

Том 4, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 1996

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 4 № 5 1996 Сентябрь–Октябрь

Основан в 1993 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0869-592X

Главный редактор
Б. С. Соколов

Заместитель главного редактора
М. А. Семихатов

Ответственный секретарь
А. Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибилова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

Зав. редакцией **Т. В. Тришкина**

Адрес редакции: 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,
Институт литосферы РАН, комн. 2, тел. 231-21-64

**Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука”**

СОДЕРЖАНИЕ

Том 4, номер 5, 1996

Эвстатические события и черносланцевая седиментация на границе кембрия и ордовика <i>Л. Е. Попов, Т. Н. Корень</i>	3
Граница карбона и перми по конодонтам <i>И. С. Барсков, А. Н. Реймерс</i>	13
Пермские отложения Новой Земли <i>Л. Г. Пovyшьева, В. И. Устрицкий</i>	25
Новые данные по флористратиграфии юрских отложений Казахстана <i>А. И. Киричкова, М. П. Долуденко</i>	35
Хронология и хорология келловейских аммонитов Мангышлака <i>Ю. С. Репин, Н. Рашван</i>	53
Климатические колебания и миграция биоты в палеогене Северной Пацифики <i>В. Н. Беньямовский, Ю. Б. Гладенков</i>	67
Флористические сообщества олигоцена–раннего миоцена Западной Сибири <i>В. С. Волкова, И. А. Кулькова</i>	83
О новом издании Международного руководства по стратиграфии <i>А. И. Жамойда</i>	93

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Раннеголоценовая фауна насекомых и природная среда низовий р. Урал <i>Ф. Г. Бидашко, Ю. В. Петренко</i>	102
Двойной карбонатный термометр как инструмент корреляции и расчленения четвертичных отложений <i>Л. А. Дорофеева, Р. Е. Прилуцкий, В. К. Шкатова</i>	105

ХРОНИКА

Премии издательской компании “Наука” за лучшие публикации 1995 г.	111
---	-----

Contents

Vol. 4, No. 5, 1996

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK Hayka/Interperiodica Publishing (Russia).
Stratigraphy and Geological Correlation ISSN 0869-5938.

Eustatic Events and Black Shale Sedimentation at the Cambrian--Ordovician Boundary <i>L. E. Popov and T. N. Koren'</i>	3
Carboniferous-Permian Boundary According to Conodonts <i>I. S. Barskov and A. N. Reimers</i>	13
Permian Deposits of Novaya Zemlya <i>L. G. Povysheva and V. I. Ustritskii</i>	25
New Data on the Jurassic Phytostратigraphy in Kazakhstan <i>A. I. Kirichkova and M. P. Doludenko</i>	35
Chronology and Biochores of Callovian Ammonites from Mangyshlak <i>Yu. S. Repin and N. Rashwan</i>	53
Paleogene Climatic Fluctuations and Biotic Migrations in the North Pacific <i>V. N. Ben'amovskii and Yu. B. Gladenkov</i>	67
The Oligocene--Early Miocene Floral Communities of West Siberia <i>V. S. Volkova and I. A. Kul'kova</i>	83
Second Edition of the International Stratigraphic Guide <i>A. I. Zhamoida</i>	93

SCIENTIFIC COMMUNICATIONS

Early Holocene Insect Fauna and Habitat in the Ural River Lower Course <i>F. G. Bidashko and Yu. V. Petrenko</i>	102
The Double Carbonate Thermometer as the Instrument for Correlation of Events and Stratigraphic Subdivision of the Quaternary Deposits <i>L. A. Dorofeeva, R. E. Prilutskii, and V. K. Shkatova</i>	105

CHRONICLE

Awards of NAUKA Publishing Company for Best Publications in 1995	111
--	-----

УДК 56:551.732/733.1+551.832/833.1

ЭВСТАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ЧЕРНОСЛАНЦЕВАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ НА ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА

© 1996 г. Л. Е. Попов, Т. Н. Корень

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 25.10.94 г.

Неустойчивое положение уровня Мирового океана вблизи границы кембрия и ордовика отразилось в нескольких последовательных событиях эвстатических минимумов. Среди них в разнообразном спектре шельфовых фаций на нескольких континентах распознаются события Лэндж Рэнч (основание зоны *proavus*), Асеросаре (основание тремадока, начало зоны *lindsromi*), Блэк Маунтин (ранний тремадок, основание зоны *angulatus/rotundatus*), Peltosare (конец раннего тремадока, вблизи основания зоны *deltifer*) и Ceratopyge (конец тремадока и зоны *deltifer*). За событиями Лэндж Рэнч, Блэк Маунтин и Ceratopyge следуют трансгрессии различного масштаба, вызвавшие распространение черносланцевой седиментации в различные зоны шельфа. Для выявления возможного влияния климатического фактора и характера биотических изменений, связанных с некоторыми событиями, анализируются особенности палеозоогеографии и распределение характерных лито- и биофаций на границах кембрия–ордовика и тремадока–аренига. Реконструкция палеозоогеографической и биофациальной зональности основывается на трилобитах для позднего кембрия и раннего тремадока, брахиоподах для аренига, граптолитах и конодонтах для всего рассматриваемого интервала.

Ключевые слова. Эвстатический минимум, событие, кембрий, ордовик, граптолиты, брахиоподы, конодонты, трилобиты, климат, биофация, черносланцевая седиментация, палеогеография, оледенение.

Вывод о неустойчивом положении уровня моря на границе кембрия и ордовика был впервые сделан в результате изучения разрезов Северной Америки, Австралии и Китайской плиты (Miller, 1984). Позднее это подтвердилось на материалах Балтоскандии (Nicoll et al., 1992). В настоящее время в разрезах на многих континентах фиксируется до пяти эвстатических минимумов (рис. 1), из них по крайней мере три совпадают с заметными фаунистическими перестройками. В числе важнейших изменений в пелагической биоте в течение этого времени следует выделить замещение параконodontов эуконодонтами, появление и широкое распространение нематофорных граптолоидей, освоивших планктонные биотопы. Указанные биологические события происходили на фоне максимального распространения обстановок черносланцевой седиментации как по краям континентов, так и на шельфах. Изменения бентосных фаун имеют ступенчатый характер в течение всего тремадоского века. Они выражаются в смене доминант и коренной перестройке структуры шельфовых сообществ, предшествовавших крупнейшей аренигской радиации.

Для выявления возможной связи биотических и климатических событий необходимо попытаться восстановить изменения таких важнейших пара-

метров среды как температурный режим, океаническая циркуляция и содержание растворенного в воде кислорода, отразившихся в накапливавшихся осадках. В последние годы появились реконструкции ордовикских климатов на основе палинспастики (Wilde, 1991; Scotese, McKerrow, 1991), однако многие аспекты, связанные с климатическими изменениями на границе кембрия и ордовика, остаются неясными или дискуссионными.

В этой связи полезно еще раз остановиться на особенностях палеозоогеографии конца кембрия и начала ордовика, а также на распределении характерных лито- и биофаций на кратонах в период чрезвычайно неустойчивого положения уровня Мирового океана. Значение палеоширотного контроля в распределении фаунистических ассоциаций, особенно на кратонах, хорошо известно, поэтому они важны как индикаторы палеоклимата. В то же время глубоководные биофации окраинных морей, значительно менее зависимые от палеоширот, используются для реконструкций очертаний континентальных плит (Cocks, Fortey, 1990).

Имеющиеся материалы позволяют в общих чертах рассмотреть два возрастных среза: на границах кембрия–ордовика и тремадока–аренига. Сложность их сравнительного анализа состоит в

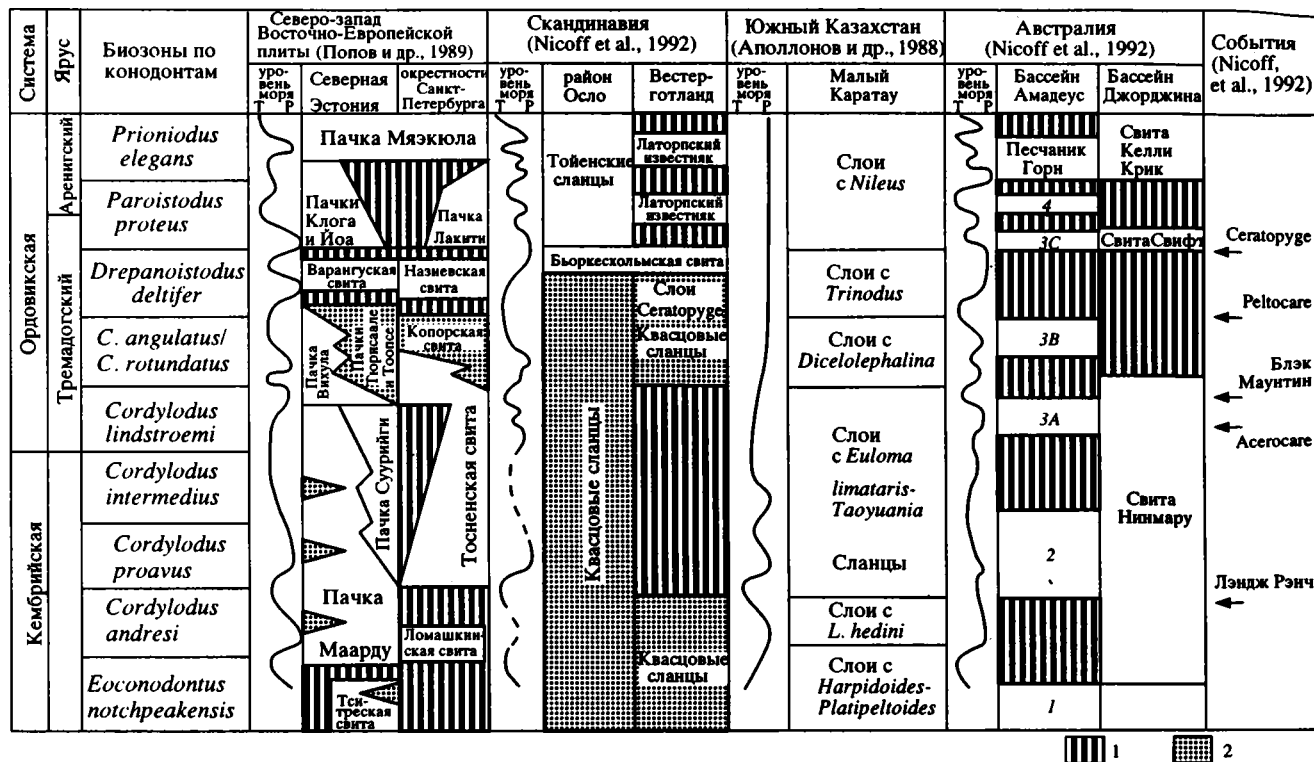


Рис. 1. Кривые, показывающие колебания уровня моря и предполагаемые эвстатические минимумы в конце позднего кембрия, тремадоке и начале аренига, по данным изучения пограничных отложений кембрия–ордовика Балтоскандии, Австралии и Южного Казахстана.

1 – перерывы, 2 – уровни черносланцевой седиментации. Цифры 1, 2, 3A и далее в колонке для Австралии означают номера секвенций песчаника Пакота (Nicoll et al., 1992). Сокращения: Т – трансгрессии, Р – регрессии.

использовании различных доминирующих групп бентосной фауны: для начала ордовика – трилобитов, для начала аренига – брахиопод. Кроме того, анализ осложняется также тем, что до настоящего времени нет официально принятой в глобальном масштабе рассматриваемой границы систем. Международной подкомиссией по стратиграфии ордовика обсуждается вопрос о ее выборе на уровне основания одной из конодонтовых зон вблизи первого появления нематоформных граптолитов и традиционного основания тремадока. В связи с этим для датировки седиментологических событий и анализа динамики биотических изменений в настоящей статье авторы используют конодонтовые зоны (Miller, 1988; Dubinina, 1991).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИИ

Климатическая ситуация конца кембрия–начала ордовика определяется концентрацией основных континентов в южном полушарии (Scotese, McKerrow, 1991; Cocks, Fortey, 1990). Суперконтинент Гондвана простирался от приэкваториальных северных широт до южного полюса. Из кон-

тинентов средней величины Лаврентия (Северо-Американская плита) и Ангарида (Сибирская плита) располагались в низких широтах, а Балтия (Восточно-Европейская плита) в умеренных и отчасти высоких широтах. Авалонский микроконтинент включал восточную часть Ньюфаундленда, восточное побережье Северной Америки, Англию, Уэльс, южную Ирландию и северо-запад Франции. Он обособился от африканской части Гондваны только в тремадокском веке и в раннем арениге находился в высоких широтах, на небольшом удалении от этого материка. Северное полушарие было занято обширным Бореальным океаном, по которому информация отсутствует. Предположительно он был окружен системой островных дуг, располагавшихся вдоль северных окраин Гондваны, Ангарида и Лаврентии. Крупная островодужная система, так называемая Кипчакская островная дуга (Sengor et al., 1993), возникла, по-видимому, между Ангарским и Балтийским континентами. Палеозойские террейны Монголо-Охотского складчатого пояса, Алтай, восточной и северной частей Центрального Казахстана, возможно, являются фрагментами этой островной дуги. Что же касается палеозойских

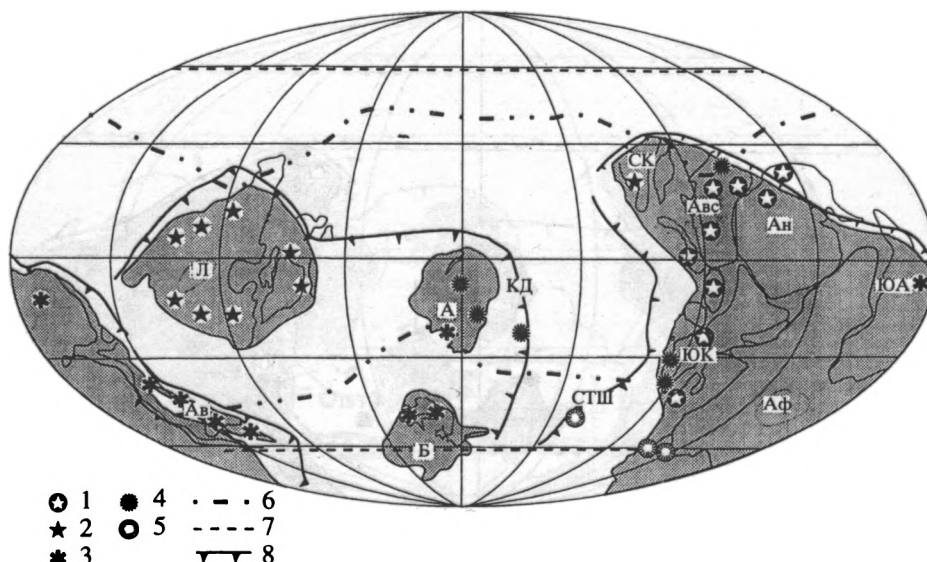


Рис. 2. Палеогеографическое распространение трилобитовых биофаций в конце позднего кембрия, по данным Дж. Шергольда (Shergold, 1988).

