветривания, являются Воронежская антеклиза, восточное и южное обрамления Урала, периферические зоны Казахского мелкосопочника. На западе Сибирской платформы в начале позднего эоцена завершилось, уже в слабой степени, бокситообразование.

В подвижных поясах Карпат, Закавказья, Памира, Притихоокеанских регионов в позднем эоцене формировалась весьма специфическая группа полезных ископаемых, генетически связанная с вулканогенными толщами. Главными в ней являются цеолиты, поделочные камни (опал, халцедон), щебень базальтов и андезитов, используемый как наполнитель в бетоне и пр. Пласты пеплов, накопившихся в соседних с вулканическими поясами впадинами, являются хорошим источником керамзито-бентонитового сырья.

В Притихоокеанских регионах – на Камчатке, Западном Сахалине и в Южном Приморье – в

В Притихоокеанских регионах – на Камчатке, Западном Сахалине и в Южном Приморье – в позднем эоцене завершалось угленакопление, начавшееся еще в начале палеогена. В меньших масштабах оно проявилось во впадинах Корякии и Среднего Приамурья.

Небольшие нефте- и газопроявления из верхнеэоценовых отложений известны на Сахалине, Камчатке и в Корякском нагорье. Необходимо отметить, что в тыловых прогибах верхнеэоценовые толщи представляют собой региональный коллектор, тогда как олигоценовые – флюидоупор.

Раннеолигоценовая эпоха по своей специализации на различные виды минерального сырья существенно отличалась от позднеэоценовой. В первую очередь это было обусловлено изменениями в гидрологическом режиме бассейнов седиментации и похолоданием климата. Более активная тектоническая дифференциация ложа эпиконтинентального бассейна, расположенного в пределах Крымско-Кавказской области и юга Восточно-Европейской платформы, привела к формированию глубоководных котловин с затрудненной циркуляцией вод и нарушенным кислородным обменом. Смена карбонатной седиментации тонкотерригенной сопровождалась изменениями состава осадков. Пышная лесная растительность на прилегающих к морю участках суши, в сочетании с общим эвстатическим понижением уровня Мирового океана и оживлением эрозионной активности, способствовали поступлению в море, вместе с терригенной составляющей, массового количества органического материала. Более высокой концентрации последнего в майкопских осадках благоприятствовал не только его большой объем, но и неполное окисление в аноксической среде, что приводило к формированию жидких и газообразных углеводородов. Особенно это было характерно для Кавказского региона, где эти полезные ископаемые имеют большое промышленное значение. Коллекторами нефтяных и газовых месторождений служат седиментационные ловушки в майкопской толще в виде линз и пластов песков и песчаников, выполнявших ложбины в морском дне, выработанные суспензионными потоками. Особенно они развиты на участках перегибов подводных склонов, по которым происходило оползание осадков.

Не менее важной особенностью осадконакопления в западном эпиконтинентальном бассейне являлось формирование в нем гигантских по своим масштабам месторождений марганца и железа, что позволяет рассматривать раннеолигоценовую эпоху как исключительную, не имеющую себе равных в истории фанерозоя. Можно вполне определенно говорить о региональном и фациально-палеогеографическом контроле процесса рудообразования, а также особом гидрологическом режиме в это время в седиментационном бассейне. Все месторождения марганца сформировались во вторую половину пшехского века и локализовались на склонах внутренних поднятий, осложнявших шельфовую зону Майкопского бассейна. Они возникали в местах сочленения эти поднятий с глубоководными котловинами, зараженными сероводородом. Рудообразование на трансгрессивной стадии развития бассейна вероятнее всего было связано с апвеллингом глубинных сероводородных вод, насыщенных марганцем, и выпадением последнего на окислительном (кислородном) геохимическом барьере на склонах подводных поднятий. Второй процесс рудообразования в Майкопском бассейне – ураново-редкометалльный, слабо проявившийся в раннем олигоцене на Северном Кавказе и на Мангышлаке, – реализовался с наибольшей полнотой в этих же регионах в позднем олигоцене. Хотя этот процесс во времени и был оторван от марганцеворудного, он может рассматриваться с ним как единый парагенетический, предопределенный превращением морского бассейна с начала олигоцена в резервуар, с периодически возникающим в нем аноксическим режимом.

В раннем олигоцене одновременно с марганцеворудным, но более растянутым во времени, происходил процесс формирования гидрогетитовых бобовых железных руд в восточной части того же бассейна в Северном Устюрте, Приаралье и Тургае. Железорудные месторождения сосредоточены главным образом в мелководных прибрежных фациях, а также локализуются в речных долинах. Природа геохимических барьеров, способствовавших рудообразованию, была, вероятно, такова. Руды накапливались на участках, где пресные воды, насыщенные железом, поступавшим из кор выветривания областей питания всту-

имеют аллювиальное происхождение и выпадение гидроокислов железа происходило из пресных вод.

Как уже отмечалось, понижение уровня грунтовых вод при эвстатическом пессимуме на рубеже эоцена и олигоцена вызвало оживление эрозионной активности в полосе суши, примыкавшей к морскому бассейну. В выработанных понижениях рельефа создались предпосылки для углеобразования (Пасековское месторождение на Воронежской антеклизе). По периферии Урала и Казахского мелкосопочника начали накапливаться продукты размыва кор выветривания, с концентрацией россыпей тяжелых металлов (титаномагнетит, циркон, касситерит, золото и др.). Продуктами переотложения кор стали также каолиниты, кварцевые и стекольные пески, накапливавшиеся во вторичном залегании.

Более дифференцированный характер раннеолигоценового вулканизма в подвижных поясах, появление риолитовых лав, кислых экструзий и эруптивных тел сопровождались формированием сульфидных свинцово-цинковых месторождений в Закавказье и на Курильских островах, а также золоторудных месторождений в Нижнем Приамурье. С кислыми вулканитами в Восточном Сихотэ-Алине связаны месторождения перлита и вермикулита.

Проблема синхронности/асинхронности биотических, климатических и геологических событий и методика установления границы эоцена и олигоцена

Анализ (и синтез) огромного фактического материала, относящегося к обширной территории бывшего Советского Союза и охватывающего все компоненты биоты и среды обитания, приводит к однозначному выводу, что поздний эоцен и ранний олигоцен представляют собой два самостоятельных этапа в эволюции биоты и в изменении геологической и климатической обстановки. Трансформация всех компонентов биоты и среды обитания происходила постепенно, не носит катастрофического характера и не приурочена к какому-то одному линейному уровню.

Эволюционное изменение биоты в рассматриваемом интервале геологического времени было однонаправленным. Однако в этом процессе преобразования четко намечаются явления синхронности и асинхронности в отношении уровней изменения, таксономической масштабности, самого механизма трансформации и ее продолжительности у различных групп фауны и флоры. Так, уровни изменения планктонных фораминифер, нуммулитид и остракод совпадают и одинаково крупной таксономической масштабности. Механизм их эволюционного преобразования сходен – типично эоценовая и типично олигоценовая ассоциации разделены зоной (слоями) с комплексом переходного характера. Это – зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii планктонных фораминифер, зона Nummulites fabianii retiatus нуммулитид, переходные слои в разрезе Кызыл–Джар (Крым) остракод. В подошве переходных слоев (зоны) исчезают наиболее специализированные представители эоценовой микрофауны. Основу комплексов микрофауны здесь составляют, очевидно, наиболее толерантные эоценовые виды, которые преобладают количественно. Совместно с ними встречаются некоторые типично олигоценовые виды, получающие широкое распространение в вышележащих осадках. Стратиграфический объем переходных слоев (зоны) невелик, они явно соответствуют узкому интервалу геологического времени.

Иная картина наблюдается у других групп планктонных микроорганизмов. Граница принципиального изменения динофлагеллат (подошва зоны Phthanoperidinium amoenum) совпадает с таковой планктонных фораминифер (подошва зоны Globigerina tapuriensis) и характеризуется одинаково крупной таксономической масштабностью изменения. Для органикостенно-

го фитопланктона это рубеж высокого ранга, который не переходит более половины эоценовых таксонов. Появление несравненно меньшего числа новых видов взамен исчезнувших не только в средних, но и в высоких широтах, позволяет говорить о существенном сокращении биоразнообразия в этой группе на границе эпох.

С подошвой зоны Globigerina tapuriensis по планктонным фораминиферам (т.е. с границей эоцена и олигоцена) совпадает подошва зоны Ericsonia subdisticha по наннопланктону, но ранг изменения последнего у данного рубежа очень низкий; принципиальное изменение наннопланктона происходит стратиграфически выше (в середине раннего олигоцена).

Очень постепенным, судя по спорово-пыльцевым комплексам и остаткам мегафоссилий, был процесс эволюционного преобразования наземной флоры и растительности. Он начался в середине позднего эоцена (в зоне Turborotalia cocoaensis по фораминиферам в Армении), а завершился в середине раннего олигоцена формированием тургайской флоры.

Однако в развитии высших растений в конце эоцена намечается интервал наиболее значительного изменения, примерно соотвествующий продолжительности зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii по планктонным фораминиферам. Палинокомплексы этого интервала носят переходный характер – они отличаются доминированием в спектрах цветковых термофильных таксонов и появлением в массовом количестве пыльцы голосеменных, что связано с начавшимся похолоданием.

Уровень наиболее заметной элиминации термофильных таксонов и их замещения теплоумеренными происходит в кровле переходного интервала, что отвечает подошве зоны Globigerina tapuriensis (т.е. границе эоцена и олигоцена). Смену флор при переходе от эоцена к олигоцену следует рассматривать как крупнейший эволюционный скачок (переход от палеокайнофита к неокайнофиту).

Столь же постепенно происходило эволюционное преобразование наземной фауны. Так, у млекопитающих оно началось у границы эоцена и олигоцена, но наиболее ярко проявилось во второй половине раннего олигоцена, когда сформировалась индрикотериевая фауна и началась активная радиация среди грызунов и насекомоядных. Поэтому ранговость границы эоцена и олигоцена по этой группе ископаемых организмов несравненно ниже той, которая разделяет ранний и поздний олигоцен.

Несомненно, изменение климатических условий позднего эоцена и раннего олигоцена было однонаправленным – похолодание с некоторым потеплением в конце раннего олигоцена и чередованием фаз увлажнения и аридизации. Оно носило постепенный характер, но с некоторым температурным скачком у рубежа эоцена и олигоцена.

Аналогичный тренд прослеживается и в эволюции геологических событий – трансгрессия позднеэоценового времени и регрессия в олигоцене, общее усиление дифференцированных тектонических движений, смена андезитового и базальтового вулканизма в подвижных поясах андезито-дацито-риолитовым. Переход от карбонатной седиментации позднего эоцена в Альпийской области к терригенному осадконакоплению (с марганцевым, железорудным и урановоредкометалльным оруденением) в морских бассейнах олигоцена. Однако здесь особенно заметно влияние местных факторов – трансгрессий и регрессий второго порядка, особенностей вертикальных тектонических движений, согласного или несогласного соотношения осадочных толщ эоцена и олигоцена и т. д. В результате мы сталкиваемся с примерами синхронности и асинхронности различных геологических событий в разных структурно-фациальных зонах бывшего Советского Союза.

Как уже указывалось, весьма значительным было наложение местных факторов и на процесс изменения биотических и климатических событий – они то замедляли темпы биотических и абиотических преобразований, то ускоряли их. Все это еще больше усложняло общую картину синхронности и асинхронности изменений среды и биоты.

Очевидно, главным "спусковым крючком" перестройки на рубеже эоцена и олигоцена был тектонический фактор, который изменил конфигурацию океанических бассейнов и континентальных блоков с соответствующей трансформацией всех компонентов среды в их пределах. Это привело к изменению основных параметров климата Земного шара. Климатические события (в сочетании с другими факторами) явились причиной эволюционного преобразования фауны и флоры на границе эоцена и олигоцена. Материалы по отложениям этого возраста, происходящие

с территории бывшего СССР, не дают оснований предполагать влияние какого-то внеземного (космического) фактора.

Вероятно, сложная картина синхронных и асинхронных биотических и абиотических событий в пограничном интервале эоцена и олигоцена были первопричиной противоречивого понимания стратиграфического положения рубежа между этими отделами палеогена. Дискуссии по данной проблеме продолжались не один десяток лет. Неудачный выбор стратотипов ярусов верхнего эоцена и нижнего олигоцена (приабонский, бартонский, латдорфский, рюпельский и др.), приуроченных к различным структурно-фациальным и палеоклиматическим зонам Западной Европы, лишь усугубил неадекватное понимание этой границы.

На начальной стадии исследований (1982 г.) по Проекту № 174 в бывшем Советском Союзе участникам проекта было предложено условно за границу эоцена и олигоцена принять кровлю фораминиферовой зоны Turborotalia centralis (эоцен), т. е. подошву зоны Globigerina tapuriensis (олигоцен) – уровень, прослеженный в субглобальном масштабе. Позднее, в 1989 г., на XXVIII сессии Международного геологического конгресса в Вашингтоне этот уровень получил официальный статус границы эоцена и олигоцена со стратотипом границы в разрезе Массиньяно на севере Италии. По нашему мнению, методический подход в установлении границы эоцена и олигоцена включал в себя следующие положения.

1. В основе решения данной проблемы лежит биостратиграфический подход, являющийся основой всех геолого-исторических построений.

2. Граница устанавливается на материале морских отложений, принимая во внимание соотношение акватории океанических (и морских) бассейнов и континентальных блоков палеогенового времени.

3. Палеонтологической базой установления границы являются планктонные микроорганизмы как обеспечивающие субглобальную корреляцию.

4. К ортостратиграфическим группам планктона отнесены планктонные фораминиферы и наннопланктон. Чисто практическим путем доказана их высокая стратиграфическая разрешаемость для всего интервала палеогена и способность к субглобальной корреляции отложений. Из этих двух групп для определения границы эоцена и олигоцена была выбрана первая.

5. Граница эоцена и олигоцена проведена по кровле зоны Turborotalia centralis – Globigerina gortanii, характеризующейся переходным комплексом планктонных фораминифер. Таким образом, граница устанавливается не по первому появлению редких экземпляров олигоценовых видов (в подошве этой зоны), а по становлению олигоценового комплекса в кровле зоны (т. е. по подошве зоны Globigerina tapuriensis с типично олигоценовым комплексом фораминифер).

6. Граница эоцена и олигоцена рассматривается также как датировочный уровень эволюционного исчезновения родов Cribrohantkenina и Hantkenina. К сожалению, существо этого термина подчас подменяется просто уровнем исчезновения (или появления) какого-либо таксона в данном регионе, но оно контролируется климатической зональностью и местными биономическими условиями. Например, род Cribrohantkenina на территории бывшего СССР встречается только в Армении, а род Hantkenina в Предкавказье и Закаспии не переходит границы среднего и верхнего эоцена. Напротив, зона Turborotalia centralis – Globigerina gortanii установлена в Армении, на Северном Кавказе, в Северном и Южном Приаралье, т. е. зональная стратиграфия является более действенным и надежным стратиграфическим инструментом, нежели методика датировочных уровней.

7. Планктонные фораминиферы, естественно, устанавливают границу эоцена и олигоцена в пелагических фациях. Поэтому при решении данного вопроса на XXVIII сессии МГК было обращено особое внимание на необходимость корреляции подошвы зоны Globigerina tapuriensis с границами подразделений по другим группам фауны и флоры в разнообразных морских и континентальных фациях, а также использования магнитостратиграфического метода.

Последним положением определяются стратиграфические и палеонтологические задачи дальнейших исследований отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена – составление целенаправленных описательных монографий (по различным группам фауны и флоры), корреляция разнофациальных осадков, детализация стратиграфической шкалы и на этой основе – анализ биотических и абиотических событий у одного из важнейших переломных моментов в развитии Земли.

Послесловие

Глубокие политические, экономические и социальные изменения, которые произошли за последние 10 лет в бывшем Советском Союзе, как бы отодвинули далеко назад исследования по Проекту № 174 Международной программы геологической корреляции и Национальному проекту, посвященные геологическим и биотическим событиям позднего эоцена и раннего олигоцена (1982–1987 гг.). Распад Советского Союза повлек за собой столь большие экономические и организационные трудности, что результаты исследований могли быть опубликованными только после продолжительного перерыва – Часть I в 1996 г. и Часть II в 1998 г. Таким образом, труд многочисленного коллектива геологов, палеонтологов и палеоботаников (более 200 специалистов) получил, наконец, свое логическое завершение.

Все участники проекта постарались, с большим или меньшим успехом, выполнить основные задачи исследования. Прежде всего, дана всесторонняя характеристика отложениям верхнего эоцена и нижнего олигоцена каждого из 27 регионов, на которые была подразделена территория Советского Союза, – стратиграфия, литология, особенности фауны и флоры, палеогеографическая и палеоклиматическая обстановки, магматизм, полезные ископаемые, геологические и биотические события. Этот "банк данных" включает оригинальные, литературные и фондовые (неопубликованные) материалы. Нужно надеяться, что он не потеряет своего значения в течение многих лет, хотя стиль изложения был предельно краток, подчас лаконичен. Все эти фактические данные послужили основой для анализа развития различных групп фауны и флоры позднеэоценового и раннеолигоценового времени, синтеза палеогеографической и литофациальной обстановок этой эпохи, палеоклиматических изменений, размещения полезных ископаемых, хода геологических и биотических событий в пределах обширной территории бывшего Советского Союза.

В мировой геологической палеогеновой литературе отсутствуют подобные сводки, в которых бы практически сочетались узкий интервал времени (поздний эоцен – ранний олигоцен) и гигантские размеры изученной территории (1/6 часть континентов), огромный объем разнообразного фактического материала и его теоретическая интерпретация. В свою очередь, это исследование может быть использовано для реконструкций геологической истории позднего эоцена – раннего олигоцена уже в субглобальном (или глобальном) масштабе. Любой специалист, занятый этой проблемой, вряд ли сможет пройти мимо двух опубликованных монографий (Части I и II).