1 – Северо-Китайская провинция (заукиидно-цинаниидные и кайнелидно-лейостегидные, преимущественно тепловодные биофации); 2 – Северо-Американская провинция (дикроцефалидно-оленидные и хистрикуридные тропические биофации); 3 – Балтийская провинция (оленидные относительно холодноводные биофации); 4 – Южно-Китайская провинция (цератопигидные биофации относительно теплых вод умеренных широт); 5 – Южно-Китайская провинция (измененные цератопигидные биофации относительно холодных вод умеренных широт); 6 – субтропическая конвергенция; 7 – полярная конвергенция; 8 – предположительное положение активных континентальных окраин и вулканических дуг. Основные палеоконтиненты (Scotese, McKerrow, 1991): Л – Лавразия, А – Ангарида, Б – Балтия, Ав – Авалония. В составе Гондваны показаны: СК – Северокитайская плита, ЮК – Южнокитайская плита, Авс – Австралия, Ан – Антарктида, Аф – Африка, ЮА – Южная Америка; СТШ – Северный Тянь-Шань, КД – положение Кипчакской островной дуги, по Sengor et al., 1993.

Здесь и далее на схемах относительное положение континентальных массивов дано по Scotese and McKerrow, 1991 с изменениями для Балтии, по Trench, Tomsyik, 1992; положение субтропической и полярной дивергенции, по Wilde, 1991.

террейнов юга Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, то юго-западная направленность раннепалеозойской субдукции в современных координатах (Корень и др., 1993) имеет полярность противоположную той, что предполагалась в реконструкциях Сенгюра и других. Скорее всего, по крайней мере до силура, они не были частями Кипчакской дуги. Большое сходство в строении пограничных разрезов докембрия и кембрия Малого Каратау и Южного Китая (Розанов, Соколов, 1984), так же как и наличие многочисленных общих элементов в составе кембрийской и раннеордовикской фаун, позволяют предположить, что на границе кембрия и ордовика эти террейны принадлежали системе островных дуг, окружавших Гондвану.

Для позднего кембрия–раннего тремадока (зоны proavus и lindstromi) известные палеозоогеографические реконструкции основаны на анализе трилобитовых фаун (Shergold, 1988; Whittington, Hughes, 1974). Для конца кембрия Дж. Шергольдом выделено 5 провинций, отвечающих распространению основных трилобитовых биофаций

(рис. 2). Среди них холодноводная Балтийская провинция занимала наиболее обширные пространства периферии Гондваны и Балтии (Восточно-Европейская платформа). Умеренным и субтропическим широтам отвечали Южно- и Северо-Китайская провинции. Тепловодные фауны населяли Лаврентию, располагавшуюся в приэкваториальной области. Климатический контроль распределения трилобитовых биофаций поддается распределением областей карбонатакопления. В позднем кембрии они практически неизвестны на территориях, где распространены трилобиты Балтийской провинции. Другой индикаторной бентосной группой могли бы быть брахиоподы, особенно лингулаты, но их палеозоогеография в конце кембрия изучена недостаточно.

Недостатком известных палеозоогеографических реконструкций является отсутствие детального биофациального анализа в пределах выделенных провинций. Данные по биофациальной зональности в настоящее время имеются для Балтии и Лаврентии. Так, на мелководных карбонатных шельфах Лаврентии (Ludwigsen, 1982) жили разно-

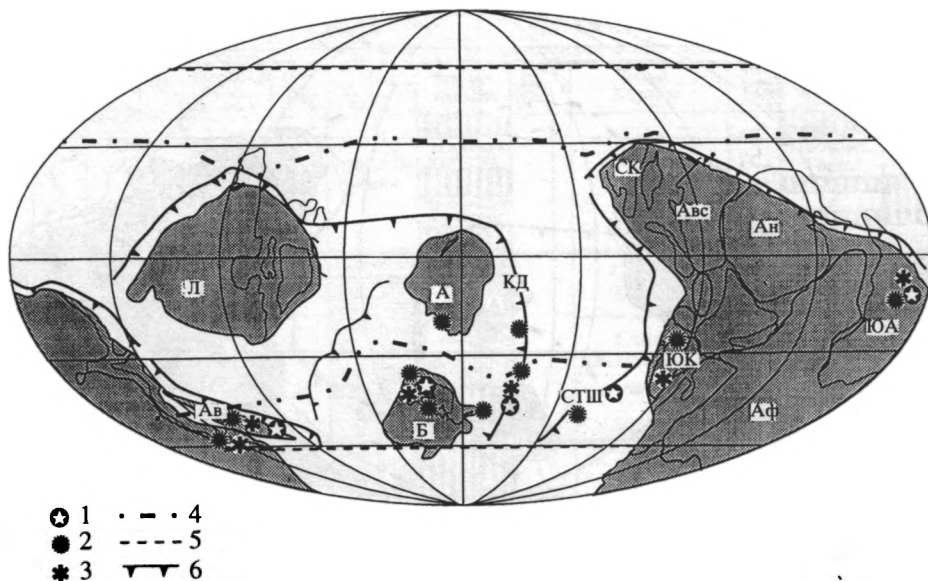


Рис. 3. Палеогеографическое распространение трилобитовых, граптолитовых и брахиоподовых биофаций, связанных с областями черносланцевой седиментации в раннем тремадоке (Erdtmann, 1982; Popov, Holmer, 1994).

1 – сообщество Broeggeria (брахиоподы); 2 – граптолитовые биофации с *Rhabdinopora* ex gr. flabelliforme, 3 – оленидные биофации трилобитов; 4 – субтропическая конвергенция; 5 – полярная конвергенция; 6 – активные континентальные окраины и островные дуги. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

образные тепловодные сообщества эндемичных трилобитов. Глубокий шельф и переходные к склону территории населяли однообразные сообщества, в которых доминировали агностиды и олениды. Нередко они были связаны с обстановками, обедненными кислородом, где накапливались темноцветные карбонатные и глинистые илы.

Примером биофациальной зональности, характерной для высоких широт, может быть Балтийский палеобассейн. С начала позднего кембрия по его периферии накапливались богатые органическими веществами темноцветные илы, что объясняется существованием апвеллинга. К ним приурочены однообразные сообщества оленидных трилобитов (Martinsson, 1974). Олениды по преимуществу занимали открытые зоны шельфа, тогда как мелководье с терригенным типом седиментации населяли оболочные сообщества брахиопод, а трилобиты почти полностью отсутствовали. Эта биофациальная зональность в пределах Балтийской провинции с незначительными изменениями прослеживалась от позднего кембрия до середины тремадока (зона *deltifer*). В конце тремадока–начале аренига в распределении континентальных масс отмечается некоторое смещение Гондваны в южном направлении, в то время как Балтия постепенно двигалась на север (рис. 2–4).

Начиная с аренига устанавливается несколько иная палеозоогеографическая зональность, сохраняющаяся в течение большей части ордовика

(Williams, 1973). Основной особенностью, отличающей ее от позднекембрийской, является сокращение ареалов, занятых холодноводной фауной. Последние ограничены южноамериканской и североафриканской частями Гондваны. Они также известны на вновь образованном Авалонском континенте. В конце тремадока–начале аренига отмечается иммиграция новой бентосной фауны в пределы Балтии. Частично ее происхождение может быть связано с Южно-Китайской провинцией (трилобиты), хотя в основном она остается криптогенной. С этого времени биофациальная зональность также существенно меняется в связи с резким увеличением разнообразия многих групп беспозвоночных (иглокожие, брахиоподы, мшанки и др.). Трилобиты утрачивают свое доминирующее положение, особенно в шельфовых сообществах.

Для пелагической фауны позднего кембрия–раннего ордовика выводы о палеозоогеографических закономерностях основываются на анализе конодонтовых фаун. Выделяются две крупные области: холодноводная, включающая Балтию, Казахстанские террейны и южнокитайскую часть Гондваны, и тепловодная, к которой можно отнести конодонтовые фауны Лаврентии, североазиатской и австралийской частей Гондваны (Miller, 1984). Может быть выделены также промежуточная область, в которой происходило смешение элементов тепловодных и холодноводных фаун (Dubinina 1991).

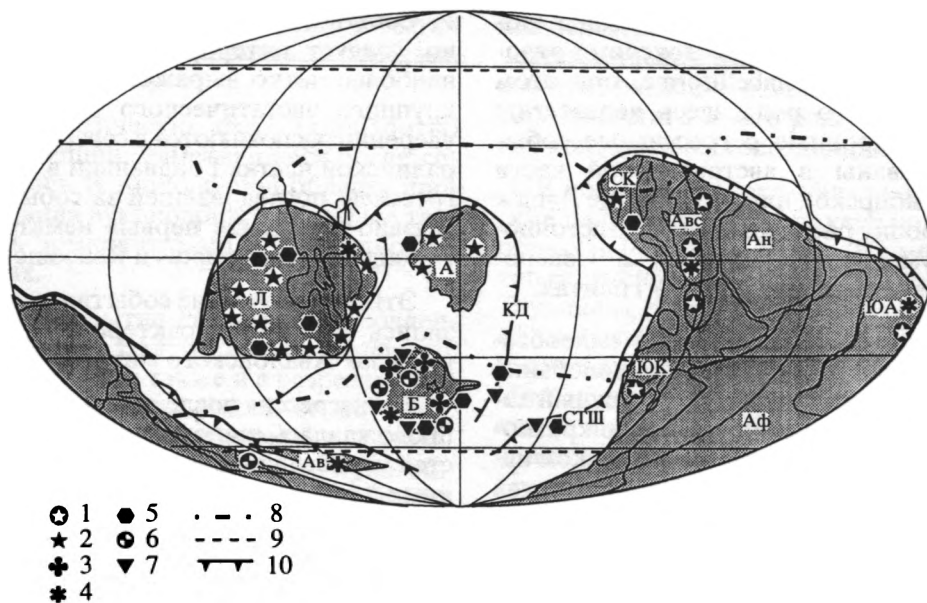


Рис. 4. Палеогеографическое распространение некоторых трилобитовых и брахиоподовых биофаций в раннем архее (Cocks, Fortey, 1990; Popov, Holmer, 1994).

1 – дикелоцефалидные биофации; 2 – батиуридные биофации; 3 – азафидные биофации; 4 – оленидные биофации; 5 – сообщество *Clarkella/Tetralobula*; 6 – сообщество *Thysanotos*; 7 – сообщества микроморфных лингулат с *Eosopulus* и *Otariella*; 8 – субтропическая конвергенция; 9 – полярная конвергенция; 10 – активные континентальные окраины и островные дуги. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

Возникновение и широкое расселение нематофорных планктонных граптолитов (конец зоны *intermedius*–начало зоны *lindstromi*; Erdtmann, 1988) ограничено в основном высокими и умеренными широтами, что приблизительно совпадает с холодноводной провинцией по конодонтам. Только начиная с архея существенно новая граптолитовая фауна распространяется глобально и возникает отчетливая палеозоогеографическая дифференциация.

РЕГРЕССИВНО-ТРАНСГРЕССИВНЫЕ ЦИКЛЫ И БИОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Переходный от кембрия к ордовика интервал, так же как и тремадокский век в целом, могут быть охарактеризованы как время крайне неустойчивого уровня Мирового океана.

Эвстатические изменения и связанные с ними фациальные и экологические перестройки в основном изучены по осадкам эпиконтинентальных и краевых морей. В последнее время также появились сведения о синхронных пелагических биогенных толщах. Последние реконструируются как осадки абиссальной равнины, сохранившиеся в современной структуре только в составе офиолитовых комплексов.

Верхнекембрийские толщи на многих континентах имеют регрессивное строение. Для трема-

докского интервала характерно наличие перерывов, которые интерпретируются как события эвстатических минимумов и перестроек в структуре и составе биоты. Из них на нескольких континентах в разнообразном спектре фаций (Балтия, Лаврентия, китайская, австралийская и южноамериканская части Гондваны) распознаются события Лэндж Рэнч (Miller, 1984; конец позднего кембрия, основание зоны *proavus*), *Acetocare* (Erdtmann, 1986; основание тремадока, низы зоны *lindstromi*), Блэк Маунтин (Miller, 1984; ранний тремадок, основание зоны *angulatus/rotundatus*), *Peltocare* (конец раннего тремадока, вблизи основания зоны *deltifer*) и *Ceratopyge* (Erdtmann, 1982, 1986; конец тремадока, верхи зоны *deltifer*) (рис. 1). В настоящее время не вполне ясно, являются ли указанные эвстатические минимумы частями отдельных циклов, или же некоторые из них представляют собой осцилляции уровня Мирового океана в пределах более крупных эвстатических циклов.