Мы постарались выполнить и другую задачу исследования – очертить круг вопросов (геологических, номенклатурных и т.д.), которые еще только ждут своего разрешения. С такими неясностями мы столкнулись на Восточно-Европейской платформе (соотношение свит Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкой впадины), в Западной Сибири (возраст тавдинской свиты и ее соотношение с подстилающими отложениями, а также с близкими по возрасту свитами Приаралья), Средней Азии (номенклатура горизонтов Ферганской и Таджикской депрессий, возраст сумсарского горизонта), в Восточной Сибири и на Северо-Востоке России (стратификация континентальных отложений позднего палеогена), на Сахалине (соотношение морских и континентальных толщ позднего палеогена), в Приморье (стратификация вулканогенно-осадочных толщ). Крайне ограниченные и неполные данные существуют для отложений верхнего эоцена и олигоцена Арктического побережья России. Число подобных проблем можно значительно увеличить. Здесь необходимы новые, дополнительные исследования, которые, вполне возможно, изменят ныне существующие

представления. Но это уже задача следующего поколения геологов.

Однако в этих исследованиях, помимо научного, был еще один, не менее важный аспект – этический, аспект человеческих отношений. В нашем большом коллективе царил демократический дух взаимного уважения. На ежегодных и кустовых совещаниях мы вели бескомпромисные споры, отстаивая свои точки зрения. Но мы научились с должным вниманием относиться и к противоположным взглядам и идеям, стараясь понять их обоснованность фактами и достоверность. Подобные творческие дискуссии позволяли нам находить правильные решения или приближаться к истине.

Главная особенность творческого коллектива заключалась в его многонациональности. Действительно, в нем были представлены ученые и производственники 13 республик бывшего Советского Союза. Нам кажется, что это был прекрасный пример сотрудничества и содружества. Объединенные общей идеей расшифровки геологической, биологической и климатической истории позднего эоцена и раннего олигоцена, прослеживания границы эоцена и олигоцена, мы не задумывались о нашей национальной принадлежности, не выбирали геологические объекты (опорные разрезы) с точки зрения их местонахождения в той или иной бывшей республике. Все определялось творческим потенциалом участников и интересами науки.

Мы глубоко благодарны геологам Армении за организацию совещания с полевыми работами в 1985 г. Проживая на живописном берегу озера Севан, мы с большим интересом осматривали прекрасные разрезы верхнего эоцена и нижнего олигоцена в Ереванском бассейне.

Наша признательность геологам Казахстана, которые организовали для участников проекта три великолепные полевые экскурсии – северный чинк Устюрта (1985 г.), озеро Зайсан (1984 г.) и Тургай (1986 г.). Днем, забыв о раскаленном солнце, мы осматривали типовые разрезы морского палеогена Приаралья и континентального палеогена Зайсана, а вечером в полевом лагере начинались не менее горячие дискуссии о "вечных" проблемах глобальной и местной стратиграфии позднего палеогена.

Мы всегда будем помнить то прекрасное совещание и полевые работы, которые провели геологи Таджикистана (1986 г.). Участники проекта жили в коттеджах базы отдыха Академии наук Таджикистана в Душанбе, где и проводили заседания, а затем начались полевые экскурсии. Для многих из нас это была первая возможность познакомиться со своеобразием верхнего палеогена Ферганско-Таджикского региона.

Радушный и теплый прием нам оказали геологи Сибири, которые образцово организовали совещание по результатам исследований в морозном мартовском Новосибирске (1985 г.).

Таким же интернациональным духом творческого сотрудничества были отмечены и так называемые кустовые совещания, цель которых заключалась в увязке стратиграфических схем (или разрезов) верхнего эоцена и олигоцена для двух или трех смежных регионов. Подобные совещания проводились учеными Литвы, Белоруссии и Украины для западной области Восточно-Европейской платформы, геологами России и Украины по верхнему палеогену Воронежской антеклизы и Днепровско-Донецкого прогиба, Поволжья и Северного Кавказа, Карпатам, специалистами России и Казахстана – по стратиграфии эоцена и олигоцена Западной Сибири.

Конференции по итогам года обычно собирались в Москве (1981–1984 гг.) и Подмосковье (Звенигород, 1986 г.), и здесь участников проекта ждало русское гостеприимство.

В память тех счастливых и плодотворных лет исследований по проекту мы помещаем несколько фотографий, отражающих персоналию и некоторые "жанровые" сцены. Все фотографии сделаны "летописцем" проекта О.В.Амитровым. Возможно, наши коллеги найдут на этих фотографиях себя, вернутся в прошлое и улыбнутся.

Теперь мы живем в разных странах. Многие из нас продолжают трудиться, занимаясь геологическими исследованиями на благо своих новых государств. Пожелаем успехов всем нашим соратникам и друзьям по проекту о геологических и биотических событиях позднего эоцена и раннего олигоцена. Однако давайте твердо помнить, что геологическое пространство – неделимо, а решение фундаментальных проблем глобальной геологии возможно лишь на разностороннем материале огромных геоблоков Земной коры и силами крупных коллективов ученых и производственников разных стран.

Москва, 1982. Открытие первого заседания по проекту. Очень важно определить общие задачи
Слева направо: М.А.Ахметьев, В.А.Крашенинников, М.Я.Серова

Армения, 1985 г. Пансионат на берегу озера Севан
Перед открытием заседания по проекту нас встречало такое приветствие хозяев

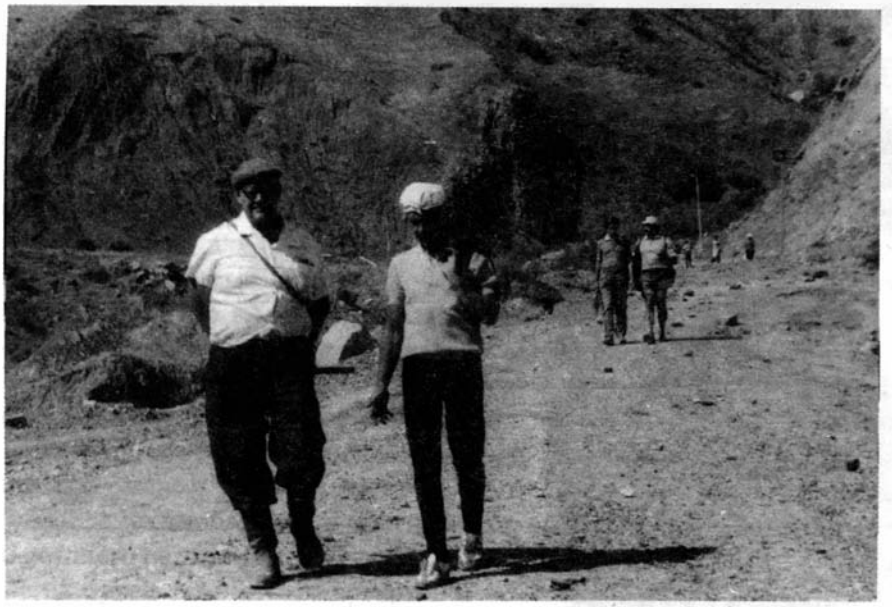
Звенигород, 1986 г. А как же все-таки понимать объемы чеганской и ащеайрыкской свит?
Слева направо: О.С.Вялов и С.Г.Жилин

Душанбе, 1986 г. Союз микропалеонтологии и палинологии всегда приносил хорошие результаты

Слева направо: Э.М.Бугрова, А.Ф.Фрадкина, И.А.Кулькова и Э.Ф.Цацир

Таджикистан, 1986 г. Карабкание по эоцену разреза Постакан

Слева направо: М.Я.Серова, Г.Л.Плаксина, Н.И.Запорожец, Р.М.Давидзон, В.А.Крашенинников



Таджикистан, 1986 г. Какой же все-таки возраст сумсарского горизонта?

На переднем плане – В.П.Калугин и А.А.Веселов, на заднем плане – В.А.Крашенинников и В.Н.Беньямовский

Душанбе, 1986 г. Дискуссии о сумсарском горизонте (см. предыдущее фото) переносились на площади столицы Таджикистана

В центре: Г.Х.Салибаев, Г.И.Немков, О.С.Вялов и абориген

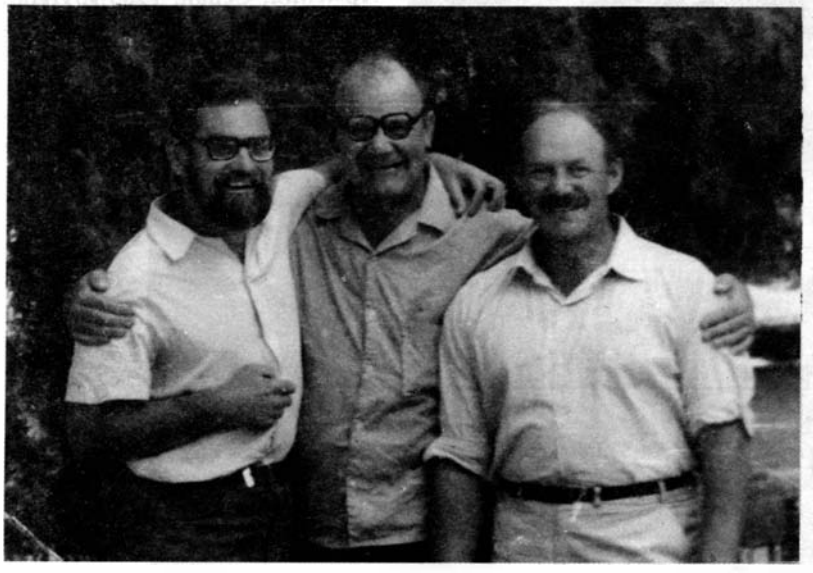
Армения, Севан, 1985 г. Перед выездом на Ланджарский разрез

Слева направо: С.М. Григорян, Ю.А.Мартиросян, Н.И.Стрельникова, В.Ю.Зосимович и А.С.Андреева-Григорович

Армения, 1985 г. Пансионат на озере Севан. Передышка после бурной дискуссии

Слева направо: Х.А. Али-Юлла, Ю.А.Мартиросян, Г.Г.Кургалимова, В.С.Ерофеев, Ю.Я.Лившиц, Т.И.Ерофеева, А.А.Веселов, М.А.Арутюнян

Москва, 1983 г. Заседание по проекту в Актовом зале ГИНа
В центре А.С.Столяров (слева) и А.Е.Птухян



Душанбе, 1986 г. Совещание по проекту. Встреча однокашников
Слева О.В.Амитров (фотолетописец проекта), В.П.Калугин, В.Н.Беньямовский

Summary

The monograph "Late Eocene – Early Oligocene geologic and biotic events on the territory of the former Soviet Union" consists of two parts. Part I, published in 1996, was devoted to the regional geology of the Upper Eocene and Lower Oligocene of this area subdivided into 27 regions. Because of its great size, the territory of the former USSR was characterized by a wide spectrum of paleotectonic, lithologic-facies, paleogeographic, paleobiogeographic, paleoclimatic, and biotic environments during the Late Eocene – Early Oligocene. As a result there has been a major accumulation of information on the deposits, fauna, flora, climate, geologic and biotic events and mineral resources of this time interval.

Part II of the monograph is dedicated to the analysis of all the available geological, biotic and climatic data presented in the regional chapters of Part I, along with some additional materials: 1) the stages in development of various groups of the marine and terrestrial fauna and flora; change in the biota at the Eocene/Oligocene boundary; 2) the evolution of lithologic-facies, paleogeographic and paleoclimatic conditions, tectonic regime and volcanism; 3) the types of mineral resources and their spatial distribution; 4) an evaluation of important geologic and biotic events and the problem of their synchronism/asynchronism; and 5) description of the regional reference sections of the Eocene/Oligocene boundary for some large areas of the former Soviet Union.

The Upper Eocene and Lower Oligocene marine and continental deposits of the former USSR incorporate rich and diverse assemblages of organic remains. Planktonic and benthic foraminifera, nannoplankton, organic-walled phytoplankton, ostracods, pelecypods, gastropods, fishes, amphibians, reptiles, larger and smaller mammals, macroflora, spores and pollen are very common and widespread. Siliceous plankton (radiolaria, diatoms, silicoflagellates) is recorded occasionally and in some areas is absent at all. Episodic findings are represented by shark teeth, insects, Chara algae, sponge spicules, corals and bird remains. These faunal and floral groups originate from sediments of different paleogeographic provinces and paleoclimatic belts.

The former USSR territory comprises different tectonic structures including the ancient East European and East Siberian and comparatively young West Siberian and Turan platforms, the Paleozoic (the Urals, Middle Asia), Mesozoic (northeastern Russia) and Cenozoic (the Crimea, Caucasus, Carpathians, Kopet-dag, Kamchatka, and Sakhalin) fold systems, the volcanic belts (the Sikhote-Alin Range) and depressions of the marginal seas (the Arctic Ocean, Sea of Okhotsk). These regions are characterized by extremely diverse facies of marine and continental sediments and volcanic rocks.

All of these features and peculiarities allowed to carry out objective, impartial analysis of geologic, climatic and biotic events of the Late Eocene and Early Oligocene and to reveal the degree of their synchronism during this time interval.

The Late Eocene and Early Oligocene represent two independent stages in the evolution of the biota, climatic and geologic conditions. Transformation of the biota and environments was gradual, showed no catastrophic steps and did not coincide with any single linear level.

Both synchronous and asynchronous events can be easily recognized in the process of biota transformation. Their synchronism/asynchronism concerns levels of evolutionary changes, taxonomic ranks of changes, their mode (single event or several steps), duration of the intervals of transformation for the various groups of fauna and flora. Thus, levels of evolutionary change in planktonic foraminifera, nummulitids and ostracods are coeval. They are characterized by identical large taxonomic ranks, and show two-step mode (at the base and top of the Turborotalia centrails – Globigerina gortanii Zone, respectively). A very important change in dinoflagellate assemblages coincides with the top

of this zone but it looks as a single event. The base of the Ericsonia subdisticha nannofossil Zone corresponds to the top of the Turborotalia centrails – Globigerina gortanii foraminiferal Zone, but the rank of change in nannoplankton taxa is very low. The principal transformation of nannoplankton is observed stratigraphically higher (in the mid-Early Oligocene).

The process of evolutionary transformation of the terrestrial flora and vegetation was also very gradual. It started in the middle of the Late Eocene (the Turborotalia cocoaensis foraminferal zone) but was completed in the mid-Early Oligocene when the subtropical Poltava flora was totally replaced by the warm-temperate Turgay flora.

The evolutionary development and changes in the terrestrial fauna occurred in the same gradual way. For example, in case of mammals this process commenced at the Eocene/Oligocene boundary but it was most distinctly manifested in the second half of the Early Oligocene when the Indricotherium fauna appeared on over the entire former USSR territory and active radiation began among the Rodenta and insectivorous groups. Therefore the taxonomic rank of transformation of the mammals at the Eocene/Oligocene boundary in this area was significantly lower than at the Early/Late Oligocene level.

Climatic conditions deteriorated from the Late Eocene to the Early Oligocene marked by a fall of temperature. There were warming in the terminal Early Oligocene and alternation of humid and arid phases. This process was gradual, it commenced in the middle of the Turborotalia cocoaensis Zone. The lowest temperature peak corresponds to the Turborotalia centralis – Globigerina gortanii Zone (the Uppermost Eocene) and the lower part of the Globigerina tapuriensis Zone (the Lower Oligocene). Over the former USSR territory the boundaries of climatic belts were shifted to the south during this time interval.

A similar trend of unidirectional transformation can be traced in the evolution of geological events. The transgression of the Late Eocene time was replaced by regression in the Oligocene. There was a general intensification of differentiated tectonic movements. The calcareous marine sedimentation of the Late Eocene was replaced by the terrigenous sedimentation with manganese, iron and uranium-rare earth ores in the Oligocene (on the territory of the Crimea, Caucasus and Transcaspian area). In the mobile belts andesitic and basaltic volcanism was followed by andesitic-dacitic-rhyolitic volcanism.

As in case of biotic and climatic events, geological events were also controlled by local factors – second order transgressions and regressions , peculiarities of vertical and horizontal tectonic motions, specific features of hydrological regime, disposition of provenances, etc. This resulted in both synchronism and asynchronism of various geological events in the different structural and facies zones of the former USSR realm.

The imposition of local factors on subglobal events creates the extremely complicated general patterns of synchronous and asynchronous transformations of biotic, climatic and geologic conditions at the Eocene/Oligocene boundary.

The main trigger mechanism for transformation of biotic and abiotic conditions at the Eocene/Oligocene boundary was a tectonic factor. It changed configuration of oceanic basins and continental blocks with appropriate renovation of all components of the environment in their limits. This led to formation of new climatic conditions of the Earth. The latter, in combination with other factors, were responsible for the evolutionary transformation of fauna and flora at the Eocene/Oligocene boundary. Scientific materials related to the Eocene and Oligocene deposits of the former USSR territory, do not allow to suggest the influence of any definite cosmic (external) factor.

The complicated picture of synchronous and asynchronous biotic and abiotic events within the transitional Eocene - Oligocene interval has been the main source of controversy concerning interpretation of the stratigraphic position of the boundary between these two series of the Paleogene. Unfortunate choices of the stage stratotypes (the Bartonian, Latdorfian, Priabonian, Rupelian, etc.) in different structural, facies and paleoclimatic zones of Western and Southern Europe redoubled non-adequate understanding of this boundary.

The problem of the Eocene/Oligocene boundary was solved by accepting it to the base of the subglobal Globigerina tapuriensis foraminiferal Zone. Tropical species of planktonic foraminifera in the Upper Eocene and Lower Oligocene sediments of Southern Armenia enable correlation with the Massignano section (Italy), which is the stratotype of the Eocene/Oligocene boundary. Consequently it is possi-

ble to define the Landzhar section as a regional stratotype of this boundary for the Transcaucasian realm. Using the data on planktonic and benthic foraminifera, nannoplankton, dinoflagellates, molluscs, mammals, macroflora and palynological assemblages as well as the magnetostratigraphy, this stratigraphic level has been traced through different facies of marine and continental deposits. As a result the following regional (local) stratotypes of the Eocene/Oligocene boundary have been defined: the Kuban' River section – for the Crimea and North Caucasus; the northern escarpment of the Usturt Plateau – for the Transcaspian and Western Siberia; the Kiin-Kerish section on the Zaisan Lake – for Kazakhstan and Eastern Siberia; and the section on Karaginskiy Island – for the Far East.

Литература

Авербург Н.В. Стратиграфия и фораминиферы эоцена и олигоцена Южного Приаралья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент. 1970. 21 с.

Айзенштат И.М. Палеогеновые комплексы фораминифер Тургайского прогиба // Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии палеогена Тургая и Средней Азии. Л. 1964. С. 152–161. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 102).

Алексеев А.В. Жуки-златки (Coleoptera, Buprestidae) из мезозойских и кайнозойских отложений СНГ // Палеонтол. журн. 1996. № 4. С. 61–67.

Алексеев А.К. Палеогеновая фауна моллюсков Северного Приаралья. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1963. 230 с.

Али-заде К.А. Олигоценовые отложения восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1968. 128 с.

Амитров О.В. Олигоценовые комплексы гастропод Мангышлака и Юго-Западного Устюрта// Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 65–81. (Тр. ВНИИгаз; Т.31/39–32 /40).

Амитров О.В. Морские брюхоногие моллюски юга СССР и граница эоцена и олигоцена// Климат и фауна кайнозоя. Л. 1985. С. 53–62. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 130).

Амитров О.В. История гастропод палеогеновых морей запада Евразии. М: Наука, 1993. 208 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 254).

Амитров О.В. Смена состава брюхоногих моллюсков в морях запада Евразии на границе эоцена и олигоцена // Палеонтол. журн. 1994. № 1. С. 16–26.

Андреева-Григорович А.С. О стратиграфическом положении зоны Ericsonia subdisticha (наннопланктон) в Крыму // Доповіді АН УРСР. 1974. Сер. Б, № 12. С. 1059–1061; 1148.

Андреева-Григорович А.С. Зональное деление палеогеновых отложений Бахчисарая по наннопланктону // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровск. ун-та, 1980. С. 52–60.

Андреева-Григорович А.С. Наннопланктон пограничных эоцен-олигоценовых и олигоценовых отложений Армении и Северного Кавказа // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1981. № 18. С. 57–62.

Андреева-Григорович А.С. Наннопланктон и диноцисты пограничных эоцен-олигоценовых отложений Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 76–84.

Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1991. 47 с.

Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д., Лозыняк П.Ю., Смирнов С.Е. Опорные разрезы пограничных слоев эоцена и олигоцена Дуклянской и Мармарошской зон // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 33–38.

Андрээва-Григорович А.С., Наскулян С.М., Ніколаева І.А., Панова Л.О., Табачникова І.П. Про корреляцію палеогенових розрізів південноі вірменіі за наннопланктоном, диноцистами, палінофлорою та остракодами // Палеонтол. зб. Львів. ун-та. 1991. № 28. С. 56–59.

Арчвадзе К.М. Новые данные по стратиграфии майкопских отложений Грузии на основе микрофауны // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 137–143.

Асланян П.М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. С. 80–261.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т.4: Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды / Под ред. В.А.Гроссгейма и В.Е.Хаина. М.: ГУГК, 1967.

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока: Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 335 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 385).

Ахметьев М.А. Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена и олигоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 76–85.

Ахметьев М.А. Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня. М: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.

Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 140 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 475).

Ахметьев М.А., Викулин С.В. Пельтатные листья Macaranga Thouin (Eophorbiaceae) в кайнозое Восточного Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 1995. № 2. С. 151–156.

Бабаев Ш.А. Палеогеновые нуммулитиды Азербайджана // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Баку: Ин-т геологии АН АзССР, 1990. 33 с.

Багманов М.А. Палеогеновые отложения Горного Талыша (стратиграфия и моллюсковая фауна). Баку: Изд-во АН АзССР, 1963. 143 с.

Багманов М.А. Крупные фораминиферы и моллюсковая фауна эоценовых отложений Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. 302 с.

Багманов М.А. Шкала стратиграфии нижнего палеогена и нижнепалеогеновые отложения восточной части Малого Кавказа // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Баку: Ин-т геологии АН АзССР, 1983. 33 с.

Байковская Т.Н., Коваль Я.М. Некоторые данные об эоценовой флоре Курской области // Ботан. журн. 1968. Т. 53, № 9. С. 1251–1262.

Байшашов Б.У. Неогеновые носороги Казахстана. Алматы: Гылым, 1993. 148 с.

Балахматова В.Т. Аналоги майкопа в Северной Туркмении // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 223–231.

Баярунас М.В. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака // Зап. СПб. Имп. минерал. о-ва. Сер. 2. 1912. Ч. 49. С. 19–68.

Беленькая И.Г. Стратиграфия и моллюски олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1974. 94 с.

Биостратиграфическое обоснование границ в палеогене и неогене Украины. Киев: Наукова думка, 1979. 202 с.

Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 403 с.

Богданович А.К. Об остатках кремневых организмов среднемайкопских отложений Северного Кавказа // Геология и разработка нефтяных месторождений. М.: Гостехиздат, 1959. С. 34–37.

Богданович А.К. Новые данные о стратиграфическом и пространственном распределении майкопской микрофауны Северного Кавказа // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 245–276.

Болдырева В.П., Глезер З.И., Долматова Л.М., Лупикина Е.Г., Навретдинова Т.Л., Орешкина Т.В., Цой И.Б. Характеристика палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской области по диатомовым водорослям // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана: Тез. докл. Одесса: Изд-во Одес. ун-та, 1984. С. 55–56.

Бондарева Т.П. Фауна фораминифер чеганской свиты южной части Арало-Тургайской низменности и ее стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1955. 26 с.

Бондарева Т.П. О возрасте чеганской свиты и о границе эоцена и олигоцена в Северном Приаралье // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 188–203.

Борисов Б.А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины //Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т.94. С. 11–75.

Борисов Б.А. Биостратиграфия континентальных палеогеновых отложений Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л.: Недра, 1983. С. 89–98. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 322).

Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 32–44.

Броневой В.А., Брызжева Н.Н., Васильев И.В., Жежель О.Н., Коробков А.И., Литвин П.А. Верхнепалеогеновые отложения Северного Устюрта и Чаграйского плато // Геология Тургайского прогиба и Приаралья. Л.: Недра, 1967. С. 33–61. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 123).

Брутман Н.Я. Палинологические критерии расчленения и корреляции при массовом изучении керна поисково-разведочных скважин (комплексы и таксоны в неогеновых разрезах Сахалина) // Палинологические исследования в стратиграфии. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983. С. 37–41. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 179).

Бубикян С.А. Остракоды палеогеновых отложений Ереванского бассейна // Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук. 1958. Т. 11, № 3. С. 3–16.

Бугрова Э.М. Стратиграфия палеогена Марыйского района Туркмении // Сов. геология. 1987. № 8. С. 53–63.

Бугрова Э.М. Зональное деление эоцена Бахчисарайского района Крыма по мелким фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988 а. № 1. С. 82–91.

Бугрова Э.М. Фораминиферы эоцена юга СССР (состав и зональное деление по бентосной группе) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1988 б. 36с.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 488 с.

Быкова Н.К. Эоценовые отложения оврага Баюрбас западного чинка Устюрта по данным фораминифер // Тр. ВНИГРИ. Л. 1974. Вып. 349. С. 124–138.

Быкова Н.К. Зональное расчленение по фораминиферам майкопских отложений глубокой опорной Карауданской скв.6 Юго-Восточного Мангышлака // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1980. С. 139–156.

Быкова Н.К., Азбель А.Я. Стратиграфическое расчленение майкопских отложений п-ова Бузачи по фораминиферам Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 375–396. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 190).

Вагинский В.А. Новейшие тектонические режимы и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского бассейна в свете проблемы происхождения впадины Черного моря // Разведка и охрана недр. 1996. № 10. С. 15–24.

Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 143 с.

Варнавский В.Г., Власов Г.М., Китаев И.В. и др. Закономерности размещения угольных бассейнов и месторождений Дальнего Востока // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982. С. 65–69.

Васильев И.В. О флоре и растительности Западной Сибири и Казахстана (по ихнофитологическим данным) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1969. Т. 130. С. 168–178.

Вегуни А.Т., Птухян А.Е. Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений бассейна р.Арпа по нуммулитам // Тр. Упр. геол. и охраны недр АрмССР. 1959. № 2. С. 191–201.

Веселов А.А., Люльева С.А., Савенко Н.Г. Про межу еоцену олігоцену на Північному Кавказі // Доповіді АН УРСР. Сер. Б. 1975. № 10. С. 875–878.

Викулин С.В. Палеогеновые флоры Тима и Пасекова (юг Среднерусской возвышенности) // Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Л.: БИН АН СССР, 1987. 18 с.

Виноградов В.И., Головин Д.И., Крашенинников В.А. Изотопное датирование по глаукониту из отложений зоны Globigerapsis semiinvoluta (верхний эоцен) Восточного Средиземноморья // Докл.АН СССР. 1988. Т. 301, № 5. С. 1171–1174.

Виноградов В.И., Крашенинников В.А., Головин Д.И. Три реперные даты по глаукониту из палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья (Сирия) // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 3. С. 44–55.

Возженникова Т.Ф. Ископаемые перидинеи юрских, меловых и палеогеновых отложений СССР. М.: Наука, 1967. 347 с.

Возженникова Т.Ф. Диноцисты и их стратиграфическое значение. Новосибирск: Наука, 1979. 223 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 422).

Вознесенский А.И. Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. 132 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 325).

Вознесенский А.И. История формирования неогеновых отложений Закарпатского прогиба. М.: Наука, 1988. 109 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 422).

Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрих-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 83 с.

Вялов О.С., Андреева-Григорович А.С., Гавура С.П., Грузман А.Д., Дабагян Н.Б., Даныш В.В., Кульчицкий Я.О., Лозыняк П.Ю., Пономарева Л.Д., Романив А.М., Смирнов С.Е. Граница эоцена и олигоцена в Украинских Карпатах // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 6–12.

Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В., Смирнов С.Е. Опорные пограничные разрезы эоцена и олигоцена северного склона Украинских Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 20–27.

Вялов О.С., Гавура С.П., Пономарева Л.Д. Опорные разрезы пограничных отложений эоцена и олигоцена Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (Покутье) // Палеонтол. сб. Львов.ун-та. 1987. № 24.С. 12–20.

Вялов О.С., Сукачева И.Д. Ископаемые домики ручейников (Insecta, Trichoptera) и их значение для стратиграфии // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. С. 169–232. (Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонтол. экспед.: Т. 3).

Габриелян А.А. Схема деления палеогена Армении // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105, № 4. С. 790–793.

Габриелян А.А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложенях Армении // Докл. АН АрмССР. 1958.Т. 25, № 3. С. 149–154.

Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. 276 с.

Габриелян А.А., Григорян С.М. Новые данные о возрасте слоев с Nummulites gizehensis и нуммулитовые зоны Армении // Докл. АН АрмССР. 1981. Т. 72, № 1. С. 38–43.

Габриелян А.А., Саакян Н.А., Мартиросян Ю.А. Палеоген Ереванского бассейна // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 298–307.

Габуния Л.К. О халикотерии из эоцена юга Грузии // Докл. АН СССР. 1957. Т. 116, № 1. С. 136–140.

Габуния Л.К. Краткий обзор фаун палеогеновых млекопитающих Зайсанской впадины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 124–141.

Габуния Л.К., Гуреев А.А., Ефимов М.Б. Сычевская Е.К., Толстикова Н.В., Чхиквадзе В.М., Шевырева Н.С., Борисов Б.А. Фауна палеогена Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л.: Недра, 1983. С. 98–115. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 322).

Гавтадзе Т.Т. Наннопланктон палеоцена и эоцена Абхазии и его биостратиграфическое значение // Тр. Геол. ин-та АН ГССР, 1985. № 89. С. 70–85.

Гайворонский В.Г. Древесины некоторых лиственных пород из майкопских отложений Западного Кавказа // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 3. С. 687–689.

Геденштрм М. Отрывки о Сибири. СПб.: Мед. департ. Мин. внутр. дел, 1830. 165 с.

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. / Под ред. В.А.Крашенинникова и М.А.Ахметьева. М.: ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 489).

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Ч. 1: Геологическое строение СССР. Л.: Недра. 1989. 352 с.

Геология СССР. Т.31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.

Геология СССР. Т. 33: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 431 с.

Гладенков А.Ю. Олигоценовый этап развития диатомовой флоры Северо-Западной Пацифики (Командорские острова) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 91–94.

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 214).

Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н, Витухин Д.И., Волобуева В.И., Музылев Н.Г., Таривердиева Т.И., Фрегатова Н.А. Планктон в палеогене п–ова Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Стратиграфическая схема палеогена Дальнего Востока // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 161–168.

Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–30.

Глезер З.И., Зосимович В. Ю., Клюшников М.Н. Диатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна р.Северный Донец и их стратиграфическое положение // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1965. Т. 2, № 2. С. 73–87.

Гликман Л.С. Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. М.; Л.: Наука, 1964. 229 с.

Голев Б.Т., Совчик Я.В. Распределение нуммулитид в эоцене Восточных Карпат и Закарпатского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 1. С. 126–135.

Горбач Л.П. Ихтиофауна и условия образования отложений менилитовой серии Карпат // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Львов. 1956. 16 с.

Грамм М.Н. Некоторые пресноводные остракоды олигоцена Юго-Западных Кызылкумов // Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. Кн. 2. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1963. С. 282–287.

Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 137 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 282).

Григорян С.М. Нуммулиты из олигоценовых отложений Ереванского бассейна // Изв. АН АрмССР. 1960. Т. 13, № 3–4. С. 3–18.

Григорян С.М. Нуммулиты горизонта с Nummulites millecaput из верхнеэоценовых отложений Армянской ССР // Изв. АН АрмССР. 1961. Т. 14, № 1. С. 7–24.

Григорян С.М. Фауна нуммулитид верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Юго-Западной части Армянской

ССР // Стратиграфия и литология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979.

Григорян С.М. Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 216 с.

Григялис А.А., Балтакис В.И., Катинас В. Стратиграфия палеогеновых отложений Прибалтики // Изв АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 107–116.

Грузман А.Д. Фораминиферы и стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Украинских Карпат // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1983. 24 с.

Грузман А.Д. Фораминиферы из слоев с Globigerina vialovi нижнего олигоцена Украинских Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 53–59.

Дабагян Н.В. Данные по олигоценовым фораминиферам Восточных Карпат // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 245–254.

Дабагян Н.В. Глобигериниды из зоны Globigerina corpulenta (верхний эоцен) Украинских Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 46–52.

Дабагян Н.В., Кульчицкий Я.О., Кузовенко В.В., Шлапинский В.Е. Опорные разрезы пограничных слоев верхов эоцена – низов олигоцена южной части Скибовой, Кросненской и Черногорской зон // Палеонтол.сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 27–33.

Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 151 с.

Данильченко П.Г. Костистые рыбы майопских отложений Кавказа . М.: Наука, 1960. 208 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 78).

Данильченко П.Г. Ископаемые костистые рыбы СССР. М.: Наука, 1980. С. 175–183. (Тр. ПИН АН СССР: Т. 156).

Данильченко П.Г., Рождественский А.К. Находки рыб в менилитовой свите Восточного Предкарпатья // Природа. 1949. № 8. С. 72.

Девятилова А.Д., Волобуева В.И. Атлас фауны палеогена и неогена Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1981. 219 с.

Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. 1. Л.: Наука, 1974. 402 с.

Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные. Т. 2. Л.: Наука, 1988. Вып. 1. 115 с.

Длусский Г.М. Муравьи пустынь. М.: Наука, 1981. 230 с.

Длусский Г.М., Федосеева Е.Б. Происхождение и ранние этапы эволюции муравьев // Меловой биоценотический кризис и эволюция насекомых. М.: Наука, 1988. С. 70–144.

Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 137 с. (Тр. ПИН АН СССР: Т. 193).

Долгополов В.Ф. Рудоносность осадочных комплексов Казахстанского щита // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 75–85.

Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 165 с.

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 211 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 363).

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов). М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 373).

Ефимов М.Б. Новые ископаемые крокодилы с территории СССР // Палеонтол. журн. 1982. № 2. С. 146–150.

Ефимов М.Б. Ископаемые крокодилы Зайсанской котловины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 67–76.

Жерихин В.В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов (трахейные и хелицеровые). М.: Наука, 1978. 198 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 165).

Жерихин В.В. Олигоценовые зерновки и долгоносики (Coleoptera, Bruchidae, Curculionoidae) с р. Б.Светловодная (Северное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 145–150.

Жидкова Л.С., Кузина И.Н. К стратиграфии нижнемиоценовых отложений восточного побережья Сахалина (гастелловская свита). М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 5–24. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 181).

Жилин С.Г. Основные этапы формирования умеренной лесной флоры в олигоцене – раннем миоцене Казахстана. Л.: Наука, 1984. 112 с. (Комаровские чтения; Т. 33).

Жилин С.Г. Смена экологических типов флоры на Украине и юге Среднерусской возвышенности в конце палеогена – начале неогена // Проблемы палеоботаники. Л.: Наука, 1986. С. 72–84.

Жузе А.П. Диатомовые третичных отложений // Диатомовый анализ. Л.: Госгеолиздат, 1949. Кн. 1. С. 114–144.

Жузе А.П. Диатомеи и силикофлагеллаты позднего олигоцена Южного Мангышлака // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 49–57.

Запорожец Н.И. Палинокомплексы и комплексы фитопланктона верхнеэоценовых и олигоценовых отложений скважины № 1 (пос. Ланджар, Армения) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 85–103.

Запорожец Н.И. Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 128–136.

Затула К.Ф. Комплексы гистрихосфер из янтареносных отложений Прибалтики // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 4. С. 981–983.

Захарова М.А., Шереметьева Г.Н. Фаунистические комплексы в нижнемиоценовых отложениях западного побережья Южного Сахалина // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 76–88.

Зернецкий Б.Ф. Основные этапы развития нуммулитид палеогена Украины и их значение при решении проблем биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1982. 47 с.

Зерова Г.А., Чхиквадзе В.М. Обзор кайнозойских ящериц и змей СССР // Изв. АН ГССР. Сер. биол. 1984. Т. 10, № 5. С. 319–326.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР (справочное пособие). М.: Недра, 1991. 160 с.

Зосимович В.Ю. Олигоценовые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1981. 167 с.