Событие Лэндж Рэнч – один из наиболее ярко выраженных эвстатических минимумов. Оно лучше всего распознается в пограничных кембро-ордовикских разрезах Балтии (Балтийский палеобассейн), Лавразии и австралийских частей Гондваны (Попов и др., 1989; Nicoll et al., 1992). Так, по окраинам Гондваны, в англо-уэльской части, непрерывная седиментация происходит только по периферии Северного Уэльса. В Шропшире

верхнекембрийские глауконитовые сланцы (зоны Peltura) перекрываются тремадокскими отложениями с *Rhabdinopora flabelliforme*, при этом древние подвиды этого рода здесь неизвестны (Fortey, 1984). Синхронные регрессивные события документированы в австралийской части Гондваны и на Сибирской плите. Событие Лэндж Рэнч также хорошо распознается на Восточно-Европейской (умеренные широты) и Северо-Американской (тропические широты) плитах.

Данные по разрезам Балтийского палеобассейна показывают, что эвстатические колебания вблизи события Лэндж Рэнч носили сложный характер. Этому событию предшествовало кратковременное падение уровня моря в Балтийском палеобассейне в начале зоны andresi. Эвстатическая природа этих осцилляций подтверждается сходными данными, полученными по разрезу пограничных отложений кембрия и ордовика в Малом Каратау (Apollonov et al., 1988; рис. 2). Несмотря на изменения состава холодноводных трилобитовых и брахиоподовых фаун существенных перестроек в их структуре не отмечается. В целом они сохранили низкое таксономическое разнообразие, а также доминирующую роль оленид в трилобитовых и оболид в брахиоподовых сообществах. Тем не менее произошли заметные изменения родового и видового состава оболид, вследствие иммиграции новой фауны также низкого разнообразия, хотя сложившаяся структура сообществ сохранилась (Попов и др., 1989).

Наиболее существенно событие Лэндж Рэнч затронуло тепловодные биоты. Так, изменения выразились в вымирании ряда трилобитовых фаун. В Лаврентии (Северо-Американский кратон) это событие отвечает концу птихапсидного биомера, когда исчезают 95% родов трилобитов (Sloan, 1991). Отмечается полное обновление трилобитов на этом же уровне в разрезах Южного Казахстана (Apollonov, 1991).

Рассмотренные выше биотические изменения могут быть частично объяснены проникновением на шельфы вод обедненных кислородом (Erdtmann, 1986). Действительно, первые признаки появления темноцветных карбонатов на Северо-Американском кратоне прослеживаются на уровне зоны proavus (=трилобитовой зоне aropsis; Ludwigsen, 1982, рис. 20). С ними также связано расширение ареалов оленидной биофации; этому времени приблизительно соответствует первый максимум черносланцевой седиментации в Балтийском палеобассейне.

Вслед за событием Лэндж Рэнч в составе тепловодных конодонтовых фаун происходят резкие изменения, а именно, замещение параконодонтов эуконодонтами (Dubinina, 1991).

События Асегосаге и Блэк Маунтин, возможно, следует интерпретировать как осцилляции, наиболее четко выраженные в пределах одного крупного эвстатического ритма. Оба события уверенно распознаются в североазиатской и австралийской частях Гондваны и в Балтии. С трансгрессией, последовавшей за событием Асегосаге, связано появление первых нематофорных граптолоидей (*Staurograptus* и *Rhabdinopora*).

Эти эвстатические события существенно отразились также на характере осадконакопления в разрезах Авалонского микроконтинента.

Трансгрессия после события Блэк Маунтин сопровождалась широким распространением областей черносланцевой седиментации и связанных с ними "диктионемовых" биофаций на кратоны в пределах высоких и умеренных широт (Балтия, североафриканская и североамериканская части Гондваны, Авалония). В Балтийском палеобассейне (разрезы Балтийско-Ладожского глинта) "диктионемовые" биофации (*Rhabdinopora*, *Staurograptus*) распространяются в крайне мелководные обстановки. Об этом свидетельствует нахождение граптолитового детрита в косослоистых песчаниках среди черных сланцев. Такие тафономические особенности являются доказательством значительного повышения верхней границы слоя кислородного минимума. Возможно, в это время обогащенные кислородом поверхностные воды были опреснены, что, с одной стороны, привело к значительному увеличению биологической продукции в бассейне, а с другой – к почти полному вымиранию бентоса. Полностью исчезает ихнофагия *Scolites*, а бентосная фауна была представлена исключительно губками рода *Protospongia*, спикулы которых местами образуют малоомощные прослои спонголитов (Попов и др., 1989).

По периферии Балтийского палеобассейна на протяжении большей части тремадока не отмечается резких седиментологических изменений, о чем свидетельствует непрерывное существование на этих площадях черносланцевой седиментации с начала позднего кембрия. Биотические изменения проявились здесь в появлении новых родов оленид (*Parabolinella*, *Boeckaspis* и *Juvaspis*), а также в распространении специфического сообщества лингулат *Broeggeria* (Popov, Holmer, 1994). В тремадоке его ареал помимо Балтийской плиты охватывал часть Гондваны, расположенную в высоких и умеренных широтах, и находившиеся по его периферии микроконтиненты и островные дуги (Авалония, южноказахстанские террейны).

Сравнительный анализ тремадокских отложений Лаврентии представляет некоторые трудности в связи с неопределенностью зональной корреляции по конодонтам. По-видимому, трилобитовая фауна не претерпела глубоких изменений,

сравнимых с происшедшими во время события Лэндж Рэнч и в середине аренига (Ludwigsen, Westorp, 1983; Sloan, 1991).

В развитии пелагических фаун (конодонты) сохранялись тенденции, наметившиеся после события Лэндж Рэнч. В тепловодной области продолжалась радиация эуконодонт, которые также становились доминантными и в холодноводных ассоциациях.

Эвстатическое событие Peltocare, установленное на материалах Балтоскандии (Erdtmann, 1986), идентифицируется также и в разрезах австралийской части Гондваны (Nicoll et al., 1992). Оно не является аналогом события Блэк Маунтин, как это предполагал Эрдтманн, но произошло позднее и приходится на начало зоны *deltifer*. Этот уровень привлекал меньше внимание, чем предыдущие, в связи с чем глобальная картина седиментологических и последовавших за ними биотических изменений недостаточно ясна. На Балтийском кратоне появление цератописиевой фауны трилобитов приходится на трансгрессию после события Peltocare. Во внутренних частях Балтийского палеобассейна над поверхностью перерыва, синхронной этому событию, накопление черных аргиллитов прекращается, что свидетельствует о резком уменьшении первичной биологической продуктивности, а в осадках появляется глауконит.

Событие Ceratopige (Erdtmann, 1986) достоверно прослеживается в разрезах Балтоскандии по эвстатическому минимуму в конце зоны *deltifer* и последовавшей диахронной трансгрессии, начавшейся в конце тремадока (зона *proteus*). Трансгрессия продолжалась в раннем арениге и достигла максимума в зоне *euae*. Седиментологические и биотические изменения на этом рубеже изучены менее детально в сравнении с событиями Лэндж Рэнч или Блэк Маунтин, с которыми связаны широко обсуждаемые уровни границы кембрия и ордовика. Однако этот уровень заслуживает особого внимания, так как с ним совпадает начало мощной ордовикской радиации планктонных и бентосных фаун, а также возникновение новых типов шельфовых сообществ.

В период эвстатического минимума Ceratopige граптолиты чрезвычайно редки в платформенных разрезах. С этим событием совпадает крупное вымирание широко распространенных колоний анизограпид и появление фауны (*Aganograptus*, *Clonograptus*), промежуточной между дендроидной и граптолоидной (Erdtmann, 1986). С началом раннеаренигской трансгрессии возникает новая дихограптовая фауна, которая распространяется на кратоны и вскоре приобретает глобальные ареалы. Глубокие эволюционные изменения граптолоидей выражаются в существенных морфологических

перестройках – утрате битек и редукции количества ветвей. К этому рубежу также приурочены события радиации и дальнейшее увеличение таксономического и морфологического разнообразия конодонтовых ассоциаций.

В конце тремадока–начале аренига в Балтийский палеобассейн проникает новая более разнообразная бентосная фауна. На мелководных биотопах распространяется сообщество лингулат *Thysanotos*, замещающееся к востоку ассоциацией замковых брахиопод *Panderina* и *Ranorthis*. Обе ассоциации имеют криптогенное происхождение. Последующие раннеаренигские события ступенчатой иммиграции привели к распространению новой бентосной фауны высокого разнообразия. Наряду с брахиоподами распространяются также ранее неизвестные мшанки, остракоды и разнообразные группы иглокожих. Отмеченные выше изменения происходили на фоне дальнейшего снижения первичной биологической продуктивности в бассейне, выразившейся в прекращении черносланцевой седиментации на всем протяжении шельфа и постепенном переходе к преимущественно карбонатной седиментации с начала зоны *elegans*. В трилобитовой фауне с раннеаренигской трансгрессией связан максимум разнообразия батиуридных ассоциаций в Лаврентии, распространяющихся также на Аргарский палеоконтинент и в северокайскую часть Гондваны (Cocks, Fortey, 1990), и радиации азафид в Балтийском палеобассейне (Tjernvik, 1956). Отмеченные биотические изменения происходили на фоне резкого снижения биологической продуктивности бассейна, что выразилось в прекращении черносланцевой седиментации на шельфах, появлении глауконитов и начале карбоната накопления.

С началом аренигской трансгрессии усиливаются таксономические различия в составе конодонтовых и граптолитовых фаун в пределах холодноводных и тепловодных ареалов, сохранивших свои очертания. Однако эти различия могли быть связаны с усилением батиметрической дифференциации. Так, граптолиты широко распространяются на шельфы, где возникли эпипланктонные ассоциации, представленные дидимограптовыми биофациями (*Phyllograptus*, *Didymograptus*, *Tetragraptus*), характерными для зон бассейна с достаточным содержанием кислорода (зеленые и серые сланцы, аргиллиты и известняки). Они отличаются низким таксономическим разнообразием, доминированием одного или немногих таксонов и распространением как в высоких, так и в низких широтах. Лишь некоторые таксоны имеют ограниченные ареалы в высоких и умеренных широтах (*Azygograptus*) или относительно космополитное распространение в низких и отчасти умеренных широтах (*Tetragraptus approximatus*). В процессе развития аренигской трансгрессии в

верхнекембрийские глауконитовые сланцы (зоны Peltura) перекрываются тремадокскими отложениями с *Rhabdinopora flabelliforme*, при этом древние подвиды этого рода здесь неизвестны (Fortey, 1984). Синхронные регрессивные события документированы в австралийской части Гондваны и на Сибирской плите. Событие Лэндж Рэнч также хорошо распознается на Восточно-Европейской (умеренные широты) и Северо-Американской (тропические широты) плитах.

Данные по разрезам Балтийского палеобассейна показывают, что эвстатические колебания вблизи события Лэндж Рэнч носили сложный характер. Этому событию предшествовало кратковременное падение уровня моря в Балтийском палеобассейне в начале зоны andresi. Эвстатическая природа этих осцилляций подтверждается сходными данными, полученными по разрезу пограничных отложений кембрия и ордовика в Малом Каратау (Apollonov et al., 1988; рис. 2). Несмотря на изменения состава холодноводных трилобитовых и брахиоподовых фаун существенных перестроек в их структуре не отмечается. В целом они сохранили низкое таксономическое разнообразие, а также доминирующую роль оленид в трилобитовых и оболид в брахиоподовых сообществах. Тем не менее произошли заметные изменения родового и видового состава оболид, вследствие иммиграции новой фауны также низкого разнообразия, хотя сложившаяся структура сообществ сохранилась (Попов и др., 1989).

Наиболее существенно событие Лэндж Рэнч затронуло тепловодные биоты. Так, изменения выразились в вымирании ряда трилобитовых фаун. В Лаврентии (Северо-Американский кратон) это событие отвечает концу пихапсидного биомера, когда исчезают 95% родов трилобитов (Sloan, 1991). Отмечается полное обновление трилобитов на этом же уровне в разрезах Южного Казахстана (Apollonov, 1991).

Рассмотренные выше биотические изменения могут быть частично объяснены проникновением на шельфы вод обедненных кислородом (Erdtmann, 1986). Действительно, первые признаки появления темноцветных карбонатов на Северо-Американском кратоне прослеживаются на уровне зоны proavus (=трилобитовой зоне aropsis; Ludwigsen, 1982, рис. 20). С ними также связано расширение ареалов оленидной биофации; этому времени приблизительно соответствует первый максимум черносланцевой седиментации в Балтийском палеобассейне.

Вслед за событием Лэндж Рэнч в составе тепловодных конодонтовых фаун происходят резкие изменения, а именно, замещение параконодонтов эуконодонтами (Dubinina, 1991).

События Асегосаге и Блэк Маунтин, возможно, следует интерпретировать как осцилляции, наиболее четко выраженные в пределах одного крупного эвстатического ритма. Оба события уверенно распознаются в северокитайской и австралийской частях Гондваны и в Балтии. С трансгрессией, следовавшей за событием Асегосаге, связано появление первых нематофорных граптолоидей (*Staurograptus* и *Rhabdinopora*).

Эти эвстатические события существенно отразились также на характере осадконакопления в разрезах Авалонского микроконтинента.

Трансгрессия после события Блэк Маунтин сопровождалась широким распространением областей черносланцевой седиментации и связанных с ними "диктионемовых" биофаций на кратоны в пределах высоких и умеренных широт (Балтия, североафриканская и североамериканская части Гондваны, Авалония). В Балтийском палеобассейне (разрезы Балтийско-Ладожского глинта) "диктионемовые" биофации (*Rhabdinopora*, *Staurograptus*) распространяются в крайне мелководные обстановки. Об этом свидетельствует нахождение граптолитового детрита в косослоистых песчаниках среди черных сланцев. Такие тафономические особенности являются доказательством значительного повышения верхней границы слоя кислородного минимума. Возможно, в это время обогащенные кислородом поверхностные воды были опреснены, что, с одной стороны, привело к значительному увеличению биологической продукции в бассейне, а с другой – к почти полному вымиранию бентоса. Полностью исчезает ихнофагия *Scolites*, а бентосная фауна была представлена исключительно губками рода *Protospongia*, спикеры которых местами образуют маломощные прослои спонголитов (Попов и др., 1989).