Зосимович В.Ю., Горбунов В.С., Зелинская В.А., Зернецкий Б.Ф., Иваник М.М., Краева Е.Я., Люльева С.А., Маслун Н.В., Но-

совский М.Ф., Стотланд А.Б. Граница эоцена–олигоцена платформенной Украины // Геол. журн. 1985. Т. 45, № 6. С. 105–111.

Иваник М.М. Палеогеновая спонгиофауна Восточно-Европейской платформы и смежных регионов // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев. 1994. 36 с. (на украинском языке).

Иваник М.М., Маслун Н.В. Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья. Киев: Наукова думка, 1977. 120 с.

Иванова В.А. Стратиграфия майкопских отложений Южного Приаралья по фораминиферам // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 232–234.

Иванова В.А. Стратиграфия олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Устюрта, Южного Приаралья и Заунгузских Каракумов по фораминиферам // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВНИИгаз, 1966. 20с.

Иванова В.А. Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения Юго-Восточного Устюрта, Южного Приаралья и Северо-Восточных Заунгузских Каракумов // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 159–182. (Тр. ВНИИгаз; Вып. 31/39–32/40).

Ильев А.Я., Захарова М.А., Шереметьева Г.Н. Этапность развития палеогеновых фаунистических комплексов Южного Сахалина // Фауна и флора кайнозоя северо-запада Тихоокеанской области (Южный Сахалин). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 39–62.

Ильина А.П. Фауна гастропод из третичных отложений западного побережья Камчатки. Л.; М.: ГОНТИ, 1939. 90 с. (Тр. НГРИ. Сер. А; Вып. 124).

Ильина А.П. Моллюски чеганской свиты северных чинков Устюрта // Палеонтол. сб. № 1. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. С. 93–134. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 66).

Ильина А.П. Моллюски палеогена Северного Устюрта (чеганская и ащеайрыкская свиты). Л.: Гостоптехиздат, 1955. 162 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов сер.; Вып. 89).

Ильина А.П. Нижнеолигоценовые моллюски Мангышлака // Палеонтол. сб. № 2. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 265–298. (Тр. ВНИГРИ.; Вып. 154).

Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ РАН, 1994. 190 с. (Тр. ОИГГиМ РАН; Вып. 818).

Ильинская И.А., Кянсеп-Ромашкина Н.П., Панова Л.А., Борисов Б.А. Палеогеновая флора Зайсанской впадины // Стратиграфия фанерозоя СССР. Л.: Недра, 1983. С. 115–127. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов сер.; Т. 322).

Исаева А.И. Фауна Gastropoda Ахалцихского эоцена. Л.;М.: Госгеолтехиздат, 1933. 76 с. (Тр. ВГРО; Вып. 305).

Казахашвили Ж.Р. Раннеолигоценовые моллюски Ахалцихской депрессии и условия их существования. Тбилиси: Мецниереба, 1969. 116 с.

Калиненко В.В. Геохимия и рудоносность морских отложений раннего миоцена Северного Кавказа. М.: Наука, 1990. 238 с.

Каптаренко-Черноусова О.К. Киевский ярус и элементы его палеогеографии. Киев: Изд-во АН УССР, 1951. 176 с.

Каптаренко-Черноусова О.К. Зональная стратиграфия палеогеновых отложений Украины на основе развития фораминифер // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 126–135.

Карпинский А.П. Обнажение третичных пород близ г.Кургана Тобольской губернии // Изв. Геол. Ком. 1885. Т. 4, № 5. С. 37–39.

Карташева Г.Г. Флора и растительность палеогена и неогена Приморской низменности // Кайнозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещания. Магадан. 1975. С. 43–46.

Кафанов А.И., Попов С.В. К систематике кайнозойских кардиоидей (Bivalvia) // Палеонтол. журн. 1977. № 3. С. 55–64.

Кафанов А.И., Савицкий В.О. Обзор палеоген-неогеновых Ciliatocardium (Bivalvia, Cardiidae) Сахалина // Палеонтол. журн. 1982. № 3. С. 53–61.

Кафанов А.И., Савицкий В.О. Обзор палеоген-неогеновых Laevicardium (Bivalvia) Дальнего Востока // Палеонтол. журн. 1983. № 2. С. 118–121.

Качарава И.В. Палеоцен и эоцен // Геология СССР. Т.10: Грузинская ССР.Ч.1: Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 182–209.

Качарава И.В., Гамкрелидзе П.Д., Качарава М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалцихской депрессии и Триалетского хребта // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 282–297.

Качарава М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 357 с.

Качарава М.В., Хучуа М.Ф. Геологические события на границе эоцена и олигоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 128 с.

Керимов И.М. Зональное подразделение палеогеновых отложений Северо-Восточного Азербайджана по фораминиферам // Азерб. нефт. хоз-во. 1979. № 12. С. 27–29.

Клюшников М.Н. Стратиграфия и фауна нижнетретичных отложений Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1958. 549 с. (Тр. ИГН АН УССР; Вып. 13).

Ковалев О.В. Палеонтологическая история, филогения и система брахиклейстогастероморф и цинипоморф (Hymenoptera, Brachycleistogasteromorpha infraorder n., Cynipomorpha infraorder n.) с описанием новых ископаемых и современных семейств, подсемейств и родов // Энтомол. обозрен. 1994. Т. 73, вып. 2. С. 385–426.

Кожевникова Г.Е. Биостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Центрального, Гяурского и Восточного Копетдага по мелким фораминиферам // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ашхабад: Туркмен. ун-т, 1969. 27 с.

Козлов М.В. Палеонтология чешуекрылых и вопросы филогении отряда Papilionida // Меловой биоценотический кризис и эволюция насекомых. М.: Наука, 1988. С. 16–69.

Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. Значение разреза Усть-Маньинской скважины 19–V для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70–77.

Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела – палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 1 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 4. С. 97–109.

Копп М.Л. Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела – палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 1. С. 13–23.

Копп М.Л., Щерба И.Г. Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 15–31.

Колтун В.М. Спикульный анализ как микропалеонтологический метод исследования // Палеонтол. журн. 1959. № 3. С. 148–150.

Колтун В.М. Спикулы кремневых губок в отложениях верхнего мела и палеогена Северного Урала // Палеонтол. журн. 1961. № 1. С. 61–69.

Корнилова В.С. Основные этапы развития кайнозойских флор в Казахстане // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Алма-Ата. 1963. 51 с.

Коробков А.И. Новые данные о фаунистической характеристике и возрасте ащеайрыкской свиты Северного Устюрта // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144, № 2. С. 417–419.

Коробков А.И. О присутствии морских рупельских отложений на севере Тургайского прогиба и юге Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 3. С. 677–678.

Коробков И.А. Зона Variamussium fallax Korobkov в палеогеновых отложениях центральной части Северного Кавказа // Тр. Геол. службы Грознефти. Грозный. 1937. Вып. 9.С. 87–114.

Коробков И.А. Анализ конхилиофауны хадумского горизонта // Тр. НГРИ. Сер. А. 1938. Вып. 104. С. 15–22.

Коробков И.А. Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа (зона Variamussium fallax Korobkov) // Тр. НГРИ. Сер. А. 1939. Вып. 113. С. 1–94.

Коробков И.А. Анализ фауны моллюсков нефтеносной свиты // Вестн. ЛГУ. 1947. № 5. С. 26–51.

Коробков И.А., Макарова Р.К. К стратиграфии и фаунистической характеристике палеогеновых отложений Кызылкумов и Южного Приаралья // Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфия палеогена Тургая и Средней Азии. Л.: Наука, 1964. С. 236–253. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 102).

Коровина Г.М. Микропалеонтологическая характеристика олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Западного Копетдага, Северного Прикарабугазья и Горного Мангышлака. М.: Недра, 1964. С. 165–179. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 39).

Коченов А.В., Столяров А.С. Проблема генезиса марганцевых и ураново-редкометальных руд в майкопской формации // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 2. С. 182–195.

Краева Е.Я. Фораминиферовые комплексы верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Причерноморской впадины (западная часть) // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 230–244.

Краева Е.Я. Стратиграфическое и пространственное распределение фораминифер в олигоценовых отложениях северного Причерноморья // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 74–79.

Краева Е.Я. Стратиграфічний розподіл бентосних форамініфер в еоценових та олігоценових відкладах Кримських стратотипних свердловин // Тектоніка і стратиграфія. Київ: Наукова думка, 1972. Вип. 4. С. 91–104.

Краева Е.Я., Люльева С.А. Фораминиферы и наннопланктон в пограничных слоях эоцена и олигоцена Южной Украины, их стратиграфическое и фациальное значение // Тектоника и стратиграфия. 1985. Вып. 26. С. 10–18.

Краева Е.Я., Маслун Н.В. Граница эоцена–олигоцена Украины и сопредельных территорий по фораминиферам // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 84–94.

Крашенинников В.А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1971. Вып. 14. С. 140–201.

Крашенинников В.А. Некоторые виды планктонных фораминифер из эоценовых и олигоценовых отложений Южной Армении // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1974. Вып. 17. С. 95–135.

Крашенинников В.А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1978. Вып. 21. С. 42–161.

Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 141 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 369).

Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. М.: Наука, 1986. 206 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 410).

Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Г. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–220.

Крашенинников В.А., Музылев Н.Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1975. Вып. 18. С. 212–224.

Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитам. Ст. 1: Опорные разрезы палеогена Армении) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1985. Вып. 27. С. 130–169.

Крашенинников В.А., Птухян А.Е. Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Армении // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1973. Вып. 16. С. 146–182.

Крашенинников В.А., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным микроорганизмам и нуммулитидам (региональная стратиграфия, зональные шкалы, их соотношение) // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1986. Вып. 28. С. 60–98.

Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 119 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 429).

Крейденков Г.П., Распопин В.А. Палеоген Южной Киргизии // Геология СССР. Т. 25: Киргиская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. С. 237–249.

Криштофович А.Н. Развитие ботанико-географических провинций Северного полушария с конца мелового пе-

риода // Сов. ботаника. 1936. № 3. С. 9–24.

Криштофович Л.В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1947. Вып. 23. 151 с.

Криштофович Л.В. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина) // Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 91–107.

Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1964. Вып. 232. С. 3–344.

Криштофович Л.В. Провинциальная стратиграфическая схема морских палеогеновых и неогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской области // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо–западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 26–34.

Криштофович Л.В., Ильина А.П. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 324 с. (Тр. ВНИГРИ. Спец. сер.; Вып. 10).

Кузнецов В.В. Материалы по ископаемым черепахам Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1978. 118 с.

Кузнецов В.В., Чхиквадзе В.М. Эоценовые пресноводные черепахи из местонахождения Чинжалы (Южный Казахстан) // Сообщ. АН ГССР. 1974. Т. 76, вып.1. С. 209–212.

Куличенко В.Г. К палеонтологической характеристике Крымского палеогенового стратотипа // Геол. журн. 1968. Т. 28, № 5. С. 54–61.

Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индигирской низменности. Новосибирск: Наука, 1973. 116 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 174).

Кульчицкий Я.О. Олистостромы, олистолиты и другие подводно-оползневые явления во флише Восточных Карпат. Львов: Вища школа, 1977. Ч. 2. С. 44–54.

Кунаев М.С. Палеомагнетизм эоцен-олигоценовых отложений Северо-Востока Туранской плиты // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата: Ин-т геологии АН КазССР, 1990. 20 с.

Кучулория Н.Д. Некоторые редкие и новые виды моллюсковой фауны из верхнеэоценовых отложений Ахалцихского района // Геол. сб. Тбилиси. 1960. С. 149–166. (Тр. Груз. политехн. ин–та; № 1 (67)).

Кянсеп-Ромашкина Н.П. Харовые водоросли // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 97–124.

Кянсеп–Ромашкина Н.П. Остатки харовых водорослей из обайлинской свиты Зайсанской впадины (палеоген, Юго-Восточный Казахстан) // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С. 11–21.

Лавров В.В. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. 116 с.

Лавров В.В., Панова Л.А. Геологические события у рубежа эоцена и олигоцена в Арало-Тургайском и сопредельных регионах Казахстана // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 41–46.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 138 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 299).

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).

Липман Р.Х., Буртман Е.С., Хохлова И.А. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Т. 28. 232 с.

Липман Р.Х., Хохлова И.А. Распределение микрофауны в некоторых разрезах чеганской свиты Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 204–215.

Луковиħ М.Т. Еоценска фауна молусака из области измеħу Аралског и Чалкарског језера и ньен значај // Споменик Српске Краљевске акад. 1924. Т. 13, разред 1. Вып.12. Beograd. С. 1–80.

Любомирова Н.А. Растительность севера Западной Сибири в позднем палеогене (чеганское и атлымское время) // Палинология в нефтяной геологии. Л.: Недра, 1971. С. 60–68

Мадерни У.Н. Стратиграфия континентального кайнозоя Тургайского прогиба и смежных районов (на основе изучения пресноводных моллюсков) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. Сер. 1974. Т. 218. 114 с.

Майданович И.А., Макаренко Д.Е. Геология и генезис янтареносных отложений Украинского Полесья. Киев: Наукова думка, 1988. 83 с

Майсадзе Ф.Д. Олистостромы в структуре складчатых областей. Тбилиси: Мецниереба, 1987. 91 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер.; Вып. 92).

Макаренко Д.Е. Насекомые в полесском янтаре и их стратиграфическое значение // Тектоника и стратиграфия. 1988. Вып. 29. С. 83–86.

Макаркин В.Н. Миоценовые сетчатокрылые (Neuroptera) Северного Кавказа и Сихотэ-Алиня // Палеонтол. журн. 1991. № 1. С. 57–68.

Макаров В.Н., Симурзин В.Н., Туманов В.Р. Геохимия кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотовед. АН СССР, 1984. 90 с.

Макарова Р.К. Моллюски верхнего эоцена Ферганской впадины // Биостратиграфия осадочных образований Узбекистана. Сб. № 9. Л.: Недра, 1970. С. 288–329.

Макарова Р.К., Миронова Л.В. О сопоставлении морских палеогеновых отложений Тургая, Приаралья и Средней Азии // Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии Тургая и Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1964. Т. 102. С. 203–217.

Максимов А.В. Моллюски пограничных эоцен-олигоценовых слоев Восточных Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1987. № 24. С. 70–75.

Макулбеков Н.М. Эоценовая флора Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 177 с.

Мандельштам М.И. Остракоды из отложений палеогена Средней Азии // Микрофауна СССР. Сб. 10. Л.;М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 442–543. (Тр. ВНИГРИ. Нов. Сер.; Вып. 136.).

Мартинсон Г.Г. Озерные бассейны геологического прошлого Азии и их фауна // Природа. 1955. № 4. С. 78–82.

Мартиросян Ю.А. Фораминиферы верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. 261 с.

Мартынов А.В. Об ископаемых насекомых третичных отложений Ашутаса Зайсанского уезда // Тр. Геол. музея АН СССР. 1929. Т. 5. С. 173–216.

Маслакова Н.И. Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат // Материалы по биостратиграфии западных областей УССР. М.: Гостоптехиздат, 1955. С. 5–132.

Маслов В.П. О новых формах третичных водорослей // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 1. С. 145–150.

Махкамов А.Б. Остракоды палеогена Таджикской депрессии и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.–минер. наук. Душанбе: Дониш, 1980. 21 с.

Мерклин Р.Л. Определитель двустворчатых моллюсков олигоцена юга СССР. М.: Наука, 1974. 189 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 82).

Мерклин Р.Л., Гончарова И.А. Моллюски олигоцена Юго-Западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 5. С. 100–121.

Мерклин Р.Л., Столяров А.С., Шарапов А.И. Стратиграфия олигоценовых отложений Восточного Мангышлака // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 1. С. 15–23.

Минакова Н.Е. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Кызылкумов // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1964. Т. 102. С. 218–235.

Миронова Л.В., Овечкин Н.К., Яркин В.И. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 82. 214 с.

Миронова Л.В., Сукачева М.П. О возрасте котурской и торымбеурской свит Западного Копетдага и Малого Балхана // Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 2: Геология и нефтегазоносность западной части Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 254–260. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 46).

Молостовский Э.А. Шкала магнитной полярности мезозоя и кайнозоя и ее значение для стратиграфии (по материалам Западной части СССР) // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1986. 35 с.

Морозова В.Г. Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер // Тр. Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1959. С. 277–293.

Мостовский М.Б. Новый род фороморфных двукрылых (Diptera, Phoromorpha) из верхнего мела Восточной Сибири // Палеонтол. журн. 1996. № 3. С. 69–72.

Мревлишвили Н.И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1978. 240 с.

Музылев Н.Г. Значение наннопланктона для зонального расчленения палеогеновых отложений юга СССР // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1977. Вып. 19. С. 104–114.

Музылев Н.Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону. М.: Наука, 1980. 96 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 348).

Музылев Н.Г., Кургалимова Г.Г., Абросимов П.Н., Ходжахмедов К.А. Известковый планктон верхнеэоценовых–нижнеолигоценовых отложений Западного Приаралья и Северной Туркмении // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 3. С. 23–29.

Музылев Н.Г., Салибаев Г.Х. О возрасте некоторых палеогеновых и эоценовых горизонтов Таджикского разреза по наннопланктону // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1988. С. 91–93.

Музылев Н.Г., Табачникова И.П. Зональное деление нижнемайкопских отложений Предкавказья и смежных регионов по наннопланктону // Сов. геология. 1987. № 1. С. 65–74.

Музылев Н.Г., Табачникова И.П., Воронина А.А. Раннеолигоценовый эпизод опреснения в бассейнах Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 5. С. 39–51.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г., Суворов А.И., Бабушкин Д.А. Процессы окремнения в палеогеновых кварцитовидных песчаниках Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 2 (в печати).

Мятлюк Е.В. Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел–палеоген). Л.: Недра, 1970. 360 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 282).

Назарау У.І., Багдасарау А.А., Ур'еу І.І. Першые знаходкі (Diptera, Hymenoptera) у бурштыне Беларускага Палесся // Весці Акад. Навук Беларусі. Сер. біял. навук. 1994. № 2. С. 98–102.

Невмирич Л.Е. Фораминиферы олигоценовых отложений Центральной и Восточной Туркмении и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Харьков: Харьк. ун-т, 1976. 22 с.

Невмирич Л.Е. Стратиграфия олигоценовых отложений Восточного Туркменистана // Геологическое строение Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1987. С. 119–134.