По периферии Балтийского палеобассейна на протяжении большей части тремадока не отмечается резких седиментологических изменений, о чем свидетельствует непрерывное существование на этих площадях черносланцевой седиментации с начала позднего кембрия. Биотические изменения проявились здесь в появлении новых родов оленид (*Parabolinella*, *Voescaspis* и *Juvaspis*), а также в распространении специфического сообщества лингулат *Broeggeria* (Popov, Holmer, 1994). В тремадоке его ареал помимо Балтийской плиты охватывал часть Гондваны, расположенную в высоких и умеренных широтах, и находившиеся по его периферии микроконтиненты и островные дуги (Авалония, южноказахстанские террейны).

Сравнительный анализ тремадокских отложений Лаврентии представляет некоторые трудности в связи с неопределенностью зональной корреляции по конодонтам. По-видимому, трилобитовая фауна не претерпела глубоких изменений,

сравнимых с происшедшими во время события Лэндж Рэнч и в середине аренига (Ludwigsen, Westorp, 1983; Sloan, 1991).

В развитии пелагических фаун (конодонты) сохранялись тенденции, наметившиеся после события Лэндж Рэнч. В тепловодной области продолжалась радиация эуконодентов, которые также становились доминантными и в холодноводных ассоциациях.

Эвстатическое событие Peltoscare, установленное на материалах Балтоскандии (Erdtmann, 1986), идентифицируется также и в разрезах австралийской части Гондваны (Nicoll et al., 1992). Оно не является аналогом события Блэк Маунтин, как это предполагал Эрдтманн, но произошло позднее и приходится на начало зоны *deltifer*. Этот уровень привлекал меньшее внимание, чем предыдущие, в связи с чем глобальная картина седиментологических и последовавших за ними биотических изменений недостаточно ясна. На Балтийском кратоне появление цератопигиевой фауны трилобитов приходится на трансгрессию после события Peltoscare. Во внутренних частях Балтийского палеобассейна над поверхностью перерыва, синхронной этому событию, накопление черных аргиллитов прекращается, что свидетельствует о резком уменьшении первичной биологической продуктивности, а в осадках появляется глауконит.

Событие Ceratopige (Erdtmann, 1986) достоверно прослеживается в разрезах Балтоскандии по эвстатическому минимуму в конце зоны *deltifer* и последовавшей диахронной трансгрессии, начавшейся в конце тремадока (зона *proteus*). Трансгрессия продолжалась в раннем арениге и достигла максимума в зоне *euae*. Седиментологические и биотические изменения на этом рубеже изучены менее детально в сравнении с событиями Лэндж Рэнч или Блэк Маунтин, с которыми связаны широко обсуждаемые уровни границы кембрия и ордовика. Однако этот уровень заслуживает особого внимания, так как с ним совпадает начало мощной ордовикской радиации планктонных и бентосных фаун, а также возникновение новых типов шельфовых сообществ.

В период эвстатического минимума Ceratopige граптолиты чрезвычайно редки в платформенных разрезах. С этим событием совпадает крупное вымирание широко распространенных колоний анизограптит и появление фауны (*Aganograptus*, *Clonograptus*), промежуточной между дендронидной и граптолоидной (Erdtmann, 1986). С началом раннеаренигской трансгрессии возникает новая дихограптовая фауна, которая распространяется на кратоны и вскоре приобретает глобальные ареалы. Глубокие эволюционные изменения граптолоидей выражаются в существенных морфологических

перестройках – утрате битек и редукции количества ветвей. К этому рубежу также приурочены события радиации и дальнейшее увеличение таксономического и морфологического разнообразия конодонтовых ассоциаций.

В конце тремадока–начале аренига в Балтийский палеобассейн проникает новая более разнообразная бентосная фауна. На мелководных биотопах распространяется сообщество лингулат *Thysanotos*, замещающееся к востоку ассоциацией замковых брахиопод *Panderina* и *Ranorthis*. Обе ассоциации имеют криптогенное происхождение. Последующие раннеаренигские события ступенчатой иммиграции привели к распространению новой бентосной фауны высокого разнообразия. Наряду с брахиоподами распространяются также ранее неизвестные мшанки, остракоды и разнообразные группы иглокожих. Отмеченные выше изменения происходили на фоне дальнейшего снижения первичной биологической продуктивности в бассейне, выразившейся в прекращении черносланцевой седиментации на всем протяжении шельфа и постепенном переходе к преимущественно карбонатной седиментации с начала зоны *elegans*. В трилобитовой фауне с раннеаренигской трансгрессией связан максимум разнообразия батиуридных ассоциаций в Лаврентии, распространяющихся также на Аргарский палеоконтинент и в северокайтскую часть Гондваны (Cocks, Fortey, 1990), и радиации азафид в Балтийском палеобассейне (Tjernvik, 1956). Отмеченные биотические изменения происходили на фоне резкого снижения биологической продуктивности бассейна, что выразилось в прекращении черносланцевой седиментации на шельфах, появлении глауконитов и начале карбонатаккумуляции.

С началом аренигской трансгрессии усиливаются таксономические различия в составе конодонтовых и граптолитовых фаун в пределах холодноводных и тепловодных ареалов, сохранивших свои очертания. Однако эти различия могли быть связаны с усилением батиметрической дифференциации. Так, граптолиты широко распространяются на шельфы, где возникли эпипланктонные ассоциации, представленные дидимограптовыми биофациями (*Phyllograptus*, *Didymograptus*, *Tetragraptus*), характерными для зон бассейна с достаточным содержанием кислорода (зеленые и серые сланцы, аргиллиты и известняки). Они отличаются низким таксономическим разнообразием, доминированием одного или немногих таксонов и распространением как в высоких, так и в низких широтах. Лишь некоторые таксоны имеют ограниченные ареалы в высоких и умеренных широтах (*Azyugograptus*) или относительно космополитное распространение в низких и отчасти умеренных широтах (*Tetragraptus approximatus*). В процессе развития аренигской трансгрессии в

глубоководных биотопах по краям континентов формируются специфические и разнообразные по систематическому составу изограптовые биофации (Cocks, Fortey, 1990; Cooper et al., 1991). Они охватывали акватории от тропических до высоких умеренных широт, что могло быть обусловлено относительной стабильностью характеристик океанических водных масс ниже термоклина. Изограптовые ассоциации (*Isograptus*, *Oncoagraptus*, *Cardiograptus*, *Sigmaagraptus* и только в холодноводных областях – *Kiaerograptus* и *Didymograptus protobalticus*) обычно связаны со специфическими черносланцевыми толщами. Глобальное распространение этих граптолитов используется как важнейшей критерий оконтуривания континентальных плит в аренигское время (Fortey, Cocks, 1986).

ДИСКУССИЯ

В публикациях последнего десятилетия высказываются предположения о том, что трансгрессивно-регрессивные циклы на границе кембрия и ордовика могли быть связаны с развитием и деградацией материкового оледенения в южном полушарии (Fortey, 1984; Miller, 1984). Однако прямые доказательства существования ледникового щита отсутствуют, за исключением данных о нахождении гляцио-морских отложений в северной Аргентине и южной Боливии (Erdtmann, 1986).

Тем не менее сложный характер эвстатических колебаний в интервале от события Лэндж Рэнч до события Блэк Маунтин свидетельствует о том, что оледенение вполне вероятно. Трансгрессии после событий Асегосаре и Блэк Маунтин и связанные с ними черносланцевая седиментация на кратонах имеют близкую аналогию с хорошо известной ситуацией на границе ордовика и силура (Global analysis..., 1988) и могут являться свидетельствами наступления межледниковой (пост-Асегосаре) или постледниковой эпохи.

Ситуация, связанная с событием Peltocare и Seratoryge, не укладывается в климатическую модель, описанную выше. Трансгрессии, следовавшие за этими событиями, не сопровождаются черносланцевой седиментацией на шельфах и по окраинам континентов, а после события Seratoryge черносланцевая седиментация по континентальным окраинам также прекращается. Причиной этого могли быть низкая продуктивность фитопланктона, сохранение вертикальной циркуляции, отсутствие резкой стратификации океанических вод и связанных с ними слоев кислородного минимума. Кроме того, можно предполагать, что температура приповерхностных вод в приполярных областях продолжала оставаться низкой (менее 5°C), и они являлись основным источником формирования глубинных океанических вод.

Начавшаяся в арениге радиация фауны могла быть обусловлена снижением давления отбора при относительно низкой первичной биологической продуктивности. В то же время кислородизация шельфовых вод существенно расширила разнообразие биотопов, что привело к экологической экспансии бентосной фауны. В этом процессе большая роль принадлежала иммиграция зрелых сообществ криптогенного происхождения. Темпы нарастания фаунистического разнообразия оценить трудно, однако на примере Балтийского палеобассейна ясно, что эффект процессов радиации в местных филогенетических линиях сказался позднее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложности палеоклиматических реконструкций для позднего кембрия–раннего ордовика определяются следующими обстоятельствами. Как правило, на территориях, которые имели относительно стабильное положение в полярных широтах, лучше всего сохраняются следы последнего оледенения. Следы предшествующих оледенений большей частью уничтожены как постледниковой эрозией, так и в результате последующего расширения ледникового щита. Для ордовика такой областью были североафриканская и южноамериканская части Гондваны, где имеются достоверные доказательства только позднеордовикского оледенения. Для подтверждения более ранних оледенений наиболее перспективны поиски надежно датированных гляцио-морских отложений, подобных тем, что указываются из Аргентины и Боливии.

Опыт изучения кайнозойского оледенения показывает, что важнейшие этапы развития и деградации ледниковых щитов отражаются непосредственно на вертикальной циркуляции и температурном градиенте океанических вод. Все эти изменения лучше всего зафиксированы в кайнозойских океанических осадках, которые послужили основным материалом для палеоклиматических реконструкций. Для ордовика главным источником подобной информации являются осадки шельфов и континентальных окраин. Океанические биогенные осадки представлены исключительно радиоляритами, которые сохранились лишь в аллохтонном залегании в составе океанических комплексов.

Ордовикские радиоляриты распространены достаточно широко. Они известны в Аппалачах, Южной Шотландии, на Урале и в Казахстане, а содержащиеся в них конодонты позволяют проводить их детальное расчленение и корреляцию (Корень и др., 1993). Современные палинспастические реконструкции позволяют, хотя и в очень приближенной степени, определить участки Мирового океана, в которых они образовались. Со-

держащаяся в ордовикских биогенных осадках информация об изменениях биологической продуктивности, степени кислородизации, характере стратификации и относительной величине температурного градиента (наличие или отсутствие термоклина) могут иметь важное значение для палеоклиматических реконструкций в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Корень Т.Н., Лыточкин В.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Биостратиграфический анализ пелагических структурно-вещественных комплексов палеозоя для целей ГСР-50 и 200. Методические рекомендации. Роскомнедра. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 78 с.

Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембрийско-ордовикской фосфоритонесущей оболовой толщи на северо-западе Русской платформы // Тр. МСК СССР. 1989. Т. 18. Л.: Наука, 222 с.

Розанов А.Ю., Соколов Б.С. (ред.). Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Недра, 1984. 184 с.

A Global analysis of the Ordovician-Silurian boundary // Cocks L.R.M., Richards R.B. (eds). Bull. British Museum (Natural History). Geol. Series. 1988. V. 43. P. 394 p.

Apollonov M.K. Cambrian-Ordovician boundary beds in the U.S.S.R. // Advances in Ordovician geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Paper 90-9. P. 33-45.

Apollonov M.K., Chugaeva M.N., Dubinina S.V., Zhemchuzhnikov V.G. Potential stratotype for the Cambrian-Ordovician boundary // Geol. Mag. 1988. V. 125. № 4. P. 451-455.

Cocks L.R.M., Fortey R.A. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Mem. 1990. № 12. P. 97-104.

Cooper R.A., Fortey R.A., Lindholm K. Latitudinal and depth zonation of early Ordovician graptolites // Lethaia. 1991. V. 24. P. 199-218.

Dubinina S.V. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykum sections in Kazakhstan // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Paper 90-9. P. 107-124.

Erdtman B.D. Palaeobiography and environments of planctic dictyonemid graptolites during the earliest Ordovician // The Cambrian-Ordovician boundary sections, fossil distributions and correlations. Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. № 3. P. 9-27.

Erdtman B.D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planctic) graptolite evolution // Lecture Notes in Earth Sciences. 1986. V. 8. Global Bio-Events. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag. P. 139-152.

Erdtman B.D. The earliest Ordovician nematophorid graptolites: taxonomy and correlation // Geol. Mag. 1988. V. 125. № 4. P. 327-348.

Fortey R.A. Global early Ordovician transgressions and regressions and their biological implications // Paleontolog. Contrib. Univ. Oslo. 1984. № 295. P. 37-50.

Fortey R.A., Cocks L.R.M. Marginal faunal belts and their structural implications, with examples from the Lower Palaeozoic // J. Geol. Soc. London. 1986. V. 143. P. 151-160.

Ludwigsen R. The Cambrian-Ordovician boundary in the western District of Mackenzie, Canada // The Cambrian-Ordovician boundary: sections, fossil distributions and correlations. National Museum of Wales. Geological Series. 1982. № 3. P. 141-153.

Ludwigsen R., Westorp R.W. Trilobite biofacies of the Cambrian-Ordovician boundary interval in northern North America // Alcheringa. 1983. V. 7. P. 301-319.

Martinsson A. The Cambrian of Norden // Lower Paleozoic Rocks of the World. 1974. V. 2. Cambrian of the British isles, Norden und Spitzbergen. J. Wiley and Sons. London. P. 185-283.

Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1984. V. 196. P. 43-68.

Miller J.F. Conodonts as biostratigraphic tools for redifinition and correlation of the Cambrian-Ordovician boundary // Geol. Mag. 1988. V. 125. № 4. P. 349-362.

Miller J.F. The Lange Ranch eustatic Event: A regressive-transgressive couplet near the base of the Ordovician System // Global Perspectives on Ordovician Geology. 1992. Balkema, Rotterdam. P. 395-407.

Nicoll R.S., Laurie J.R., Shergold J.H., Nielsen A.T. Preliminary correlation of latest Cambrian to early Ordovician sea level events in Australia and Scandinavia // Global Perspectives on Ordovician Geology. 1992. Balkema, Rotterdam. P. 381-382.

Popov L.E., Holmer L. Cambrian-Ordovician stratigraphy and lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, South Ural Mountains // Fossils and Strata. 1984. V. 35. Oslo. 156 p.

Scotese C.R., McKerrow W.C. Ordovician plate tectonic reconstructions // Advances in Ordovician Geology. Geological Survey of Canada. 1991. Paper 90-9. P. 283-298.

Sengor A.M.C., Natal' in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299-307.

Shergold J. Review of trilobite biofacies distributions at Cambrian-Ordovician boundary // Geol. Mag. 1988. V. 125. № 4. P. 381-414.

Sloan R.E. A chronology of the North American Ordovician trilobite genera // Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada. 1991. Paper 90-9. P. 165-178.

Tjernvik T.E. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1956. V. 36. P. 107-284.

Trench A., Torsvik T.H. The closure of the Japetus Ocean and Tornquist sea: new palaeomagnetic constraints // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. Part 6. P. 867-870.

Whittington H.B., Hughes C.P. Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution // *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. B.* 1974. V. 263. P. 235–278.

Wilde P. Oceanography in the Ordovician // *Advances in Ordovician Geology. Geol. Surv. Canada.* 1991. Paper 90-9. P. 283–298.

Williams A. Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician palaeogeography // *Organisms and continents through time. Special Papers in Paleontology.* 1973. V. 12. P. 241–269.

Рецензенты С.В. Дубинина, А.Ю. Розанов

УДК 56.016.3:551.735/736

ГРАНИЦА КАРБОНА И ПЕРМИ ПО КОНОДОНТАМ

© 1996 г. И. С. Барсков, А. Н. Реймерс

Московский государственный университет

119899 Москва, Университетская пл., 1, Геологический факультет, Россия

Поступила в редакцию 25.10.94 г., получена после доработки 16.01.95 г.

На основе анализа смены комплексов конодонтов из пограничных отложений карбона и перми разрезов Айдарлаш и Усолка установлено, что максимально близкое к аммоноидному стандарту положение границы находится в интервале перехода между видами *Str. alius* ⇒ *barskovi*; *Str. simplex* ⇒ *asselicus*; *Str. elongatus* ⇒ *cristellaris*; *Str. elongatus* ⇒ *minacutus*. Дано переописание двух ключевых видов *Str. barskovi* и *Str. minacutus* sp. nov. = *Str. acuminatus* Gunnell sensu Chernikh. Прослежены филогенетические связи видов рода *Streptognathodus* для этого интервала.

Ключевые слова. Карбон, пермь, конодонты, граница, филогенетические связи, Айдарлаш, Усолка.

ВВЕДЕНИЕ

Первоопределением границы карбона и перми является появление ассельского комплекса аммоноидей, родов *Svetlanoceras*, *Juresanites*, *Protopropaceras*, *Properrinites*, *Prostacheoceras* (Богословская и др., 1991; Давыдов и др., 1991).

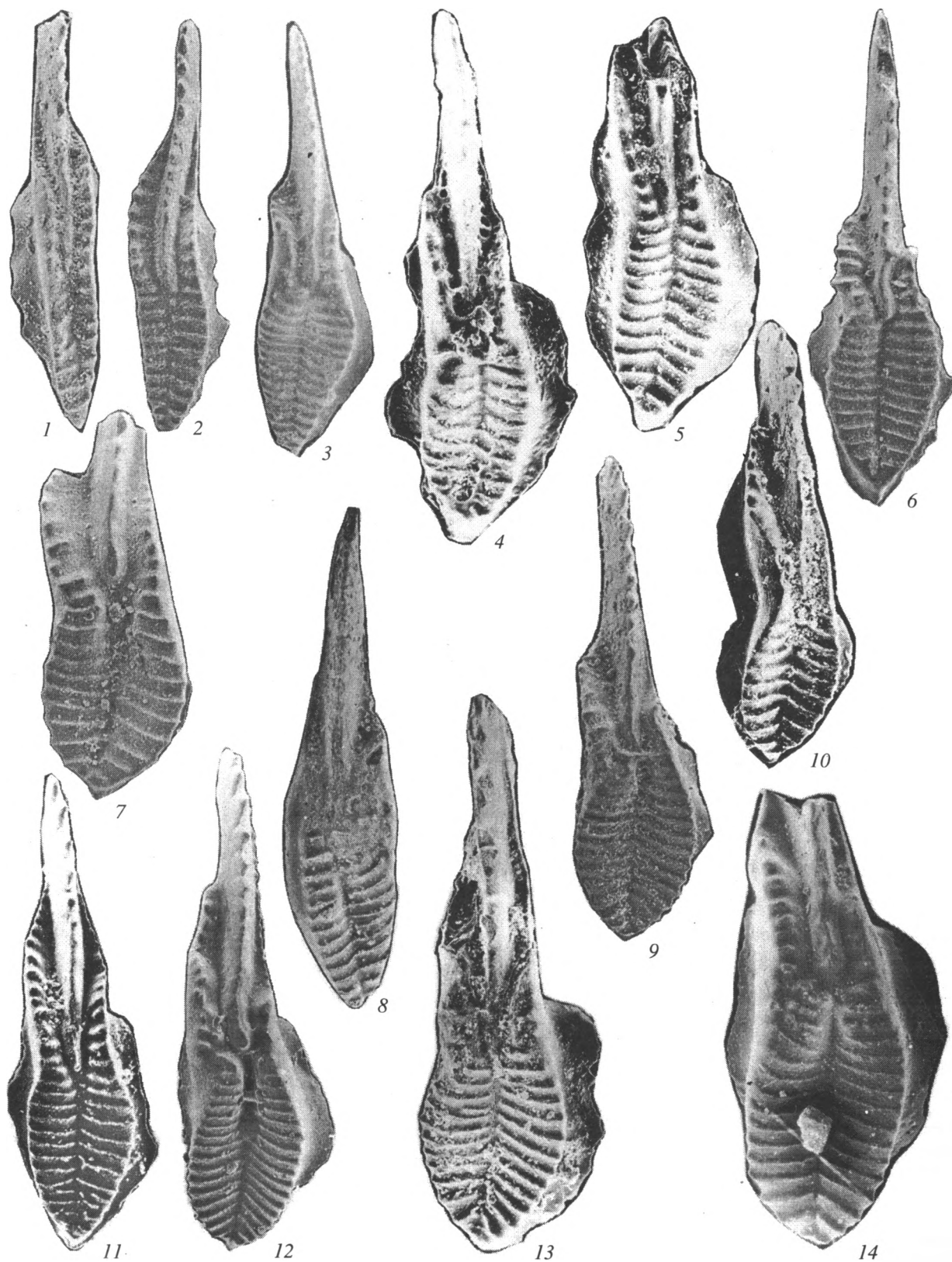
Вне аммоноидных фаций граница традиционно проводилась в основании нижней фузулиновой зоны асселя – *Sphaeroschwagerina vulgaris*–*S. fusiformis* (s.l.). Проведенное в последние годы уточнение зонального расчленения пограничных отложений по фузулинидам и корреляции фузулинидовых зон

с комплексами аммоноидей показало, что ассельский аммоноидный комплекс появляется в верхней части прежней зоны *S. vulgaris*–*S. fusiformis*. Нижняя часть этой зоны была выделена в качестве самостоятельной зоны *Daixina robusta*–*D. bosbytaensis* (Постановление Межведомственного..., 1985). В эти же годы в расчленении верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений возросла роль конодонтов, корреляционный потенциал которых оказался весьма высоким. Было предложено несколько зональных схем пограничных отложений по конодонтам (таблица). Положение

Схемы зонального расчленения по конодонтам пограничных отложений карбона и перми

Мовшович, Коцур, 1979	Барсков, 1984	Исакова, Назаров, 1986	Черных, Решеткова, 1987	Чувашов, 1990	Ахметшина, 1990	Фузулинидовые зоны
<i>G. bisselli</i> <i>S. simplex</i> <i>I. delicatus</i>	<i>N. bisselli</i>	-----	<i>N. bisselli</i> <i>S. postfusus</i>	<i>N. bisselli</i>	<i>N. bisselli</i>	<i>Pseudofusulina moelleri</i>
<i>S. barskovi</i>	<i>S. barskovi</i>	Комплекс с <i>S. barskovi</i>	<i>S. constrictus</i> <i>S. fusus</i>	<i>S. postfusus</i>	<i>S. postfusus</i>	<i>S. sphaerica</i> <i>P. firma</i>
<i>S. elongatus</i> <i>S. wabaunsensis</i>				<i>S. fusus</i> <i>S. constrictus</i>	<i>S. constrictus</i>	<i>S. moelleri</i> <i>P. fecunda</i>
<i>S. simplex</i> <i>S. elongatus</i> <i>S. wabaunsensis</i>	<i>S. wabaunsensis</i>	Комплекс с <i>S. wabaunsensis</i>	<i>S. cristellaris</i>	<i>S. cristellaris</i> <i>S. wabaunsensis</i>	<i>S. cristellaris</i>	<i>S. vulgaris</i> <i>S. fusiformis</i>
			<i>S. wabaunsensis</i>	<i>S. elongatus</i>	<i>S. alius</i> <i>S. wabaunsensis</i>	<i>D. robusta</i> <i>D. bosbytaensis</i>
<i>S. elongatus</i> <i>S. simplex</i> <i>S. ruzhencevi</i> <i>S. elegantulus</i>	<i>S. elongatus</i>	Комплекс <i>S. elegantulus</i> <i>S. elongatus</i>	<i>S. elongatus</i>	<i>S. elongatus</i>	<i>S. elongatus</i>	<i>D. sokensis</i>

Примечание. — граница C/P; — границы зон; --- предполагаемые границы зон.



границы в этих схемах существенно различались, что было связано с различной степенью точности датировок изученных разрезов по отношению к фузулинидовой и аммонойной шкалам и с позицией авторов. Некоторые придерживались мнения о положении границы в основании зоны *S. vulgaris*–*S. fusiformis* (s.l.) (т.е. в основании зоны *D. robusta*–*D. bosbytauensis*), другие – в основании зоны *S. vulgaris*–*S. fusiformis* (s. str.). Выказывались мнения о проведении границы в основании средней зоны асселя (*S. moelleri*–*P. fecunda*), а также в основании сакмарского яруса. Последнее, однако, не было поддержано как не отвечающее приоритету и Межведомственный стратиграфический комитет принял и утвердил определение границы в соответствии с аммонойным стандартом (Постановление Межведомственного..., 1985).

Несмотря на различия зональных схем, основным согласованным результатом исследований конодонтов было получение непротиворечивой последовательности появления ряда видов рода *Streptognathodus*. Степень изученности конодонтов позволяет уточнить распространение ключевых видов в пограничном интервале и поставить вопрос о биостратиграфическом определении границы карбона и перми по конодонтам в соответствии с аммонойным первоопределением.

В статье анализируется смена комплексов конодонтов в опорных разрезах Южного Урала (Айдарлаш и Усолка) по опубликованным данным (Ахметшина и др., 1984; Барсков, 1991; Барсков и др., 1981; Барсков, Реймерс, 1992; Исакова, Назаров, 1986; Решеткова, Черных, 1986; Черных, Решеткова, 1987, 1988; Черных, Чуваших, 1991) и по новым материалам авторов, предлагающие новые таксономические концепции для двух ключевых видов, в понимании которых имеются разногласия, и прослеживаются филогенетические связи видов рода *Streptognathodus*, распространенных в пограничном интервале.

Предлагаемая статья является развитием ранее выполненных предварительных исследований, изложенных и депонированной работе и докладе, прочитанном на Международном конгрессе

се “Пермская система Земного шара” в августе 1991 г. (Давыдов и др., 1991).

ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

Принятие биологического определения границы карбона и перми требует прежде всего согласованного таксономического понимания ключевых видов, распространенных вблизи границы, выявления их филогенетической последовательности.