Немков Г.И. Нуммулитиды и орбитоиды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины // Материалы по биостратиграфии западных областей УССР. М.: Гостоптехиздат, 1955. С. 133–260.

Немков Г.И. Нуммулитиды Советского Союза и их биостратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 318 с.

Немков П.Г. Новый род роющих ос трибы Gorytini из олигоценовых отложений Приморского края // Палеонтол. журн. 1990. № 4. С. 123–125.

Несов Л.А., Удовиченко Н.И. Морские змеи и хрящевые рыбы палеогена Южного Казахстана // Палеонтол. сб. Львов. ун-та. 1984. Вып. 2. С. 69–74.

Несов Л.А., Чхиквадзе В.М. Новые материалы по палеоценовым черепахам Южного Казахстана // Сообщ. АН ГССР. 1987. Т. 125, № 1. С. 177–180.

Никитина Ю.П. Микрофауна майкопских отложений бассейна Нижнего Дона // Майкопские отложения, их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 52–66.

Николаев Г.В. Гребенчатоусые жуки (Coleoptera, Lucanidae) из неогена Евразии // Палеонтол. журн. 1990. № 4. С. 120–123.

Николаева И.А. Остракоды нижнего и среднего палеогена Бахчисарайского стратотипического разреза // Сб. науч. трудов Днепропетров. ун-та. 1978 а. Вып. 2. С. 60–70.

Николаева И.А. Палеогеновые и неогеновые остракоды Тургайского прогиба и Северного Приаралья. М. 1978 б. 187 с. (Деп. в ВИНИТИ № 3532).

Николаева И.А. Новые виды остракод из палеогена Крыма и Северного Предкавказья. М. 1981. 36 с. (Деп. в ВИНИТИ № 3992).

Николаева И.А. Изменения комплексов остракод на рубеже эоцена и олигоцена // Климат и фауна кайнозоя. Л.: ЗИН АН СССР, 1985. С. 74–81. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 130).

Николаева И.А. Остракоды. Палеогеновая система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 137–139.

Носовский М.Ф. Олигоцен Никопольского марганцеворудного бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38, вып. 5. С. 3–19.

Носовский М.Ф., Коненкова И.Д., Богданович Е.М. О границе эоцена и олигоцена на юге Украины // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетров. ун-та, 1984. С. 82–90.

Носовский М.Ф., Ярцева М.В. Палеогеновые отложения южного склона Украинского кристаллического массива // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 173–186.

Объяснительная записка к Региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: ИГН АН УССР, 1984. 50 с.

Овечкин Н.К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 170 с.

Овечкин Н.К. Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 77. 269 с.

Олейник Э.С. Позднеэоценовый и олигоценовый микрофитопланктон Южно-Таджикской депрессии и Гиссарского хребта (систематический состав, экология и стратиграфическое значение) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент: Ташкен. ун-т, 1979. 26 с.

Онищенко Б.А. Несогласия и фазы складчатости в палеогене Центрального и Восточного Предкавказья // Сов. геология. 1985. № 3. С. 78–83.

Орешкина Т.В. Морские диатомеи из палеогеновых отложений острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 159–163.

Палеоген Туркмении (биостратиграфическое расчленение и корреляция). Ашхабад: Ылым, 1975. 195 с.

Палеонтологический сборник. Львов: Виша школа, 1987. 103 с.

Панова Л.А., Малигонова Е.Ю., Табачникова И.П. Миоспоры и наннопланктон эоцен-олигоценовых отложений северного борта Ахалцихской депрессии // Тр. ВСЕГЕИ. 1984. Т. 327. С. 74–94.

Пантюхина Т.М. Граница эоценовых и олигоценовых отложений в Кизилджарском разрезе (Юго-Западный Крым) // Вестн. ЛГУ. 1967. № 12, вып. 2. С. 97–101.

Пенькова А.М. О распространении пыльцы Ephedra L. в верхнепалеогеновых и неогеновых отложениях Юго-Западного Таджикистана // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 156–158.

Печенкина А.П. О границе верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Западного Причерноморья и Северного Ставрополья по данным изучения фораминифер // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 80–100.

Печенкина А.П. Микропалеонтологическая характеристика нижней части олигоцена Крыма, Причерноморской впадины, Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971 а. С. 104–115. (Тр. ВНИИгаз; Вып. 31/39–32/40).

Печенкина А.П. Распределение верхнеэоценовых фораминифер в Бахчисарайском разрезе // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971 б. С. 81–82. (Тр. ВНИИгаз; Вып. 31/39–32/40).

Печенкина А.П., Мерклин Р.Л., Гончарова И.А., Амитров О.В. О комплексах фораминифер и моллюсков из олигоценовых отложений горы Кызыл-Джар (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 85–86. (Тр. ВНИИгаз; Вып. 31/39–32/40).

Печенкина А.П., Холодилина Т.С. Некоторые данные о стратиграфии палеогеновых отложений междуречья Волги и Урала по фауне фораминифер // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 25–36. (Тр. ВНИИгаз; Вып. 31/39–32/40).

Пономарева Л.Д. Известковые бентосные фораминиферы из шешорского горизонта Украинских Карпат // Палеонтол. сб. Львов. ун–та. 1987. № 24. С. 60–65.

Пономаренко А.Г., Расницын А.П. Новые мезозойские и кайнозойские Protomecoptera // Палеонтол. журн. 1974. № 4. С. 59–73.

Попов С.В. Позднекайнозойские и современные двустворчатые моллюски семейства Carditidae. М.: Наука, 1983. 118 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 203).

Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 10–39.

Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена – нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 256).

Попов С.В., Ильина Л.Б., Николаева И.А. Моллюски и остракоды соленовского горизонта Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 1985. № 1. С. 28–40.

Попова С.М. К познанию палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Прибайкалья и юга советского Дальнего Востока // Тр. Лимнол. ин-та СО АН СССР. Иркутск, 1964. Т. 4, № 24. С. 151–271.

Постановления МСК и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. Вып. 417. С.42–44.

Практическая палиностратиграфия / Под ред. Л.А.Пановой, М.В.Ошурковой, Г.М.Романовской. Л.: Недра, 1990. 348 с.

Пронина И.Г. Характерные фаунистические комплексы моллюсков из третичных отложений Ильпинского полуострова Камчатки // Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л, 1968. С. 145–156. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 254).

Прусова И.А. К вопросу о стратиграфии олигоценовых и нижнемиоценовых отложений Северо-Устюртского прогиба // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 216–222.

Прусова И.А. Возраст саксаульской и чеганской свит и граница между верхним эоценом и олигоценом в Северном Приаралье // Стратиграфия и палеонтлогия мезозойских и палеогеновых отложений Средней Азии. Л.: Недра, 1970. С. 154–165.

Птухян А.Е. Распределение нуммулитов в палеогеновых отложениях Еревано-Ордубадской структурно-фациальной зоны // Изв. АН АрмССР. 1979. Т. 32, № 3. С. 11–19.

Пулатова М.З. Верхнеэоценовая флора Таджикской депрессии по палинологическим данным // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 114–116.

Пулатова М.З., Салибаев Г.Х. Палинокомплекс гиссарского горизонта (олигоцен) Таджикского региона // Докл. АН ТаджССР. 1991. Т. 34, № 3. С. 190–193.

Пулатова М.З., Салибаев Г.Х. Комплексы моллюсков и миоспор кимской свиты (палеоген) Северного Таджикистана // Докл. АН РТадж. 1995. Т. 38, № 11–12. С. 51–55.

Пушкарь В.С. Эоценовые и олигоценовые диатомеи северо-западной части Охотского моря // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Т. 1: Стратиграфия. М.: Наука, 1984. С. 80–82.

Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н. Эоценовые отложения северо–восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (Стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–102.

Раюшкина Г.С. Первые материалы к раннемиоценой флоре Илийской впадины // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 9: Мезозойская и кайнозойская флора Центрального Казахстана, Южного Алтая и Северного Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1987. С. 140–152.

Региональная стратиграфическая схема палеогена Азербайджана. Баку: Элм, 1989. 306 с.

Решение Постоянной стратиграфической комиссии (МСК) по палеогену СССР // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145–154.

Решетов В.Ю. Краткий обзор носорогообразных (Perissodactyla, Rhinocerotoidea) палеогена Азии // Палеотериология. М.: Наука, 1994. С. 149–182.

Родионова М.К. Фораминиферы верхнеэоценовых отложений Западной Туркмении // Фораминиферы нижнего мела и палеогена Западной Туркмении. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 57–92.

Розыева Т.Р. Остракоды из отложений палеогена Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962. С. 5–139.

Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 118–135.

Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого–палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой. Л.: Изд-во АН СССР, 1989. 70 листов.

Рубинштейн М.М., Габуния Л.К. Некоторые аспекты кайнозойской геохронологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 3. С. 3–8.

Саакян-Гезалян Н.А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван: Изд–во АН АрмССР, 1957. 140 с.

Савицкая Н.А. Наннопланктон и диноцисты средне-верхнеэоценовых отложений платформенной Украины (биостратигра-фия и палеоэкология) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев: ИГН НАН Украины, 1996. 22 с.

Савицкий В.О. Вопросы систематики кайнозойских Nuculanidae Дальнего Востока // Геологическое строение острова Сахалин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1969. С. 26–34. (Тр. СахКНИИ СО АН ССР; Вып. 21).

Савицкий В.О. Nuculanidae и биостратиграфия палеоген-неогеновых отложений Южного Сахалина // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М. 1973. 27 с.

Салибаев Г.Х. Моллюски верхней части ханабадских и сумсарских слоев Таджикской и Ферганской депрессий. Душанбе: Дониш, 1972. 124 с.

Салибаев Г.Х. Стратиграфия и моллюски риштанских слоев Таджикской депрессии. М.: Наука, 1974. 223 с.

Салибаев Г.Х. Стратиграфия и моллюски нижней части массагетской серии Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975. 140 с.

Салибаев Г.Х. Этапность развития комплексов двустворчатых моллюсков в палеогене Ферганской депрессии // Тез. докл. годичн. сессии Ин-та геологии АН ТаджССР. Душанбе. 1979. С. 14–17.

Салибаев Г.Х. Этапность развития комплексов двустворчатых моллюсков Таджикского палеогенового залива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 60–67.

Салибаев Г.Х. О схемах деления палеогеновых отложений восточных регионов Средней Азии // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1985. № 85. 35 с. (Деп. в ВИНИТИ № 6454).

Салибаев Г.Х. Стратиграфия и палеогеография позднего эоцена восточной части Средней Азии на основании изучения двустворчатых моллюсков // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1987. 23 с.

Салибаев Г.Х., Пулатова М.З. Комплексы моллюсков и миоспор ичкибулакского горизонта (эоцен) Северного Таджикистана // Докл. АН РТадж. 1993. Т. 36, № 1. С. 59–63.

Самойлова Р.Б. Стратиграфическое распределение фораминифер в верхнепалеогеновых отложениях р. Альмы (Крым) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21, № 2. С. 40–57.

Самойлова Р.Б. О некоторых новых и характерных видах фораминифер из верхнего палеогена Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22, № 4. С. 77–101.

Саперсон Э.И. Биостратиграфия палеоценовых и эоценовых отложений Северной Туркмении по фораминиферам // Автореф. дис. .. канд. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. 20 с.

Селин Ю.И. Стратиграфия и моллюски олигоцена Большe-Токмакского марганцево–рудного района. М.: Недра, 1964. 210 с.

Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1965. 279 с.

Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н. Палеоген южной части о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.

Слодкевич В.С. Третичные пелециподы Дальнего Востока // Палеонтология СССР. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Вып. 18–19. Ч. 1: 508 с. Ч. 2: 275 с.

Слодкевич В.С. Третичные Acila Сахалина. М.: Наука, 1967. 78 с.

Смирнова М.Н. О некоторых особенностях распределения малых элементов в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба // Литология и полезные ископаемые. 1964. № 1. С. 104–110.

Соболев Г.Д. О возможности использования спикул кремневых губок в стратиграфических целях // Вестн. Харьк. ун-та. Сер. геол. 1964. № 2, вып. 1. С. 141–144.

Соколов Н.А. Фауна нижнемиоценовых отложений Екатеринослава // Тр. Геол. Ком. СПб. 1894. Т. 9, № 3. С. 1–136.

Соколов Н.А. Фауна моллюсков Мандриковки // Тр. Геол. Ком. Нов. сер. СПб. 1905. Вып. 18. С. 1–82.

Сребродольский Б.И. Янтарь Украины. Киев: Наукова думка, 1980. 123 с.

Станкевич Е.С. Остракоды // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 88–97.

Стефанский В.Л. Двустворчатые моллюски позднего эоцена Северного Причерноморья и юго-восточной части Украинского щита, их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев. 1992. 21 с.

Столяров А.С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 5. С. 55–78.

Столяров А.С. К проблеме палеотектонического анализа "древних некомпенсированных" прогибов // Геотектоника. 1978. № 3. С. 137–141.

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. О генезисе крупнейших фанерозойских концентраций марганца и прогнозе генетических аналогов в России // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 28–33.

Столяров А.С., Ивлева Е.И. Металлоносные залежи костного детрита рыб в майкопских отложениях Ергенинского рудного района // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 6. С. 70–83.

Столяров А.С., Ивлева Е.И., Рихарская В.М. Металлоносность ископаемых залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 1. С. 61–71.

Столяров А.С., Коченов А.В. Металлоносность майкопских отложений Мангышлака \\ Литология и полезные ископаемые. 1995. № 2. С. 161–172.

Стотланд А.Б. К вопросу о палинологической характеристике межигорской свиты в Киевском Приднепровье // Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1984. С. 144–149.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 523 с.

Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1988. 204 с.

Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли Приантарктического района Атлантического и Тихого океанов // Морская стратиграфия и микропалеонтология. М: Наука, 1988. С. 128–149.

Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 1992. 312 с.

Субботина Н.Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эльбы и Средней Азии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1947. С.39–160.

Субботина Н.Н. Верхнеэоценовые лягениды и булиминиды юга СССР // Микрофауна СССР. Л.;М.: Гостоптехиздат, 1953 а. Сб. VI. С. 115-281. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 69).

Субботина Н.Н. Глобигериниды, ханткениниды, глобороталииды // Ископаемые фораминиферы СССР. Л.;М.: Гостоптехиздат, 1953 б. 294 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер.; Вып. 76).

Субботина Н.Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 24–36.

Сукачева И.Д. Историческое развитие отряда ручейников. М.: Наука, 1982. 112 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 197).

Сукачева И.Д. Кайнозойские ручейники Приморского края // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 151–160.

Схема стратиграфии палеогена юга СССР // Решения XVI Пленума комиссии по палеогеновой системе. Постановления МСК. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. Вып. 29. С. 52–54.

Сычевская Е.К. Пресноводная палеогеновая ихтиофауна СССР и Монголии. М.: Наука, 1986. 157 с. (Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонтол. экспед.; Вып. 29).

Татаринов Л.П. Первая находка в СССР древних морских змей // Палеонтол. журн. 1963. № 2. С. 25–29.

Татишвили К.Г. Моллюски позднего эоцена и раннего олигоцена Ахалцихской депрессии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 206 с.

Тер-Григорьянц Л.С. Фораминиферы майкопских отложений Ставрополья и их стратиграфическое значение // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 36–51.

Тер-Григорьянц Л.С. Майкопские отложения Центрального Предкавказья (стратиграфия, палеогеография, фораминиферы) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ВИНИТИ, 1969. 25 с.

Тихонович Н.Н. Полуостров Шмидта // Тр. Геол. Ком. Нов. сер. СПб. 1914. Вып. 120. 16 с.

Ткачук М.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Марыйского оазиса // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук. 1962. № 5. С. 109–116.

Ткачук М.А. Стратиграфия и фораминиферы палеогеновых отложений Юго-Восточных Каракумов // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. Киев: Изд-во АН УССР, 1964. 19 с.

Толстикова Н.В. Моллюски древних озер Зайсанской котловины // Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л.: Наука, 1976. С. 51–256.

Толстикова Н.В. Моллюски // Палеолимнология Зайсана. Л.: Наука, 1980. С. 69–87.

Толстикова Н.В. Влияние климата на изменение палеолимнологических условий и комплексов моллюсков в кайнозое Зайсанской впадины // Климат и фауна кайнозоя. Л.: ЗИН АН СССР. 1985. С. 66–73. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 130).

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника Черноморской впадины // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3–20.

Туманишвили Г.П. О парагенезе марганцевых руд и рыбных остатков // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 123–124.

Успенская Ю.М. До питания про стратификацию харьковского поверху в околицах Харькова // Праци Харьковск. товар. дослидков природы. 1930. Т. 14, вып. 3. С. 47–57.

Успенская Ю.М. Современное состояние изучения микрофлоры и микрофауны Харьковского яруса Днепровско-Донецкой впадины // Учен. зап. Харьк. ун-та. 1950. Т. 10. С. 71–74.

Федотов В.Ф. Тресковые палеоген–неогеновых отложений СССР. М.: Наука, 1976. 83 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 157).

Флеров К.К., Беляева Е.И., Яновская Н.М., Гуреев А.А., Новодворская И.М., Корнилова В.С., Шевырева Н.С., Курочкин Е.Н., Жерихин В.В., Чхиквадзе В.М., Мартинсон Г.Г., Толстикова Н.В., Чепалыга А.А., Фотьянова Л.И. Зоогеография палеоена Азии. М.: Наука, 1974. 299 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 146).

Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 447 с.

Хаин В.Е. Орогенез и тектоника плит // Тектоника. Геология альпид "тетисного" происхождения. (МГК. 26 сессия. Докл. сов. геологов). М.: Наука, 1980. С. 5–15.

Халилов Д.М. Стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений Малого Балхана по фауне фораминифер. Баку;Л.: Азнефтеиздат, 1948. 24 с.

Халилов Д.М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Ч. 1. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 326 с.

Халилов Д.М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Ч. 2. Баку: Изд-во АН АзССР, 1967. 287с.

Халилов Д.М., Кузнецова З.В. Микрофауна и стратиграфия майкопской серии Азербайджана // Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наукова думка, 1964. С. 123–129.

Халилов Д.М., Мамедова Л.Д. Зональное подразделение палеогеновых отложений Азербайджана (филогения видового состава ряда важнейших родов фораминифер). Баку: Элм, 1984. 254 с.

Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.

Хисарова Г.Д. Новые виды меловых рыб из Талдысая // Фауна и флора из мезозоя Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 11–14.

Хлопонин К.Л. Стратиграфия и фауна нуммулитов палеогена Восточных Карпат // Автореф. дис. .... канд. геол.-минер. наук. Львов: Львов. ун-т, 1961. 23 с.

Хозацкий Л.И. Земноводные и пресмыкающиеся // Стратиграфия СССР: Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 439–441.

Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 423).

Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках стяжения земной коры и пенепленизации рельефа. Ст. 2: Накопление силицитов и гидротермальная деятельность // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 3. С. 31–41.

Чхиквадзе В.М. Третичные черепахи Зайсанской котловины. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 100 с.

Чхиквадзе В.М. Ископаемые черепахи Кавказа и Северного Причерноморья. Тбилиси: Мецниереба, 1983.

Чхиквадзе В.М. Обзор ископаемых хвостатых и бесхвостых земноводных СССР // Изв. АН ГССР. Сер. биол. 1984 а. Т. 10, № 1. С. 5–13.

Чхиквадзе В.М. Раннепалеогеновые черепахи Зайсана // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси: Мецниереба, 1984 б. С. 62–66.

Чхиквадзе В.М. Предварительные результаты изучения третичных амфибий и чешуйчатых рептилий Зайсанской впадины // Вопросы герпетологии. 1985. Вып. 6.

Чхиквадзе В.М., Ясаманов Н.А. О таксономическом положении вымерших черепах Байкала и Приморья // Герпетологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. Л. 1981.

Шевырева Н.С. О возрасте фауны грызунов (Rodentia, Mammalia) буранской свиты Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 73–82.

Шеремета В.Г. Остракоды палеогена Украины. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. 274 с.

Шеремета В.Г. Характерные ассоциации остракод стратотипических и других разрезов палеогена Украины // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. М.: Недра, 1971. С. 87–95. (Тр. ВНИИгаз; Вып. 31/39–32/40).

Шешукова-Порецкая В.С., Глезер З.И. Диатомовые водоросли, силикофлагелляты и эбриидеи из майкопских отложений с р. Шибик // Учен. зап. ЛГУ. Сер. биол. наук. 1962. № 49. С. 171–202.

Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 320).

Шнюков Е.Ф., Кулиш Л.И., Орловский Г.Н., Пасечный Г.В., Богданович В.В., Богданович Е.М., Панченко Н.А. Палеогеографическая обстановка времени образования Никопольского бассейна // Геол. журн. 1990. № 5. С. 63–71.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия нижнего палеогена Центрального Предкавкаья по фораминиферам // М.: Изд-во АН СССР, 1956. 119 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 164).

Шуцкая Е.К. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960 а. 104 с.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия нижнего палеогена Северного Предкавказья и Крыма // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960 б. С. 207–229.

Шуцкая Е.К. Пограничные слои эоцена и олигоцена Бахчисарайского района и описание характерных аномалинид. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 174–205. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 38).

Шуцкая Е.К. Нижнепалеогеновые отложения Центральных и Юго-Восточных Каракумов Туркменистана. М.: Недра, 1964. С. 148–164. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 39).

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. М.: Недра, 1970. 256 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 70).

Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпиской складчатой области // Геотектоника. 1983. № 5. С. 90–106.

Щерба И.Г. Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа. М: Наука, 1987. С. 191–200.

Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 231 с.

Щербинина Е.А. Стратиграфия по наннопланктону и палеогеновая палеогеография Тихого океана // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИЛСАН РАН, 1992. 22 с.

Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с. (Тр. ГИН; Вып. 467).

Эпиташвили В.Д. Фауна и стратиграфия верхнеэоценовых отложений Рачи и Лечхуми // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Тбилиси. 1966. 20 с.

Ярцева М.В. Нуммулиты палеогеновых отложений северо-восточного склона Украинского кристаллического массива // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 143–164.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 296 с.

Яхимович В.Л., Борисов Б.А., Сулейманова Ф.И.Данукалов Н.Ф. Магнитостратиграфическая шкала кайнозоя Зайсанской котловины и ее биостратиграфическое обоснование. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 67 с.

Addicott W.O. Significance of pectinids in Tertiary biochronology of the Pacific North West // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 184. 1981.

Akhmetiev M.A., Borisov B.A., Erofeev V.S., Tsekhovsky Yu. The Kiin-Kerish section (USSR, South-Eastern Kazakhstan, the Lake Zaisan basin) // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 141–145.

Alvarez W., Montanari A. The Scaglia limestones (Late Cretaceous – Oligocene) in the Northeastern Apennines carbonate sequence: Stratigraphic context and geological significance // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 13–29.

Andreeva-Grigorovich A.S., Akhmetiev M.A., Zaporozhets N.I. et al. Paleogene dinocysts of the former USSR // Micropaleontology. Special issue. London. (in press).

Asano K. Some Paleogene smaller foraminifera from Japan // Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.). 1958. Vol. 29. P. 43–75.

Asano K. The Paleogene // Geology of Japan. Tokyo: The Univ. of Tokyo Press, 1963. P. 129–140.

Aubry M.-P. Late Paleogene calcareous nannoplankton evolution: A tale of climatic deterioration // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 272–309.

Bachofen-Echt A. Der Bernstein und seine Einschlusse. Straubenhardt: Jorg Weitschat Verlag, 1996. 230 S.

Baldauf G. Middle Eocene through Early Miocene diatom floral turnover // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 310–326.

Baldi T. Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. Budapest: Akad. Kiado, 1986. 201 p.

Barbin V. The Eocene-Oligocene transition in shallow-water environment: the Priabonian stage type area (Vicentin, Northern Italy) // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 163–171.

Barbin V., Guernet C. Contribution to the study of the Priabonian of the type region (North Italy). The Ostracods. // Rev. Micropaleontology. 1988. Vol. 30, № 4. P. 209–231.

Benson R.H. The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages // Lethaia. 1975. Vol. 8, № 1. P. 69–83.

Berggren W.A. Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale // Nature. 1969. Vol. 224. P. 1072–1075.

Berggren W.A. A Cenozoic time-scale, some implications for regional geology and paleobiogeography // Lethaia. 1972. Vol. 5. P. 195–215.

Berggren W.A. Geochronology of the Eocene-Oligocene // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 349–356.

Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J. Paleogene geochronology and chronostratigraphy // The chronology of the geological record / N.J.Snelling (Ed.). Geol. Soc. Mem. 10. 1985. P. 141–186.

Berggren W.A., Van Couvering J.A. The Late Neogene biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1974. Vol. 16, № 1/2. 216 p.

Bice D.M., Montanari A. Magnetic Stratigraphy of the Massignano section across the Eocene-Oligocene boundary // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 111–117.

Biffi U., Manum S.B. Late Eocene-Early Miocene dinoflagellate cyst stratigraphy from the Marche Region (Central Italy) // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1988. Vol. 27, № 2. P. 163–212.

Blow W.H. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. First Intern. Conf. on plankt. microfoss. Vol. 1. Geneva. 1969. P. 199–422.

Boersma A., Premoli Silva I. Terminal Eocene events: planktonic foraminifera and isotopic evidence // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam:Elsevier, 1986. P. 213–223.

Boersma A., Premoli Silva I. Distribution of Paleogene planktonic foraminifera – analogies with the Recent? // Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol. 1991. Vol. 83. P. 29–48.

Boersma A., Premoli Silva I., Shackleton N.J. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable isotope paleoceanography // Paleoceanography. 1987. Vol. 2, № 3. P. 287–331.

Bold W.A. van den. Distribution of Ostracoda at the Eo-Oligocene boundary in deep (Barbados) and shallow marine environment (Gulf of Mexico) // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 259–263.

Bolli H.M. Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B. W. I. // U.S. Nat. Mus. Bull. 215. Wash. 1957 a. P. 155–172.

Bolli H.M. Planktonic foraminifera from the Oligocene–Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B. W. I. // U.S. Nat. Mus. Bull. 215. Washington. 1957 b. P. 97–123.

Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds). Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. 1032 p.

Brabb E.E., Bukry D., Pierce R.L. Eocene (Refugian) nannoplankton in the Charch Creek Formation near Monterey, Central California // Geol. Surv. Prof. Pap. 750–C. 1971. P. 44–47.

Bukry D. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation // Initial Reports of DSDP, Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1973. Vol. 15. P. 685–703.

Bukry D. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy of the Northwestern Pacific ocean. Leg 32, Deep sea Drilling Project // Initial Reports of DSDP, Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1975. Vol. 32. P. 677–701.

Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journ. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, № B10. P. 13.917–13.951.

Capo R.C., De Paolo D.J. Sr isotopic analysis of marine carbonates from the Massignano section across the Eocene-Oligocene boundary // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 189–192.

Cavelier C. Le diachronism de la zone à Ericsonia subdisticha (Nannoplancton) et la position de la limite Eocène-Oligocène en Europe et en Amerique du Nord // Bull. Bur. rech. géol. miniers. Sec. IV. 1975. № 3. P. 201–225.

Cavelier C., Chateauneuf J.-J., Pomerol Ch., Rabussier D., Renard M., Vergnaud-Grazzini C. The geological events at the Eocene-Oligocene boundary // Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol. 1981. Vol. 36. P. 223–248.

Cavelier C., Pomerol Ch. Les rapports entre le Bartonien et le Priabonien: Incidence sur la position de la limite Eocène moyen – Eocène supérieur // Soc. géol. France, Compte Rendu. 1976. Vol. 2. P. 49–51.

Chang Mee-mann, Chow Chia-chien. Stratigraphic and geographic distributions of the Late Mesozoic and Cenozoic fishes of China // Indo-Pacific fish biology: Proc. of the Second Intern. Conf. on Indo-Pacific fishes. 1986. P. 529–539.

Chateauneuf J.-J. Palynostratigraphie et paleoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du bassin de Paris (France) // Mem. du B.R.G.M. 1980. Vol. 116. 360 p.

Coccioni R. The genera Hantkenina and Cribrohantkenina (Foraminifera) in the Massignano section (Ancona, Italy) // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 81–96.

Coccioni R., Monaco P., Monechi S., Nocchi M., Parisi G. Biostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy) // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 59–80.

Cockerell T.D.A. Tertiary insects from Kudia River Maritime province, Siberia // Proc. U.S. Nat. Mus. 1925. Vol. 68. Art. 1. № 260. P. 16.

Cockerell T.D.A. Fossil insects in the British Museum // Ann. Mag. Natur. Hist. 1927. Ser. 9. Vol. 20. P. 585–594.

Cornfield R.V., Cartlidge J.E. Whole-rock oxygen and cardon isotope stratigraphy of the Paleogene and Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 807C // Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Res. 1993. Vol. 130. P. 259–268.

Corliss B.H., Aubry M.-P., Berggren W.A., Fenner J.M., Keigwin L., Keller G. The Eocene-Oligocene boundary event in the deep sea // Science. 1984. 226. P. 806–810.

Costa L.I., Downie C. The distribution of the dinoflagellate Wetzeliella in the Palaeogene of north–western Europe // Palaeontology. 1976. Vol. 19. P. 591–614.

Costa L.I., Downie C. Cenozoic dinocyst stratigraphy of Sites 403 and 406 (Rockall Plateau). IPOD. Leg. 48 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1979. Vol. 48. P. 513–529.

Costa L.I., Manum S.B. The description of the interregional zonation of the Paleogene (D1–D15) and the Miocene (D16–D20) // Vinken R.(ed.) The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project № 124. Geol Jb., 1988. A100. P. 331-339.

Damassa S.P., Williams G.L. Late Eocene-Oligocene dinoflagellate provincialism in the North Atlantic Ocean // Cenozoic plants and climates of the Arctic / M.Boulter and H.Fisher (Eds.). NATO ASI Series. Ser. 1. Global environmental change. Berlin;Heiderberg: Springes Verlag, 1994. Vol. 27. P. 73–92.

Douglas R.G., Savin S.M. Oxygene and carbone isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the Central North Pacific // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1971. Vol. 17. P. 591–606.

Ducasse O., Peypouquet J.P. Ostracods at the Eocene-Oligocene boundary in the Aquitaine basin. Stratigraphy, phylogeny, paleoenvironments // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 265–273.

Estes R. Fossil vertebrates from the Late Cretaceous Lance Formation, Eastern Wyoming // Univ. Cal. Publ. Geol. Sci. 1964. Vol. 49. P. 29–43.

Estes R. Sauria terrestria, Amphisbaenia // Handbuch der Palaoherpetologie. Teil 10 A. Stuttgart-N. Y.: G.Fischer Verlag, 1983.

Evernden J.F., Curtis G., Obradovich J., Kistler R.W. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rates by the K–Ar method // Geochim., Cosmochim Acta. 1961. № 23. P. 78–99.

Fenner J. Eocene-Oligocene planktonic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // Micropaleontology. 1984 a. Vol. 30, № 4. P. 319–343.

Fenner J. Middle Eocene to Oligocene planktonic diatom stratigraphy from Deep Sea Drilling Sites in the South Atlantic, Equatorial Pacific and Indian oceans // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1984 b. Vol. 75. P. 1245–1271.

Fenner J. Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 713–762.

Freiwald A., Krzeminski W. Cylindrotomidae (Diptera, Tipulomorpha) from the Paleogene of Bolshaya Svetlovodnaya (Eastern Asiatic USSR) // Palaont. Zeitschr. 1991. Bd. 65, № 3–4. P. 339–344.

Fujie T. On the Myarian Pelecypoda of Japan // Journ. Fac. Sci. Hokk. Univ. Ser. 4. 1957. Vol. 9, № 4. P. 381–411.

Funnell B.M. The Tertiary period // The Phanerozoic time–scale / W.B.Harland et al. (Eds.). Geol. Soc. London Quart. J. 1964. Vol. 120. P. 179–191.

Gaudant J. Découverte du plus ancien representant connu de genre Esox L. (Poisson teleosteens, Esocoidei) dans de Stampien moyen du bassin d'Apt (Vaucluse) // Geol. mediterr. 1978. Vol. 5. P. 257–268.

Gaudant J. Mise au point sur l'ichthyofaune Paleocène de Menat (Puy-de-Dome) // C.R. Acad. Sci. 1979. Vol. 288, D. P. 1461–1464.

Gaudant J. Un nouveau Cyprinodontidae (Poisson teleosteen) de l'Oligocène inférieur de Kleinkems (Pays de Bade, Allemagne): Proleias rhenanus nov. sp. // Sci. Geol. Bull. 1981. 34. P. 3–12.

Gaudant J. Sur la presence de "Percichthyidae" (Poissons teleosteens) dans l'Eocène moyen du bassin du Duero (Province de Zamora, Espagne) // Acta Geol. Hisp. 1984. P. 139–142.

Gaudant J. Mise au point sur certains poissons Amiidae du Cenozoique européen: le genre Cyclurus Agassiz (Kindleia Jordan) //. Journ. Paleontol. 1987. Vol. 61. P. 321–330.

Gaudant J. The Eocene Freshwater Fish-Fauna of Europe: from Palaeobiogeography to Palaeoclimatology // Kaupia. Darmstadter beitrage zur Naturgeschichte. 1993. Hf. 3. S. 231–244.

Gombos A.M., Ciesielski P.F. Late Eocene to Early Miocene diatoms from southwest Atlantic // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1983. Vol. 71. P. 583–634.

Grambast L. Principes de l'utilisation stratigraphique des Charophytes. Application au Paléogène d'Europe occidentale // Mem. Bur. Rech. Géol. Min. 1972. № 77. P. 319–328.

Gratshev V.G., Zherikhin V.V. New fossil mantids (Insecta, Mantida) // Paleontol. Journ. 1993. Vol. 27, № 1 A. P. 148–165.

Grechin V.I. Oligocene ice-marine deposits of the Utkholok formation of Western Kamchatka, USSR // Earth's Pal-Pleistocene glacial Record. Cambridge: Cambridge University Press, 1980. P. 258–260.

Gruas-Cavagnetto C., Barbin V. Dinoflagellates from the Priabonian stage stratotype area (Vicentin, Italy), evidence for the Eocene-Oligocene boundary // Rev. Paleobiologie. 1988. Vol. 7, № 1. P. 163–198.

Gruas-Cavagnetto C., Barbin V. La palynoflore (spores et pollen) du Priaboniaen stratotypique (Vicentin, Italie du Nord) // Rev. Paleobiologie. 1989. Vol. 8, № 1. P. 95–120.

Hansen Th. The patterns and causes of molluscan extinction across the Eocene-Oligocene boundary // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 341–348.

Hardenbol J., Berggren W.A. A new Paleogene numerical time scale // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology. Tulsa, Okla. 1978. P. 213–234.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A Geological Time Scale 1989. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 263 p.

Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G., Picton C.A.G., Smith A.G., Walter R. A Geologic Time Scale. Cambridge: Cambridge University Press, 1982. 131 p.

Heie O. Fossil aphids (Insecta, Homoptera) from the Tertiary deposits of Bolshaya Svetlovodnaya, the USSR // Entomol. Scandinavica. 1989. Vol. 19. P. 475–488.

Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman III W.C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents // Journ. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 2119–2136.

Henwood A. Exceptional preservation of dipteran flight muscles and the taphonomy of insects in amber // Palaios. 1992. Vol. 7, № 2. P. 203–212.

Hirayama K. The Asagai formation and its molluscan fossils in the northern region Ioban coal–field, Fukushima prefecture, Japan // Sci. Report Tokyo Kyoiku Daigaku. Sec. C. 1955. Vol. 4, № 29. P. 49–130.

Holmes A. A revised geological time-scale // Trans. Geol. Soc. Edinburgh. 1959. Vol. 17, № 3. P. 183–216.

Hooker J.J. British Mammalian paleocommunities across the Eocene–Oligocene transition and their environmental implications // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 494–515.

Hornaday G.R. Foraminifera from the Sacatae formation south of Refugio Pass, Santa Barbara County, California // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1961. Vol. 37.

Hoskins R.H., Morgans H.E.G. The main reference section for the Eocene-Oligocene boundary in New Zealand // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 161–164.

Hutchison H. Western North American Reptile and Amphibian record across the Eocene–Oligocene boundary and its climatic implications // Eocene–Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 451–463.