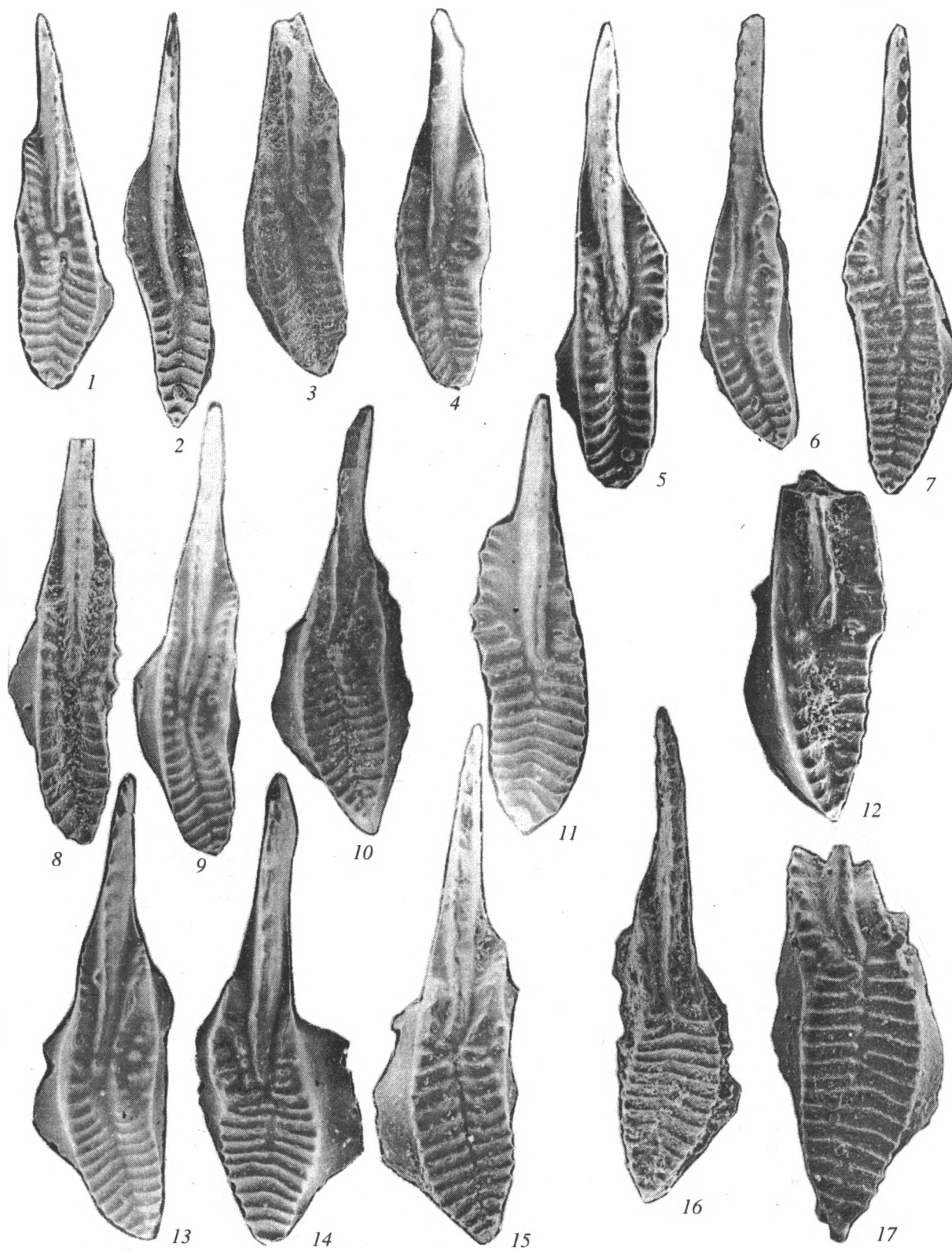
Благодаря проведенным в последние годы коллоквиумам и личным консультациям, среди отечественных специалистов сложилось более или менее однообразное понимание большинства пограничных видов, в особенности тех из них, которые впервые были описаны с территории России и Казахстана (Прикаспийская впадина). Определенные затруднения вызывает идентификация некоторых видов, впервые описанных из Североамериканских разрезов Ф. Гуннелом (Gunnell, 1933), а позже ревизованных С. Эллисоном (Ellison, 1941) и частично – С. Риттером (1991). Как показали консультации по конодонтам пограничного интервала, проведенные в период Международного конгресса по пермской системе в г. Перми, разногласия по поводу таксономических концепций, синонимизации и идентификации ряда видов сохраняются.

Ниже предложены наши соображения о таксономическом понимании двух из них.

1. *Streptognathodus acuminatus* Gunnell, 1933

Вид был описан в 1933 г. с типом, происходящим из местонахождения 3 известняка Америкус Канзаса (Gunnell, 1933). С. Эллисон (Ellison, 1941) синонимизировал этот вид вместе с тремя другими с видом *Streptognathodus wabaunsensis* Gunnell. Черных В.В. (Черных, Решеткова, 1987) при изучении уральских материалов не согласился с синонимизацией С. Эллисона и идентифицировал в своих материалах *Str. acuminatus*, продемонстрировав его достаточно четкие отличия от *Str. wabaunsensis*. Основным диагностическим признаком *Str. acuminatus* Gunnell является разрыв передней ветви внутреннего парапета, тогда как у

Таблица I. Характерные конодонты р. *Streptognathodus* для пограничного интервала карбона и перми. 1 – *Streptognathodus longissimus* Chernikh et Reshetkova: экз. № 262/18 (×100), обр. 15/1, р. Усолка, Ю. Урал, ассельский ярус; 2 – *Streptognathodus constrictus* Chernikh et Reshetkova: 3 – экз. № 262/18 (×100), обр. 119, скв. Бурлинская 23; ассельский ярус; 3–5, 10–14 – *Streptognathodus barskovi* (Kozur): 3 – экз. № 262/66 (×60), обр. 9-21/2, р. Айдарлаш, Ю. Урал, нижняя пермь, ассельский ярус; 4 – экз. № 262/458, обр. 591, р. Табантал, Ю. Урал, нижняя пермь, ассельский ярус; 5 – экз. № 262/461, обр. тот же, 10 – экз. № 262/462, обр. тот же, 11 – экз. № 262/459, обр. тот же, 12 – экз. № 262/71 (×80), обр. 106, скв. Бурлинская 23, нижняя пермь, ассельский ярус; 13 – экз. № 262/467, обр. 591, р. Табантал, Ю. Урал, ассельский ярус; 14 – экз. № 262/72 (×100), обр. 9-21/3, р. Айдарлаш, нижняя пермь, ассельский ярус; 6 – *Streptognathodus postfusus* Chernikh et Reshetkova: экз. № 262/109 (×80), обр. 118, скв. Бурлинская 23, Прикаспийская впадина, нижняя пермь, ассельский ярус; 7, 9 – *Streptognathodus alius* Akmetschina: 7 – экз. № 262/74 (×100), обр. 106, скв. Бурлинская 23, Прикаспийская впадина, нижняя пермь, ассельский ярус; 9 – экз. № 262/69 (×75), обр. 16/2, р. Усолка, нижняя пермь, ассельский ярус; 8 – *Streptognathodus wabaunsensis* Gunnell: экз. № 262/51 (×80), обр. 9-21/2, р. Айдарлаш, Ю. Урал, ассельский ярус.



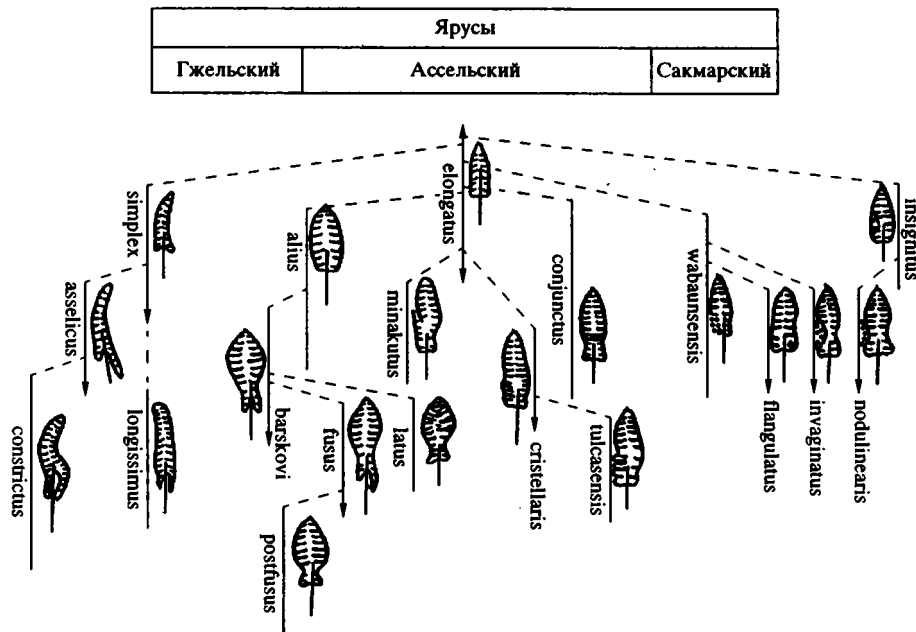


Рис. 1. Филогения раннепермских коноднтов рода *Streptognathodus*.

второго вида на этом месте располагается серия изолированных бугорков, которые образуют дополнительную лопасть, нечетко отделяющуюся от основного тела платформы. Эти различия отчетливо выражены на взрослых экземплярах, тогда как мелкие формы практически невозможно отнести к тому или другому виду.

Как было продемонстрировано С. Риттером на конодонтовом коллоквиуме в г. Перми, голотипы названных видов представлены мелкими молодыми экземплярами. Сформулировать различия между ними так, как это было постулировано В.В. Черныхом, не представляется возможным. Исходя из этого наиболее правильным является, по-видимому, принятие синонимизации *Str. wabaunsensis* Gunnell и *Str. acuminatus* Gunnell, как это и было предложено С. Эллицоном. Во всяком случае, для того чтобы отрицать такую синонимию, необходимо привести данные, которые получить из изучения типового материала невозможно. В этой ситуации тот вид, который в ураль-

ских материалах по предложенной В.В. Черныхом и принятой отечественными исследователями концепции идентифицируется обычно как *Str. acuminatus* Gunnell, должен получить другое таксономическое название. Ниже дается его переописание и предложено для него название: *Str. minacutus* sp. nov.

2. *Streptognathodus barskovi* Kozur, 1976

Достаточно сложная таксономическая ситуация сложилась с пониманием и идентификацией другого раннепермского вида *Str. barskovi*. Описанный впервые (Kozur, Mostler, 1976) из отложений верхней фузулиновой зоны ассельского яруса разреза Табантал, этот вид вскоре был обнаружен и в заведомо более древних отложениях (Ахметшина и др., 1984; Черных, Решеткова, 1987, 1988). При этом концепция вида сложилась не на основе топотипического материала, а на последующих выборках из других местонахождений.

Таблица II. Конодонты р. *Streptognathodus* пограничных отложений карбона и перми. 1, 6, 8, 9 – *Streptognathodus nodulicaris* Chernikh et Reshetkova: 1 – экз. № 262/40 (×80), обр. 9-21/3, р. Айдарлаш, Ю. Урал, ассельский ярус, 6 – экз. № 262/14 (×75), обр. 9-21/3, р. Айдарлаш, Ю. Урал, ассельский ярус, 8 – экз. № 262/17 (×100), обр. 16/2, р. Усолка, Ю. Урал, ассельский ярус, 9 – экз. № 262/15 (×80), обр. 9-21/3, р. Айдарлаш, Ю. Урал, ассельский ярус; 2 – *Streptognathodus constrictus* Chernikh et Reshetkova: экз. № 262/86 (×100), обр. 106, скв. Бурлинская 23, ассельский ярус; 3, 5, 12 – *Streptognathodus minacutus* Barskov et Reimers sp. nov.: 3 – голотип, экз. № 262/28 (×100), обр. 16/1, р. Усолка, Ю. Урал, ассельский ярус, 5 – экз. № 262/29 (×80), обр. 106, скв. Бурлинская-23, Прикаспийская впадина, ассельский ярус, 12 – экз. № 262/80 (×100), обр. 16/1, Ю. Урал, р. Усолка, нижняя пермь, ассельский ярус. 4, 7, 11 – *Streptognathodus cristellaris* Chernikh et Reshetkova: 4 – экз. № 262/91 (×80), обр. 9-21/2, Ю. Урал, р. Айдарлаш, нижняя пермь, ассельский ярус, 7 – экз. № 262/103 (×80), обр. 16/1, р. Усолка, Ю. Урал, нижняя пермь, ассельский ярус, 11 – экз. № 262/104 (×100), обр. и местонахождение то же; 10, 13 – *Streptognathodus invaginatus* Chernikh et Reshetkova: 10 – экз. № 262/7 (×80), обр. 9-21/2, р. Айдарлаш, Ю. Урал, нижняя пермь, ассельский ярус; 13 – экз. № 262/4 (×80), обр. тот же; 14, 15 – *Streptognathodus flangulatus* Gunnell: 14 – экз. № 262/23 (×80), обр. 16/1, р. Усолка, Ю. Урал, ассельский ярус, 15 – экз. № 262/24 (×80), обр. 9-21/2, р. Айдарлаш, Ю. Урал; 16 – *Streptognathodus conjunctus* Barskov et al.: экз. № 262/46 (×100), обр. 51, скв. Кузнецовская 59, ассельский ярус; 17 – *Streptognathodus fusus* Chernikh et Reshetkova: экз. № 262/111 (×100), обр. 114, скв. Бурлинская 23, ассельский ярус.

Практически единственной диагностической чертой вида считалось наличие широкой платформы, значительно более широкой, чем у всех известных к тому времени видов.

Однако, как оказалось, формы с широкой платформой встречаются стратиграфически значительно ниже, чем средняя зона асселя, и даже в заведомо каменноугольных отложениях. Каменноугольные формы с широкой платформой из-за большого стратиграфического разрыва с типовым материалом были выделены в самостоятельный вид *Str. alius* Akhmetshina (Ахметшина, 1990). В других случаях широкоплатформенные формы из отложений более древних, чем средняя зона, определялись как *Str. aff. Str. barskovi* или *Str. cf. Str. barskovi* (Черных, Решеткова, 1987). К сожалению, типовой материал, по сообщению автора вида (письмо от 15.02.1990, устное сообщение 1992 г.), недоступен для переизучения. М.Ф. Богословская (ПИН) любезно предоставила нам образцы тех же самых пород, которые она в 1975 г. передавала для выделения конодонтов Х. Коцуру. Таким образом, в наших руках оказался топотипический материал, в котором обильно представлен *Str. barskovi*. Часть выборки этого вида представлена здесь (табл. I фигуры 4, 5, 10, 11, 13). Наиболее близким, по мнению Х. Коцура, к выделенному им голотипу является экземпляр № 459 из нашей выборки (табл. I, фиг. 11). Все остальные изображенные здесь под этим видовым названием экземпляры, по мнению Коцура и нашему, также принадлежат к этому виду. Основываясь на этом, а также на материалах из других местонахождений, мы должны несколько изменить первоначальную диагностику вида.

Наиболее характерными диагностическими признаками вида является сочетание широкой платформы с длинными передними ветвями парапета, составляющими более половины длины платформы. Этим *Str. barskovi* отличается от *Str. alius*, обладающего короткими ветвями парапета.

К филогении рода Streptognathodus Stauffer et Plummer, 1932

Основные тенденции морфологических преобразований среди конодонтов рода *Streptognathodus* в пограничном интервале карбона и перми рассматривались в последние годы в работах В.В. Черных (1987, 1988).

Исходным видом раннепермской радиации рода является возникший в позднегжельское время *Str. elongatus* Gunnell, 1933, вид с простой морфологией платформенного элемента: с коротким осевым гребнем и асимметричной срединной бороздой. По существующим представлениям, *Str. elongatus* происходит от *Str. elegantulus* Stauffer et Plummer, 1932 с симметричными парапетами

платформы и осевым гребнем в виде бугорков, проходящих до заднего края платформы. Основным морфологическим преобразованием, приведшим к образованию *Str. elongatus*, было слияние ребер наружного парапета с бугорками осевого гребня, что привело к образованию асимметричной борозды и укорочению осевого гребня. Узко- и широкоплатформенные варианты *Str. elongatus* обособились в конце гжельского времени в два самостоятельных вида *Str. simplex* Gunnell, 1933 и *Str. alius* Akhmetshina, 1990 соответственно. На протяжении асселя эти два вида эволюционировали сходно, постепенно реализуя морфологическую тенденцию, ранее не встречавшуюся в эволюции рода *Streptognathodus*; передние концы парапета удлинялись параллельно свободному листу с образованием длинных трогов и отворотов — т. н. “воротников”.

Основным направлением в эволюции собственно *Str. elongatus* было усложнение морфологии верхней поверхности платформы за счет образования дополнительных лопасти. Этот морфологический тренд неоднократно проявлялся в предшествующей эволюции рода *Streptognathodus*. Возникновение лопасти происходило различными путями. Практически все эти способы были заново реализованы за короткий промежуток времени в конце карбона и начале перми на базе исходной морфологии *Str. elongatus* (рис. 1).

Филогенетическое развитие группы “широкоплатформенных” видов: *elongatus*—*alius*—*barskovi*—*fusus*—*postfusus*.

Str. alius Akhmetshina, 1990 (табл. I, фигуры 7, 9) происходит в конце гжельского времени от широкоплатформенного варианта *Str. elongatus* и обладает расширенной платформой с короткими ветвями парапета. Описанный первоначально из средней фузулиновой зоны асселя *Streptognathodus barskovi* (Kozur, 1976; Kozur, Mostler, 1976) характеризуется столь же широкой платформой, как и *Str. alius*. Основным отличием этих двух видов является удлинение передних ветвей парапета у *Str. barskovi* (табл. I, фигуры 3–5, 10–14), которые протягиваются параллельно свободному листу более чем на половину длины платформы. Дальнейшее удлинение передних ветвей с образованием широких отворотов в месте соединения с основной платформой характеризует *Str. fusus* Chernikh et Reshetkova, 1987 (табл. II, фиг. 17). Ширина отворотов у этого вида достигает ширины платформы, так что в очертаниях платформы заметен пережим. В качестве последнего члена этой филогенетической линии может читаться *Str. postfusus* Chernikh et Reshetkova, 1988 (табл. I, фиг. 6), у которого наблюдается редукция передних ветвей параметров, утрачивающих правильную ребристость. Их скульптура представлена неправильными утолщенными бугорками и ребрами. В качестве боковой ветви в этой линии развития может рассматриваться *Str. latus*,

отходящий от *Str. barskovi* на относительно ранней стадии удлинения передних концов парапета и характеризующийся уплощением верхней поверхности платформы, нарушением ребристости на заднем конце платформы с образованием дихотомизирующих тонких ребер.

Филогенетическое развитие группы "узкоплатформенных" видов *simplex-asselicus-constrictus-longissimus*.

Str. simplex Gunnell, 1933, появившийся в верхней части гжельского яруса как узкоплатформенный вариант *Str. elongatus*, окончательно обособился в раннем асселе. Он характеризуется короткими крутопадающими передними ветвями парапетов. В начале перми от него происходит *Str. asselicus* Isakova, 1986, у которого проявляется та же тенденция к удлинению передних частей парапетов, длина которых иногда может превышать длину остальной части платформы. На внутренней стороне платформы могут присутствовать 1–2 бугорка. В верхней части фузулиновой зоны *S. vulgaris-S. fusiformis* появляется *Str. constrictus* Chernikh et Reshetkova, 1986 (табл. I, фиг. 2; табл. II, фиг. 2), который в вышележащих отложениях становится массовым. Он характеризуется наличием еще более узкой *s*-образно изогнутой платформы с широкими отворотами, образованными передними длинными ветвями парапетов. В этом же временном интервале появляется *Str. longissimus* Chernikh et Reshetkova, 1988 (табл. I, фиг. 1) с гипертрофированно вытянутой платформой и длинными ветвями парапетов.

Филогенетическое развитие группы видов с дополнительными лопастями: *wabaunsensis-invaginatus-flangulatus*; *insignitus-nodularis*; *minacutus, cristellaris, tulkasensis*.

Основным признаком этой группы видов является наличие дополнительных бугорковых лопастей в различных частях платформ при сохранении общей морфологии, свойственной *Str. elongatus*. В самых верхах гжельского яруса появляется *Str. wabaunsensis* Gunnell, 1933 (табл. I, фиг. 8) с резко обособленной лопастью в передней части внутреннего парапета. Лопасть состоит из бесспорядочно расположенных бугорков, которые иногда сливаются друг с другом. Четкое обособление бугорчатой внутренней лопасти за счет изгиба внутренней стороны платформы характерно для *Str. invaginatus* Chernikh et Reshetkova, 1986 (табл. II, фиг. 10, 13). Появление второй дополнительной лопасти на внутренней стороне платформы характеризует *Str. flangulatus* (табл. II, фиг. 14, 15).

Независимое появление боковой лопасти, расположенной в средней части платформы и состоящей из продольно расположенных бугорков, характеризует *Str. insignitus* Akhmetshina, 1990, появившийся в верхах гжельского яруса и *Str. pod-*

ulinearis Chernikh et Reshetkova, 1986 (табл. II, фиг. 1, 6, 8, 9).

В нижней части ассельского яруса появляются два вида, обладающие весьма характерной морфологией – *Str. minacutus* Barskov et Reimers sp. nov. (табл. II, фиг. 3, 5, 13) и *Str. cristellaris* Chernikh et Reshetkova, 1988 (табл. II, фигуры 4, 7, 11). Происхождение их не совсем ясно, но вероятнее всего они также происходят от *Str. elongatus*. В.В. Черных (1987), основываясь на материалах из перми Южного Урала и рисованных изображениях Ф. Гуннела, диагностировал *Str. acuminatus*, как форму имеющую четко отделяющийся от основной части платформы внутренний парапет, который протягивается вперед, параллельно свободному листу.

Как показано выше, мы не имеем достаточных оснований для того, чтобы считать уральские формы *Str. acuminatus* Gunnell sensu Chernikh принадлежащими к *Str. acuminatus* sensu Gunnell. Вместе с тем, они, несомненно, представляют собой вид, четко отделяющийся от *Str. wabaunsensis*, с которым синонимизирован *Str. acuminatus* sensu Gunnell в работах С. Эллисона (Ellison, 1941). В дальнейшем изложении уральский вид *Str. acuminatus* Gunnell sensu Chernikh упоминается как *Str. minacutus* sp. nov.

Str. cristellaris Chernikh et Reshetkova, 1988 обладает весьма характерной морфологией: внутренняя передняя ветвь парапета у этой формы несет скульптуру в виде коротких поперечных ребер, а не бугорков или зубчиков, как у всех остальных видов. Не совсем ясно, как образуются эти ребра, за счет ли соединения бугорков разорванного парапета, свойственного *Str. minacutus* с образующимися в желобе дополнительными бугорками, или за счет простого расширения бугорков "нормального" парапета, характерного для *Str. elongatus*.

Известный из несколько более молодых отложений, но все еще в пределах зоны *vulgaris-fusiformis*, *Str. tulkasensis* Chernikh et Reshetkova, 1988 обладает уже не ребрами, а грубыми складками в передней части внутреннего парапета и более массивной платформой. Не исключено, что это не самостоятельный вид, а геронтическая стадия *Str. cristellaris*.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КОНОДОНТОВ В ОСНОВНЫХ РАЗРЕЗАХ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Данные о распространении конодонтов в разрезе Айдарлаш получены при совместном изучении коллекций Л.З. Ахметшиной, Т.Н. Исаковой, Р.И. Козицкой с участием В.В. Черных и авторов статьи в 1988 г. и на новых материалах. Нумерация слоев разреза дана по работам В.И. Давыдова и др. (Давыдов и др., 1991). Данные по крити-

ческому интервалу разреза показаны на рис. 2. Имеющиеся материалы позволяют сделать ряд выводов, которые меняют ранее принятые представления.

1. Установлено, что *Str. wabaunsensis* (табл. I, фиг. 8), по появлению которого ряд авторов предлагал проводить границу карбона и перми (Исакова, Назаров, 1986; Черных, Решеткова, 1987), присутствует в заведомо каменноугольных отложениях: в фузулинидовой зоне *Daixina sokensis*, в интервале с каменноугольным комплексом аммонойд (со слоя 17).

2. Появление не известных в заведомо каменноугольных отложениях видов отмечено с верхней части слоя 19. Эти виды: *Str. nodulinaris*, *Str. asselicus*, *Str. flangulatus*, *Str. minacutus* (= *Str. acuminatus sensu Chernikh*). На 12 м ниже, в нижней части слоя 19, присутствует каменноугольный комплекс аммонойд; примерно в 10 м выше первых находок этого комплекса конодонтов (слой 20) появляются заведомо пермские аммонойды (Давыдов, Барсков и др., 1991). Вместе с указанными выше видами конодонтов появляются первые сферошвагерины (Давыдов, 1991).

3. Первое появление *Str. cristellaris* – вида-индекса зоны, по основанию которой предлагалось проводить границу между системами (Ахметшина, 1990), отмечено в верхней части слоя 20, примерно на 10–12 м выше присутствия пермских аммонойд и на 20–22 м выше появления перечисленных выше видов конодонтов.

4. Также еще в пределах зоны *S. vulgaris*–*S. fusiformis* (слой 22) появляются *Str. constrictus* и *Str. barskovi*. И первый, и второй предлагались в качестве видов-индексов зон, основание которых совмещалось с основанием фузулинидовой зоны *S. moelleri*–*P. fecunda*.

Та же последовательность появления видов конодонтов прослеживается в разрезе на р. Усолка, который представлен не флишодными, как в Айдарлаше, а маломощными бассейновыми фациями. Разрез описан в работе (Чувашов, Дюпина и др., 1991). Эти данные дополнены материалами, полученными из образцов с аммонидеями (сборы А.А. Школина, 1990, 1991 гг.). Распространение конодонтов и номера слоев в пограничном интервале даны по работе В.В. Черных и Н.П. Решетковой (1988).

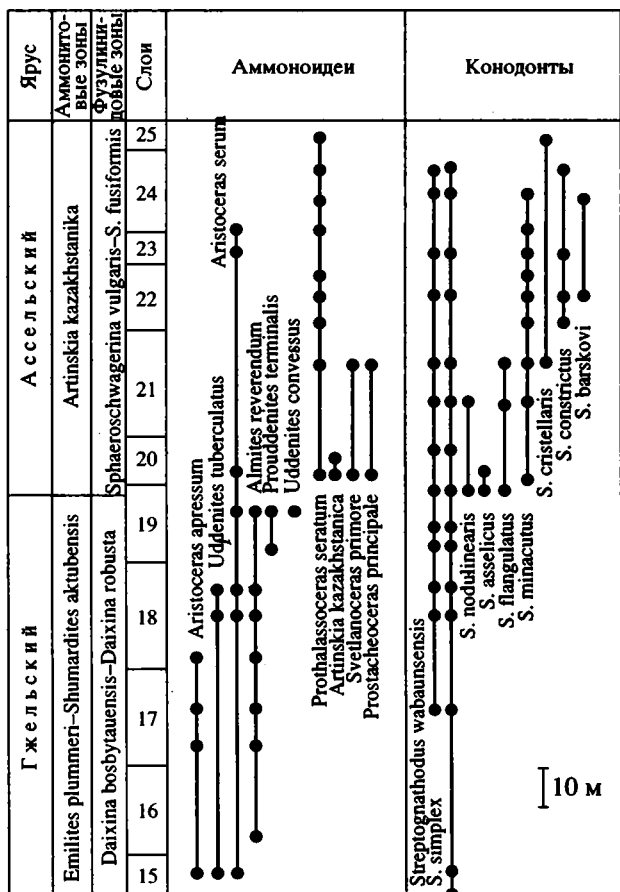


Рис. 2. Распространение аммонойд и конодонтов в разрезе Айдарлаш (по Давыдову и др., 1990, с сокр.).

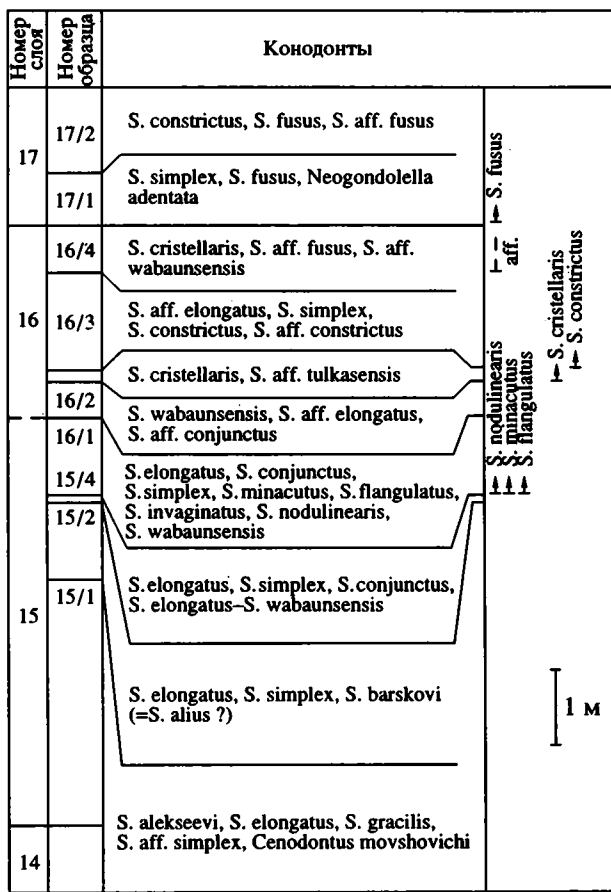


Рис. 3. Распространение конодонтов в разрезе р. Усолка.