Ida K. A study of fossil Turritellidae in Japan // Rep. Geol. Surv. Japan. 1952. № 150. P.1–64.

Jenkins D.G. The Eocene-Oligocene boundary in deep sea deposits // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 203–207.

Jerzmanska A. Ichthyofauna des couches a Menilite (Flysch des Karpathes) // Acta Pal. Pol. 1968. T. 13, № 3. P. 379–488.

Jerzmanska A., Kotlarczyk J. Ichthyofauna changes in the Tertiary of the Carpathians and of the Caucasus // Ann. Inst. Geol. et Geoph. 1983. Vol. 59. P. 1–8.

Jouse A.P. Diatom stratigraphy on the generic level // Micropaleontology. 1978. Vol. 24, № 3. P. 316–326.

Kaiho K. Paleogene foraminifera from Hokkaido, Japan. Part 2. Correlation of the Paleogene system in Hokkaido and systematic paleontology // Sci. Repts. Tohoku Univ. 1984. Vol. 55, № 1. P. 1–74.

Kamada J. Tertiary molluscs from the Joban coal–field Japan // Spec. Paper Paleontol. Soc. Japan. 1962. Vol. 8. P. 1–187.

Kanno S. Tertiary molluscan fauna from the Jakataga district and adjacent areas of Southern Alasca // Spec. Paper Paleontol. Soc. Japan. 1971. Vol. 16.

Kanno S., Ogawa H. Molluscan fauna from the Momijieama and Takinoue districts, Hokkaido, Japan // Sci. Repts. Tokyo Kyoiku Daigaku. Sect. C. 1964. Vol. 8, № 81. P. 269–294.

Kazahasvili Z.H., Kacharava Z. Az eocen-oligocen hatar helyzete az Ahaltszihei-medenceben (Gruzia) // Oslenyt. vitak. 1984. № 31. P. 129–131.

Keller G., MacLeod N., Barrera E. Eocene-Oligocene faunal turnover in planktic foraminifera and Antarctic glaciation // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 218–244.

Kennett J.P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic ocean, and their impact on global paleoceanography // Journ. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 3843–3860.

Kennett J.P. The development of planktonic biogeography in the Southern Ocean during the Cenozoic // Mar. Micropaleontol. 1978. Vol. 3. P. 301–345.

Kleinpell R.M. Miocene stratigraphy of California // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa. 1938.

Kleinpell R.M., Weaver D.W. Foraminiferal fauna from the Gaviota and Alegria formation // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1963. Vol. 43. P. 1–45.

Kosmowska-Ceranowicz B., Kocziewska-Musial G., Musial T. et al. Bursztynonosne osady trzeciorzedowe okolic Parczewa // Prace z zakresu badan and bursztynem baltyckim i innymi

zywicami kopalnymi. Prace Muz. Ziemi. 1990. Zesz. 41. S. 21–35.

Kotaka T. The Cenozoic Turritellidae of Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 2 ser. Geol. 1959. Vol. 31, № 1–3. 134 p.

Köthe A. Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany // Geol. Jahrb. 1990. H. 118. 111 p.

Kotlarczyk J., Jerzmanska A. Biostratigraphy of Menilite beds of Skole Unit from the Polish Flysch Carpathians // Bull. Acad. Pol. Sci. ser. sci. de la Terre. 1976. T. 24, № 1. P. 55–62.

Kotlarczyk J., Jerzmanska A. Ichthyofauna w stratigrafii Karpat // Przeglad Geologiczny. 1988. № 6. P. 346–352.

Krach W. Eocenskie mieczaki z Koniuszy kolo Przemysla // Rocz. Pol. tow. geol. 1985. T. 55, № 1–2. S. 139–190.

Krasheninnikov V.A. The Kuban river sequence (USSR, North Caucasus) // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 137–139.

Krasheninnikov V.A., Grigorian S.V., Martirosian Yu.A, Ptuchian A.E., Zaporozhets N.I. Section Landzhar (USSR, South Armenia) // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 133–136.

Kulp J.L. Geologic time-scale // Science. 1961. Vol. 133, № 3459. P. 1105–1114.

La Brecque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time // Geology. 1977. Vol. 5. P. 330–335.

Larsson S. Baltic amber – a palaeobiological study // Entomograph. 1978. Vol. 1. P. 1–192.

Legendre S., Hartenberger J.-L. Evolution of Mammalian faunas in Europe during the Eocene and Oliogcene // Eocene-Oligocene climatic.and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 516–528.

Leriche M. Sur l'importance des Squales fossiles dans l'etablissement des Synchronismes de formations à grandes distances et sur la repartition stratigraphique de quelques espèces tertiaires // Mem. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. 1936. 2 ser., fasc. 3. P. 739–752.

Letolle R.R., Vergnaud-Grazzini C., Pierre C. Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shell at DSDP sites 400, 401, 402, 403 and 406 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1979. Vol. 48. P.741–755.

Linsday J.M., McGowran B. Eocene-Oligocene boundary, Adelaide region, South Australia // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P.165–173.

Lipps J. Oligocene in California // Nature. 1965. Vol. 208, № 5013. P. 885–886.

Lipps J. Miocene calcareous plankton, Reliz Canyon, California–Gabilun Range and adjacent San Andreas Fault guide book // Amer. Assoc. Petrol. and Soc. Econ., Paleont. and Mineral Pacific Section. 1967 a. P. 56–60.

Lipps J. Planktonic foraminifera intercontinental correlation and age of California Mid–Cenozoic microfaunal stages // Journ. Paleontol. 1967 b. Vol. 41, № 4. P. 994–999.

Lowrie W. Magnetic stratigraphy of the Eocene–Oligocene boundary // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 357–362.

Lowrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history // Geology. 1981. Vol. 9, № 9. P. 392–397.

Lowrie W., Alvarez W., Napoleone G., Perch-Nielsen K., Premoli Silva I., Toumarkine M. Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic cardonate rocks: the Contessa sections, Gubbio // Geol. Soc. Amer. Bull. 1982. Vol. 93. P. 414–432.

Lowrie W., Kent D.V. Geomagnetic reversal frequency since the Late Cretaceous // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62. P. 305–313.

Mai D. Tertiare Vegetations – geschichte Europa. Jena: G. Fischer Verlag, 1995. 692 S.

Makiyama J. The Asagaian molluscs of Yotukura and Matchigar // Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. B. 1934. Vol. 10, № 2. Art. 6. P. 121–167.

Mallory V.S. Lower Tertiary biostratigraphy of the California coast ranges // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklachoma. 1959. 416 p.

Mallory V.S. Lower Tertiary Foraminifera from the Media Agua Creek Drainage area, Kern county, California // Univ. of Washington. Seatle. Washington. 1970. 181 p.

Martini E. Standart Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. 2 Planktonic Conf., Roma. 1971. Vol. 2. P. 739–785.

Martini E., Müller C. Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlation // Newsl. Stratigr. 1986. Vol. 16, № 2. P. 99–112.

Masuda K. Tertiary Pectinidae of Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. Senday, Japan. 2 ser. Geology. 1962. Vol. 33, № 2. P. 114–238.

Masuda K., Noda N. Check list and bibliography of the Tertiary and Quaternary Mollusca of Japan, 1950–1977. 1976.

Matsuoka K., Bujak J.P. Cenozoic dinoflagellate cysts from the Navarin Basin, Norton Sound and St. George Basin, Bering Sea // Bull. Fac. of Liberal Arts. Nagasaki Univ. Nat. Sci. 1988. № 29 (1). 147 p.

McCafferty W.P., Sinitshenkova N. Litobrancha from the Oligocene in Eastern Asia (Ephemeroptera: Ephemeridae) // Ann. Entomol. Soc. Amer. 1983. Vol. 76, № 2. P. 205–208.

McDougall K. Paleoclimatological evaluation of Late Eocene biostratigraphic zonations of the Pacific coast of North America // Soc. Econ., Paleontol., Mineral., Paleontol. Monogr. 1980. № 2. 46 p.

McDougall K. Upper Eocene to Lower Miocene bentic foraminifers from the Santa Cruz Moutains area California. Studies in Tertiary Stratigraphy Coast Ranges // Geol. Sur. Prof. Pap. № 123. 1983. P. 61–82.

McGowran B. Stratigraphic record of Early Tertiary oceanic and continental events in the Indian Ocean region // Mar. Geol. 1978. Vol. 26. P. 1–39.

McLeon H., Barron I. Late Middle Eocene diatomits in Northwestern Baja California Sur. Mexico: Implication for tectonic translation // Paleogene stratigraphy. West coast of North America Pacific section. S; E; P; M; West Coast Paleogene Symp. 1988. Vol. 58. P. 1–8.

Molina E., Keller G., Madile M. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain // Rev. Espanola de Micropaleontol. 1988. Vol. 20, № 3. P. 491–514.

Montanari A., Deino A.L., Drake R.E., Turrin B.D., De Paolo D.J., Odin G.S., Curtis G.H., Alvarez W., Bice D.M. Radioisotopic dating of the Eocene-Oligocene boundary in the pelagic sequence of the northeastern Apennines // The Eocene-

Oligocene boundary in the Marche-Umbria (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 195–208.

Montanari A., Drake R.E., Bice D.M., Alvarez W., Curtis G.H., Turrin B.T., De Paolo D.J. Radiometric time scale for the Upper Eocene and Oligocene based on K/Ar and Rb/Sr dating of volcanic biotites from the pelagic sequence of Gubbio, Italy // Geology. 1985. Vol. 13, № 9. P. 596–603.

Napoleone G. Magnetostratigraphy in the Umbrian pelagic sequence: Review of the development and its finer definition // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 31–56.

Nel A., Martinez-Delclos X., Escuille F. et al. Les Aeshnidae fossiles: Etat actuel des connaissances (Odonata, Anisoptera) // N. Jb. Geol. Palaeont. Abh. 1994. Bd. 194, № 2–3. S. 143–186.

Nel A., Paicheler J.-C. Les Isoptera fossiles. Etat actuel des connaissances, implications paleoécologiques et paleoclimatologiques (Insecta, Dictyoptera) // Cahiers de Paleontologie. Paris: CNRS, 1993. P. 104–179.

Nel A., Roy R. Revision of the fossil "mantid" and "ephemerid" species described by Piton from the Palaeocene of Menat (France) (Mantodea: Chaeteessidae, Mantidae; Ensifera: Tettigonioidea) // Europ. Journ. Entomol. 1996. Vol. 93. P. 223234.

Nocchi M., Parisi G., Monaco P., Monechi S., Madile M., Napoleone G., Ripepe M., Orlando M., Premoli Silva I., Bice D.M. The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences, Italy // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 25–40.

Noda H. The Cenozoic Arcidae of Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 2 ser. Geology. 1966. Vol. 38, № 1. P. 1–161.

Noda H. Turciculid gastropoda of Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 2 ser. Geology. 1975. Vol. 45, № 2. P. 51–81.

Noetling F. Die Fauna des samlandischen Tertiars // Abh. geol. Specialkarte Preuss., Thuring. Staaten. 1888. Bd. 6, H. 4. S. 1–109.

Novokschonov V.G. Muckenhafte (Mecopıera Bitacidae) aus dem Jura, Kreide und Paleogen von Eurasien und ihre phylogeneti-schen Beziehungen // Russian Entomol. Journ. 1993. Vol. 2, № 3–4. S. 75–86.

Odin G.S. Résultats de datations radiometriques dans les séries sédimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale // Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam. 1973. Vol. 15, № 3. P. 317–330.

Odin G.S. Les glauconies – constitution, formation, age. These Doct. Etat. Paris. 1975. 250 p.

Odin G.S. (Ed.). Numerical Dating in stratigraphy. Chichester: John Wiley and Sons, 1982. 1094 p.

Odin G.S., Clauser S., Renard M. Sedimentological and geochimical data on the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Apennines, Italy) // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 175–186.

Odin G.S., Guise P., Rex D.C., Kreuzer H. K/Ar and $^{39}Ar/^{40}Ar$ geochronology of Late Eocene biotites from the northeastern Apennines // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 239–245.

Odin G.S., Luterbacher H.P. The age of the Paleogene stage boundaries // N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 1992. B. 186, H. 1–2. P. 21–48.

Odin G.S., Montanari A. The Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy): A potential Stratotype for the Eocene-Oligocene boundary // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 253–263.

Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the lowlatitude coccolith biostratigraphic zonation // Marine Micropaleontology. 1980. № 5. P. 321–325.

Oyama K., Mizuna A., Sakamoto T. Illustrated Handbook of Japanese Paleogene molluscs // Geol. Surv. Japan. Tokyo. 1960. 244 p.

Poinar G.O., Jr. Life in amber. Stanford: Stanford Univ. Press, 1992. 350 p.

Poinar G.O., Jr., Hess R. Ultrastructure of 40 – Million – year – old insect tissue // Science. 1982. Vol. 215. P. 1241–1242.

Pomerol Ch. Critical review of isotopic dates in relation to Paleogene stratotypes // Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology. Tulsa, Okla. 1978. Vol. 6. P. 235–245.

Pomerol Ch., Premoli Silva I. (Eds.). Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. 414 p.

Pomerol Ch., Premoli Silva I. The Eocene-Oligocene transition: Events and boundary // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 1–24.

Poore R.Z., Tauxe L., Percival S.E., La Brecque J.L. Late Eocene-Oligocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at South Atlantic DSDP Site 522 // Geology. 1982. Vol. 10. P. 508–511.

Powell A.J. A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cests. London: Chapman and Hall, 1992. 290 p.

Premoli Silva I., Coccioni R., Montanari A. (Eds.) The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. 268 p.

Premoli Silva I., Orlando M., Monechi S., Madile M., Napoleone G., Ripepe M. Calcareous plankton biostratigraphy and magnetostratigraphy at the Eocene-Oligocene transition in the Gubbio area // The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). Ancona (Italy). 1988. P. 137–161.

Prothero D.R., Berggren W.A. (Eds.). Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton: Princeton University Press, 1992. 568 p.

Radionova E.P. Late Paleogene changes of diatom assemblages and paleoceanological events in the tropical Pacific. Abstracts, 14th Diatom Symposium, Tokyo. 1996. P.97.

Rage J.C. Serpentes. Handbuch der Palaoherpetologie. Stuttgart-N. Y: G.Fischer Verlag, 1984. Teil 11.

Rage J.C. The amphibians and reptiles at the Eocene-Oligocene transition in Western Europe: an outline of the faunal alterations // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 309–310.

Rasnitsyn A.P. Review of the fossil Tiphiidae, with description of a new species (Hymenoptera) // Psyche. 1986. Vol. 93, № 1–2. P. 91–101.

Rau W.W., Plafker G., Winkler G.R. Preliminary foraminiferal biostratigraphy and correlation of selected stratigraphic sections and wells in the Gulf of Alaska Tertiary Province // U.S. Depart. of the Interior. California. 1977. P. 1–54.

Riveline J. Charophyta at the Eocene–Oligocene boundary in Western Europe // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 295–298.

Russell D.E., Tobien H. Mammalian evidence concerning the Eocene – Oligocene transition in Europe, North America and Asia // Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 299–307.

Rusu A. Oligocene events in Transylvania (Romania) and the first separation of Paratethys // D.S. Inst. Geol. Geofiz. 1988. Vol. 72–73/5. P. 207–223.

Saito T. Tertiary stratigraphy of the Kakegawa district, Central Japan and planktonic Foraminifera // Tohoku Univ., Inst. Geol. Paleontol. Contribs. 1960. № 51. P. 1–45.

Saunders J.B., Bernoulli D., Muller-Merz E., Oberhansly H., Perch-Nielsen K., Riedel W.R., Sanfilippo A., Torrini R. Stratigraphy of the late Middle Eocene to Early Oligocene in the Bath Cliff section, Barbados, West Indies // Micropaleontology. 1984. Vol.30, № 4. P. 390–425.

Serova M.Ya. Karaginsky section (USSR, Karaginsky Island, East Kamchatka) // Terminal Eocene events. Developments in Paleont. and Strat., 9. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 147–151.

Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281 // Initial Reports of the DSDP. Wash. (U.S. Govt. Print. Office). 1975. Vol. 29. P. 743–755.

Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H., Beard J.H., Jeffords R.M. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristic index forms // Univ. Kansas Paleont. Contrib., Art. 1975. Vol. 62. 425 p.

Stucky R.K. Mammalian Faunas in North America of Bridgerian to Early Arikareean "Ages" (Eocene and Oligocene) // Eocene–Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 464–493.

Takeda H. The Poronai formation (Oligocene, Tertiary) of Hokkaido and South Sachalin and its fossil fauna // Geol. Sect. Hokkaido Assoc. Coal Min. Techn. Stud. Coal Geol. 1953. № 3. P. 1–103.

Thomas E. Middle Eocene-Late Oligocene bathyal benthic foraminifera (Weddell Sea): faunal changes and implications for ocean circulation // Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton. 1992. P. 245–271.

Titova L.V. The early history of the North Pacific Ancistrolepidinae (Gastropoda: Buccinidae) // Ruthenica. 1993. Vol. 3, № 1. P. 1–16.

Toumarkine M., Bolli H.M. Foraminiferes planctoniques de l'Eocène moyen et supérieur de la Coupe de Possagno // Schweiz. Palaontol. Abh. 1975. Bd. 97. S. 69–185.

Ujiie N., Watanabe H. The Poronai Foraminifera of the Northern Ishikari Coal–field, Hokkaido // Tokyo Kyoiku Daigaku (Tokyo Univ. of Education). 1960. Vol. 7, № 63. P. 117–136.

Uozumi S. Studies on the molluscan fossils from Hokkaido. Part 2. Genera Yoldia and Portlandia // Journ. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1957. Vol. 9, № 4. P. 539–590.

Warren A.D., Newell J.H. Nannoplankton biostratigraphy of the upper Casate and Gaviota formations, Aroyo el Bulito, Santa Barbara county, California // 51 Annual Meeting. Program Pacific Section, San Francisco, California. 1976. P. 19–21.

Willmann R. Evolution und phylogenetische System der Mecoptera (Insecta: Holometabola) // Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 1989. № 544. S. 1–153.

Wilson E.J. Foraminifera from the Gaviota formation east of Gaviota Creek, California // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1954. Vol. 30, № 2. P. 103–170.

Wilson M.V.H. Paleogene insect faunas of Western North America // Quaest. Entomol. 1978. Vol. 14, № 1. P. 13–34.

Wilson M.V.H. Oldest known Esox (Pisces: Esocidae), part of a new Paleocene teleost fauna from western Canada // Can. Journ. Earth Sci. 1980. Vol. 17, № 3. P. 307–312.

Wolfe J.A. Tertiary climatic fluctuations and methods of analysis of Tertiary floras // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 1971. Vol. 9. P. 27–57.

Wolfe J.A. A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere // Amer. Scientist. 1978. Vol. 66, № 6. P. 694–703.

Zherikhin V.V. Tertiary weevils (Insecta, Coleoptera: Curculionoidea) identified from the collections of the Senckenberg Museum // Senckenbergiana lethaia. 1992. Vol. 72. P. 169–178.

Содержание

Предисловие *(В.А.Крашенинников, М.А.Ахметьев)* 5

Фауна и флора позднего эоцена и раннего олигоцена 7

Фораминиферы верхнего эоцена и нижнего олигоцена Украины, Крымско-Кавказской области и Закаспия *(В.А.Крашенинников)* 7

Планктонные фораминиферы 8

Крупные бентосные фораминиферы 10

Мелкие бентосные фораминиферы 11

Общие черты изменения фораминифер на рубеже эоцена и олигоцена 13

Бентосные фораминиферы верхнего эоцена и олигоцена Дальнего Востока *(М.Я.Серова)* 14

Наннопланктон верхнего эоцена и нижнего олигоцена *(Н.Г.Музылев)* 16

Смена флор диатомовых водорослей на границе эоцена и олигоцена *(Н.И.Стрельникова)* 19

Распространение диатомей в отложениях эоцена и олигоцена России *(Э.П.Радионова)* 21

Западно-Сибирский регион 21

Южная часть Русской платформы 21

Переход от эоцена к олигоцену в тепловодной зоне океана по диатомовым водорослям 22

Органикостенный фитопланктон в отложениях верхнего эоцена – нижнего олигоцена на территории бывшего СССР *(Н.И.Запорожец, А.С.Андреева-Григорович)* 23

Общая характеристика комплексов фитопланктона 26

Верхний эоцен 30

Нижний олигоцен 32

Зональная шкала по диноцистам в разрезе палеогеновых отложений по р. Белая 34

Остракоды верхнего эоцена и нижнего олигоцена Украины, Крымско-Кавказской и Арало-Тургайской областей и Средней Азии *(И.А.Николаева)* 39

Морские брюхоногие моллюски из отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена на территории Европейской части бывшего СССР, Закаспия, Западной Сибири и Средней Азии *(О.В.Амитров)* 46

Двустворчатые моллюски отложений верхнего эоцена – нижнего олигоцена Причерноморья, Крымско-Кавказской области, Закаспия и Средней Азии *(С.В.Попов)* 49

Верхний эоцен 49

Нижний олигоцен 50

Изменение состава моллюсков на границе эоцена и олигоцена 51

Двустворчатые моллюски отложений верхнего эоцена и олигоцена Таджикского региона *(Г.Х.Салибаев)* 52

Морские моллюски Дальнего Востока и Северо-Востока России *(А.И.Коробков)* .. 59

Верхний эоцен 60

Нижний олигоцен 60

Эоцен-олигоценовая герпетофауна бывшего СССР *(В.М.Чхиквадзе)* 61

Эоцен 62

Олигоцен 63

Этапы развития палеогеновой герпетофауны на территории бывшего СССР 65

Ихтиофауна Северной Евразии в эоцене и олигоцене *(Е.К.Сычевская)* 66

Пресноводные рыбы 67

Морские рыбы 68

Млекопитающие верхнего эоцена и олигоцена Казахстана, Средней Азии, Дальнего Востока, Грузии *(В.Ю.Решетов)* 76

Верхний эоцен 76

Нижний олигоцен 77

Грызуны и другие мелкие млекопитающие Зайсанской впадины *(Н.С.Шевырева)* 78

Насекомые эоценовых и олигоценовых

отложений территории бывшего СССР *(В.В.Жерихин)* 79
"Малые" группировки фауны и флоры (зубы акул, пресноводные моллюски, птицы, харовые водоросли, спикулы губок) *(М.А.Ахметьев, В.А.Крашенинников)* 87
Зубы акул 87
Пресноводные моллюски 88
Птицы 91
Харовые водоросли 91
Спикулы губок 92
Наземная флора и растительность (листовая флора, споры, пыльца) позднего эоцена – раннего олигоцена *(М.А.Ахметьев, Н.И.Запорожец, Л.А.Панова)* 97
Верхний эоцен 97
Фитогеографическое районирование 97
Флоры Тетической области 98
Флоры Бореальной области 101
Нижний олигоцен 102
Фитогеографическое районирование 102
Флоры Тетической области и экотонной зоны, переходной к Бореальной 102
Флоры Бореальной области 104
Выводы 106
Геохронология, магнитостратиграфия, палеоклиматология, геологические события 107
Магнитостратиграфия отложений верхнего эоцена и нижнего олигоцена Западного и Восточного Казахстана *(М.А.Ахметьев, В.А.Крашенинников)* 107
Геохронологические рубежи позднего эоцена и раннего олигоцена *(Д.И.Головин, В.А.Крашенинников)* 112
Климаты позднего эоцена и раннего олигоцена *(М.А.Ахметьев, Н.И.Запорожец, В.А.Крашенинников)* 114
Литолого-фациальная и палеогеографическая обстановки позднего эоцена и раннего олигоцена на территории бывшего СССР *(Ю.Г.Цеховский, А.С.Столяров, Е.А.Соколова)* 124
Фациальная и палеогеографическая обстановки 125
Поздний эоцен 125
Ландшафты и осадконакопление на позднеэоценовой суше 126
Палеогеографическая обстановка и осадконакопление в позднеэоценовых морях 128
Северная провинция 128
Южная провинция 131
Ранний олигоцен 133
Ландшафты и осадконакопление на раннеолигоценовой суше 133
Палеогеографическая обстановка и осадконакопление в раннеолигоценовых морях 134
Выводы 138
Полезные ископаемые в отложениях верхнего эоцена и олигоцена на территории бывшего СССР *(А.С.Столяров, Ю.Г.Цеховский)* 139
Марганцевые, ураново-редкометалльные и железные руды 139
Угли 144
Полезные ископаемые, связанные с перемывом древних кор выветривания 145
Бентонитовые глины, цеолиты 145
Строительные материалы 145
Грунтовые воды 146
Янтарь 146
Нефть и газ 146
Цементное сырье 146
Рудная минерализация, связанная с областями активного магматизма и вулканизма в пределах Крымско-Кавказской области и Дальнего Востока 146
Опорные разрезы границы эоцена и олигоцена на территории бывшего СССР *(В.А.Крашенинников, М.А.Ахметьев, Б.А.Борисов, Н.И.Запорожец, М.Я.Серова, В.Л.Яхимович)* 147
Стратотипический разрез границы эоцена и олигоцена Массиньяно (Северная Италия) 148
Разрез Ланджар (Южная Армения) 151
Разрез р. Кубань (Северный Кавказ, Россия) 155
Разрезы Северного Устюрта (гора Сандал, овраг Ащеайрык, Западный Казахстан) .. 160
Разрез горы Сандал 161
Разрез оврага Ащеайрык 163
Фитопланктон и палинокомплексы в разрезах горы Сандал и оврага Ащеайрык 164
Моллюски в типовых разрезах чеганской и ащеайрыкской свит 167
Магнитостратиграфические исследования . 167
Фораминиферы чеганской и ащеайрыкской свит в разрезах горы Сандал и оврага Ащеайрык 167
Разрез Киин-Кериш (впадина озера Зайсан, Юго-Восточный Казахстан) 169

Разрез Карагинский (о-в Карагинский, Восточная Камчатка, Россия) 172
Анализ биотических, климатических и геологических событий на рубеже эоцена и олигоцена *(В.А.Крашенинников, М.А.Ахметьев)* 176
Введение 176
Биотические события 177
Планктонные фораминиферы 178
Крупные бентосные фораминиферы 179
Мелкие бентосные фораминиферы 180
Наннопланктон 181
Диатомеи 181
Органикостенный фитопланктон 183
Остракоды 184
Харовые водоросли 185
Пресноводные моллюски 186
Морские моллюски (пелециподы, гастроподы) 186
Герпетофауна (амфибии, рептилии) 187
Ихтиофауна 188
Млекопитающие 188
Наземная флора 190
Климатические события 194
Геологические события 196
Эвстатические колебания уровня моря 197
Тектонический режим 198
Альпийская складчатая область 198
Пояс кайнозойской складчатости Дальнего Востока 198
Восточно-Европейская платформа 201
Западно-Сибирская и Туранская плиты 201
Сибирская платформа 202
Вулканизм 202
Палеогеография 205
Карпаты и Крымско-Кавказская область 206
Восточно-Европейская платформа 207
Туранская плита 209
Древняя Казахстанская суша 210
Западно-Сибирская плита 211
Сибирская платформа 212
Область мезозойской складчатости Северо-Востока России 212
Материковая часть юга Дальнего Востока . 212
Тихоокеанский подвижный пояс 213
Условия осадконакопления 214
Полезные ископаемые 216
Проблема синхронности / асинхронности биотических, климатических и геологических событий и методика установления границы эоцена и олигоцена 218
Послесловие 221
Summary 223
Литература 226

Contents

Introduction *(V.A.Krasheninnikov, and M.A.Akhmetiev)* 5
Fauna and flora of the Late Eocene and Early Oligocene) 7
Upper Eocene and Lower Oligocene foraminifera of Ukraine, the Crimea-Caucasus, and Transcaspian regions *(V.A.Krasheninnikov)* 7
Planktonic foraminifers 8
Larger benthic foraminifers 10
Smaller benthic foraminifers 11
General features of the foraminiferal change at the Eocene-Oligocene boundary 13
Upper Eocene and Lower Oligocene foraminifers of the Far East *(M.Ya.Serova)* .. 14
Upper Eocene and Lower Oligocene nannoplankton *(N.G.Muzylev)* 16
Changes in diatom composition at the Eocene-Oligocene boundary *(N.I.Strel'nikova)* 19
Diatom distribution in the Eocene and Oligocene deposits of Russia *(E.P.Radionova)* 21
The West-Siberian region 21
The Southern part of the Russian platform 21
Transition from Eocene to Oligocene in the warm-water zone of the Ocean based on diatom assemblages 22
Organic-walled phytoplankton in the Upper Eocene-Lower Oligocene deposits of the former Soviet Union *(N.I.Zaporozhets, and A.S.Andreeva-Grigorovich)* 23
General characteristic of phytoplankton assemblages 26
Upper Eocene 30
Lower Oligocene 32
Zonal scale by means of dinocysts in the Paleogene deposits section on the Belaya river (North Caucasus) 34
Upper Eocene and Lower Oligocene ostracods of Ukraine, the Crimea-Caucasus and Aral–Turgay regions, and Middle Asia *(I.A.Nikolaeva)* 39
Marine gastropods in the Upper Eocene-Lower Oligocene deposits of the European part of the former Soviet Union, Transcaspian region, Western Siberia, and Middle Asia *(O.V.Amitrov)* 46
Bivalve mollusks in the Upper Eocene–Lower Oligocene deposits of the northern Black Sea, Crimea–Caucasus, and Transcaspian regions and Middle Asia *(S.V.Popov)* . 49
Upper Eocene 49
Lower Oligocene 50
Change of bivalve mollusks composition at the Eocene-Oligocene boundary 51
Bivalve mollusks of the Upper Eocene and Oligocene deposits of the Tadzhik and Fergana depressions *(G.Kh.Salibaev)* 52
Marine mollusks of the Russian Far East and North-East *(A.I.Korobkov)* 59
Upper Eocene 60
Lower Oligocene 60
Eocene-Oligocene herpetofauna of the former Soviet Union *(V.M.Chkhikvadze)* 61
Eocene 62
Oligocene 63
Stages of development of the Paleogene herpetofauna of the former Soviet Union 65
Eocene-Oligocene ichtyofauna of the Northern Eurasia *(E.K.Sychevskaya)* 66
Fresh water fishes 67
Marine fishes 68
Upper Eocene and Lower Oligocene mammals of Kazakhstan, Middle Asia, Far East and Georgia *(V.Yu.Reshetov)* 76
Upper Eocene 76
Lower Oligocene 77
Rodents and other small mammals from the Zaisan depression *(N.S.Shevyreva)* 78
Insects from the Eocene and Oligocene deposits of the former Soviet Union *(V.V.Zherikhin)* 79

"Smaller" groupings of fauna and flora (shark teeth, fresh water mollusks, birds, chara algae, sponge spicules) *(M.A.Akhmetiev, and V.A.Krasheninnikov)* 87
Shark teeth 87
Fresh water mollusks 88
Birds 91
Chara algae 91
Sponge spicules 92
Late Eocene and Lower Oligocene land flora and vegetation (leaf flora, spores, pollen) *(M.A.Akhmetiev, N.I.Zaporozhets, and L.A.Panova)* 97
Upper Eocene 97
Phytogeographic subdivisions 97
Floras of the Tethyan region 98
Floras of the Boreal region 101
Lower Oligocene 102
Phytogeographic subdivisions 102
Floras of the Tethyan region and the ecotone zone transitional to the Boreal region 102
Floras of the Boreal region 104
Conclusions 106
Geochronology, magnetostratigraphy, paleoclimatology, geological events 107
Magnetostratigraphy of the Upper Eocene and Lower Oligocene deposits of Western and Eastern Kazakhstan *(M.A.Akhmetiev, and V.A.Krasheninnikov)* 107
Geochronological boundaries in the Late Eocene and Early Oligocene *(D.I.Golovin, and V.A.Krasheninnikov)* 112
Climates of the Late Eocene and Early Oligocene *(M.A.Akhmetiev, N.I.Zaporozhets, and V.A.Krasheninnikov)* 114
Late Eocene and Early Oligocene lithological–facies and paleogeographical environments on the territory of the former Soviet Union *(Yu.G.Tsekhovskiy, A.S.Stolyarov, and E.A.Sokolova)* 124
Facies and paleogeographic environments ... 125
Late Eocene 125
Landscapes and sedimentation on the Late Eocene dry land 126
Paleogeographic environment and sedimentation in the Late Eocene seas 128
The Northern province 128
The Southern province 131
Early Oligocene 133
Landscapes and sedimentation on the Early Oligocene dry land 133
Paleogeographic environment and sedimentation in the Early Oligocene seas 134
Conclusions 138
Mineral resources in the Upper Eocene and Lower Oligocene deposits of the former Soviet Union *(A.S.Stolyarov, and Yu.G.Tsekhovskiy)* 139
Manganese, uranium-rare earthes and iron ores 139
Coals 144
Mineral deposits connected with rewashing of ancient crusts of weathering 145
Bentonitic clays, zeolites 145
Building materials 145
Ground waters 146
Amber 146
Oil and gas 146
Cement raw materials 146
Ore mineralization connected with regions of active magmatism and volcanism within the Crimea-Caucasian realm and the Far East ... 146
Reference sections of the Eocene-Oligocene boundary strata on the territory of the former Soviet Union *(V.A.Krasheninnikov, M.A.Akhmetiev, B.A.Borisov, N.I.Zaporozhets, M.Ya.Serova, and V.L.Yakhimovich)* 147
The stratotype of the Eocene – Oligocene boundary at Massignano (Northern Italy) ... 148
The Landzhar section (Southern Armenia) . 151
The Kuban' river section (Northern Caucasus, Russia) 155
The Northern Ustyurt sections (the Sandal mountain and Aszeiryk ravine, Western Kazakhstan) 160
The Sandal mountain section 161
The Aszeiryk ravine section 163
Phytoplankton and spore and pollen assemblages in the Sandal mountain and Aszeiryk ravine sections 164
Mollusks in the typical sections of the Chegan and Aszeiryk formations 167
Magnetostratigraphic investigations 167
Foraminifera of the Chegan and Aszeiryk formations in the Sandal mountain and Aszeiryk ravine sections 167
The Kiin-Kerish section (the Zaisan lake depression, South-Eastern Kazakhstan) 169
The Karaginskiy section (the Karaginskiy island, Eastern Kamchatka, Russia) 172

Analysis of biotical, climatic and geological events at the Eocene-Oligocene boundary
(V.A.Krasheninnikov, and M.A.Akhmetiev) 176
Introduction 176
Biotical events 177
Planktonic foraminifera 178
Larger benthic foraminifera 179
Smaller benthic foraminifera 180
Nannoplankton 181
Diatoms 181
Organic-walled phytoplankton 183
Ostracods 184
Chara algae 185
Fresh water mollusks 186
Marine mollusks (pelecypods and gastropods) 186
Herpetofauna (Amphibians and Reptiles) 187
Ichtyofauna 188
Mammals 188
Terrestrial flora 190
Climatic events 194
Geologic events 196
Eustatic changes of the sea level 197
Tectonic regime 198
The Alpine folded belt 198
The belt of the Cenozoic folding of the Far East 200
The East European platform 201
The West Siberian and Turan plates 201
The Siberian platform 202
Volcanism 202
Paleogeography 205
The Carpathians and Crimea-Caucasian realm 206
The East Europian plate 207
The Turan plate 209
The Ancient Kazakhstan dry land 210
The West Siberian plate 211
The Siberian platform 212
The area of the Mesozoic folding in the North-East of Russia 212
The continental part of the Southern Far East . 212
The Pacific mobile belt 213
Conditions of sedimentation 214
Mineral resources 216
The problem of synchronism / asynchronism of biotical, climatic and geological events and methods of determination of the Eocene – Oligocene boundary 218
Afterword 221
Summary 223
References 226

Научное издание

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

ПОЗДНЕГО ЭОЦЕНА - РАННЕГО ОЛИГОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР

Часть II

Геологические и биотические события

Труды, вып. 507
Основаны в 1932 г.

Ответственные редакторы:
Валерий Аркадьевич Крашенинников,
Михаил Алексеевич Ахметьев

Редактор И.М. Ерофеева
Художник О.В. Кураленко

Подписано к печати 20.07.1998
Формат 60x90 1/8. Бумага гознак 90 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 34,5
Тираж 400 экз.
Тип. зак. №364, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 231-04-43