Как можно видеть (рис. 3), последовательность появления упомянутых выше ключевых видов та же самая, что и в разрезе Айдарлаш. С уровня образца 15/4 на фоне проходящих снизу *Str. wabaunsensis*, *Str. elongatus* появляются *Str. minacutus* (*Str. acuminatus sensu Chernikh*), *Str. nodulinear*, *Str. flangulatus*, к которым добавляется *Str. invaginat*. На уровне образцов 16/2 и 16/3, на 1.5–2 м выше, присутствуют *Str. cristellaris* и *Str. constrictus*, что соответствует уровню слоя 22 разреза Айдарлаш. Данные по другим разрезам Урала (Барсков, Исакова и др., 1981; Исакова, Назаров, 1986) и по скважинам Прикаспийской впадины (Ахметшина, 1990; Ахметшина и др., 1984) подтверждают или по крайней мере не противоречат выявленной последовательности появления видов в критическом интервале границы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, можно считать твердо установленным, что более всего уровню границы карбона и перми, определяемому по аммоноидному стандарту, отвечает первое появление комплекса видов конодонтов в составе: *Str. asselicus*, *S. minacutus*, *Str. flangulatus*, *Str. invaginat*, *Str. nodulinear*. Это позволяет в настоящее время определить место границы карбона и перми в последовательности конодонтов и с достаточной для корреляционных целей точностью устанавливать ее в конкретных разрезах далеко разобщенных территорий. В предлагаемом американском стандарте граница карбона и перми проводится по известняку Нева (Гринвуд, Канзас) (Риттер, 1991). С. Риттером он коррелируется с “объединенными зонами *Str. wabaunsensis* и *Str. cristellaris* в Советском Союзе”. По-видимому, автор имеет в виду зоны, предложенные В.В. Черныхом (Решеткова, Черных, 1986). Но как свидетельствует материал по Айдарлашу, ни основание первой, ни основание второй не маркируют аммоноидный уровень границы. Присутствие в известняке Нева *Str. barskovi* высокого эволюционного уровня (Риттер, 1991) и присутствие в нижележащем известняке Фоллс Сити – *Str. flangulatus* могут свидетельствовать о том, что при сопоставлении с Айдарлашем граница располагается ниже известняка Нева в пределах известняков Фоллс Сити и Рэд Игл. В канадской Арктике, в формации Нансен, на уровне, коррелируемом с основанием зоны *S. vulgaris-fusiformis*, встречается (Хендерсон, 1991) *Str. nodulinear* – вид, который в Уральских разрезах маркирует начало перми.

Однако этого само по себе недостаточно для формального биостратиграфического определения границы по конодонтам. Необходимо дать биологическое определение границы с указанием вида-предка и вида-потомка в конкретной филогенетической линии и на основании этих данных

утвердить статус намеченных в пределах пограничного интервала подразделений в виде формальных биостратиграфических зон.

Как можно видеть, ни одна из ранее предложенных зональных схем не удовлетворяет указанным требованиям (таблица).

Не могут быть удовлетворительными те схемы, в которых в качестве маркера границы указывается *Str. wabaunsensis* (Исакова, Назаров, 1986; Черных, Решеткова, 1987). Наиболее раннее появление этого вида установлено в отложениях с заведомо каменноугольным комплексом аммоноидей в пределах фузулинидовой зоны *so-kensis*. Сразу же должны быть отклонены те зональные схемы, обоснование границ которых не определено первым появлением индекс-видов, а характеризует лишь совместную встречаемость видов, распространенных и выше, и ниже этой границы (Чувазов, 1990). Наиболее близко к уровню границы по аммоноидному стандарту соответствует зона *Str. cristellaris* в схеме В.В. Черныха 1987 г. Однако она была выделена в фациях, где не встречаются фузулиниды, и уровень ее основания не контролировался аммоноидеями. В разрезе Айдарлаш появление этого вида отмечено существенно выше основания границы по аммоноидеям.

Таким образом, присутствие *Str. cristellaris*, так же как и *Str. barskovi*, встречающихся примерно на одном уровне, с определенностью указывает на пермский возраст отложений, но не может точно определить положение границы.

Как указывалось выше, на уровне, практически совпадающем с появлением пермского комплекса аммоноидей, присутствует несколько видов конодонтов, которые не отмечались в нижележащих заведомо каменноугольных отложениях: *Str. minacutus*, *Str. flangulatus*, *Str. nodulinear*, *Str. asselicus*, но ни один из этих видов не использовался в качестве индекса формальной конодонтовой зоны. В принципе, имеющийся материал позволяет выбрать любой из этих видов для выделения зоны, основание которой максимально соответствует аммоноидному определению границы. Однако в настоящее время предложение еще одной зональной шкалы не является насущно необходимым по следующим причинам:

1) Несмотря на частично проведенную здесь таксономическую ревизию, таксономический и, возможно, номенклатурный статус ряда видов не является устоявшимся.

2) Несмотря на выясненные филогенетические связи между видами, отсутствует их подтверждение в материалах из последовательных и протяженных конкретных разрезов, где можно было бы проследить трансформацию видов в последовательных временных выборках.

3) Остается в значительной степени не ясной экологическая приуроченность видов, хотя очевидно, что различные группы видов, например “узкоплатформенные” и “широкоплатформенные”, обитали в несколько различных обстановках.

Именно эти недостаточно выясненные вопросы составляют задачу предстоящих исследований. Наиболее подходящими вариантами филогенетических линий, в ряду которых могут быть установлены переходы между видами, обосновывающие формальное определение границы, являются переходы: *Str. alius* $\Rightarrow$ *Str. barskovi*, *Str. elongatus* $\Rightarrow$ *Str. cristellaris*, *Str. elongatus* $\Rightarrow$ *Str. minacutus*.

По-видимому, наиболее приемлемыми являются первые две из упомянутых линий. Судя по имеющимся материалам, *Str. barskovi* и *Str. cristellaris* достоверно известны несколько выше уровня аммоидного определения границы, и после детального таксономического исследования переходных форм из непрерывных монофациальных разрезов уровень их первого появления может быть приближен к аммоидной границе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вблизи границы карбона и перми в эволюции конодонтов рода *Streptognathodus* при переходе от заведомо каменноугольных к заведомо пермским видам проявляются две филогенетические тенденции, связанные с модификациями передних ветвей парапета платформы: удлинение передних ветвей (*Str. alius*–*barskovi*–*fusus*, *simplex*–*assellicus*–*constrictus*) и изменениями в строении внутреннего парапета (*Str. elongatus*–*minacutus*, *Str. cristellaris*).

2. Максимально близкое к аммоидному стандарту положение границы карбона и перми находится в интервале перехода между первыми и вторыми членами упомянутых филогенетических ветвей.

3. Существующие схемы зонального расчленения пограничного интервала по конодонтам неудовлетворительны для формального определения границы карбона и перми.

4. Филогенетическое обоснование границы и ее формальное определение требуют детального изучения материалов из протяженных конкретных разрезов пограничных отложений и новой таксономической ревизии ключевых видов.

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Streptognathodus minacutus Barskov
et Reimers sp. nov

Табл. II, Фиг. 3, 5, 12

Streptognathodus acuminatus: Черных, Решеткова, 1987, с. 34, табл. 7, фиг. 5; Ахметшина, 1990,

табл. 1, фиг. 5, 8; Барсков, Реймерс, 1992, табл. 1, фиг. 4.

Голотип-МГУ № 262/286, обр. 16./1, р. Усолка, Южный Урал, нижняя пермь, ассельский ярус, табл. II, фиг. 3.

Описание. Платформенный элемент скафатный, ланцетовидный, с узкой платформой и слабо выступающими боковыми частями платформы за пределы орнаментированного парапета. Осева часть платформы плоская при виде сбоку. Орнаментирована поперечными ребрами, разделенными срединным желобом. Желоб делит платформу на два боковых парапета – наружный и внутренний. Наружный парапет уже внутреннего, единый. Внутренний разделен у переднего конца платформы желобом, начинающимся у заднего конца осевого гребня и открывающимся наружу внутренней стороны платформы. Передние ветви парапета длинные, простираются вдоль боковых сторон свободного листа до половины его длины. Передняя ветвь внутреннего парапета образует широкий отворот и несет короткие поперечные ребра. Осевой гребень короткий, гладкий; иногда состоит из мелких бугорков. Свободный лист прямой, средней длины, образован рядом слившихся в своем основании зубчиков. Зубчики сжаты с боков. Первые три у переднего конца конодонта треугольные по форме при виде сбоку. Асимметричная базальная полость занимает всю нижнюю поверхность платформы. Боковые края базального расширения немного выступают за края орнаментированной части платформы больше с наружной стороны. Под свободным листом базальная полость прослеживается в виде базальной щели.

Сравнение. От всех представителей р. *Streptognathodus* *S. minacutus* отличается характерным разрывом парапета на внутренней стороне платформы.

Распространение. Ассельский ярус нижней перми Урала, Прикаспия.

Материал. Более 30 экз. из разрезов Усолки, Айдарлаша Южного Урала и скважины Прикаспийской впадины.

Streptognathodus barskovi (Kozur, 1976)

Табл. I, Фиг. 3–5, 10–14

Gnathodus barskovi: Kozur, 1976, Taf. 3, fig. 2, 4, 6; fig. 6-holotypus; Kozur, 1978, Taf. 2, figs. 11–14; Мовшович, Коцур и др., 1979, табл. 1, фиг. 7, табл. 4, фиг. 8.

Streptognathodus barskovi: Барсков, Исакова, Счастливцева, 1981, с. 84, табл. 2, фиг. 14; Чувашов и др., 1983, табл. 31, фиг. 12–14; Исакова, Назаров, 1986, табл. 32, фиг. 12, 13; Черных, Решеткова, 1987, табл. 7, фиг. 1, 10, 11; Ахметшина, 1990, табл. 1, фиг. 17; Барсков, Реймерс, 1992, табл. 1, фиг. 7.

Голотип – Средний Урал, р. Табантал, средняя фузулинидовая зона ассельского яруса.

Топотипы – каф. палеонтологии МГУ, экз. № 262/458–469, Средний Урал, р. Табантал, обр. 591, нижняя пермь, ассельский ярус, табл. I, фиг. 4, 5, 10, 11, 13.

Описание. Платформенный элемент скафатный с широкой базальной полостью, массивной платформой. Базальное расширение платформы выступает за пределы орнаментированной части платформы. Задний конец платформы овальный или немного заострен. Поверхность платформы лопатообразная, несет поперечные ребра, разделенные в средней части желобом. У различных форм желоб либо глубокий и четко разделяет ребра, либо в виде неглубокой осевой борозды. В таком случае часть ребер может сливаться. В передней части присутствует короткий, гладкий осевой гребень, который отделен от передних ветвей парапета глубокими желобами. Передние ветви парапетов длинные и протягиваются (особенно наружный) до 2/3-й длины свободного листа. У осевого гребня скульптура на боковых ветвях представлена короткими поперечными ребрами или расширенными бугорками. Свободный лист средней длины на большем протяжении охвачен передними ветвями парапетов и состоит из сжатых, слившихся в основании зубчиков. Высота дискретной части зубчиков растет в переднем направлении. Самый передний зубец короткий. Нижняя поверхность несет базальную полость, занимающую всю платформу и базальное расширение. Под свободным листом базальная полость продолжается в виде базальной щели.

Сравнение. От *Str. alius Akhmetshina* отличается длинными передними ветвями параметров. От *Str. fusus Chernikh* и *Reshetkova* отличается широкоокруглыми, а не заостренными очертаниями задней части, отсутствием широких отворотов передних частей парапета платформы.

Распространение. Ассельский ярус Среднего и Южного Урала и Прикаспийской впадины.

Материал. Более 35 экз. хорошей сохранности из разрезов Табантал, Усолка, Айдарлаш, скв. Прикаспийской впадины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ахметшина Л.З. Конодонты пограничных отложений карбона и перми восточной окраины Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 80–88.

Ахметшина Л.З., Барсков И.С., Исакова Т.Н. Конодонты гжельского, ассельского, сакмарского ярусов (Русская платформа, Южный Урал, Прикаспийская впадина) // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 51–54.

Баарс Д.Л., Мэнлс К.Г., Риттер С.М. и др. Переопределение пенсильвано-пермской границы в Канзасе, Мидконтинент, США // Тез. докл. Межд. конгр. “Пермская система Земного шара”. Пермь, 1991. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 16–17.

Барсков И.С. Зональная шкала верхнего карбона и ассельского яруса перми по конодонтам и задачи ее совершенствования // Верхний карбон СССР. М.: Наука, 1984. С. 102–107.

Барсков И.С. Распространение конодентов на границе карбона и перми // Основные события исторического развития цефалопод. ПИН АН СССР. Деп. ВИНТИ. 1991. № 1916–В91. С. 74–83.

Барсков И.С., Халымбаджа В.Г., Косенко З.А. и др. Терминология и план описания платформенных конодентов // Палеонтол. журнал. 1975. № 3. С. 121–126.

Барсков И.С., Исакова Т.Н., Счастливец Н.П. Конодонты пограничных слоев гжельского и ассельского ярусов (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 78–87.

Барсков И.С., Реймерс А.Н. Основные черты исторического развития конодентов в раннепермское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1992. № 2. С. 44–53.

Богословская М.Ф., Леонова Т.Б., Школин А.А. Аммоноидеи из разреза Айдарлаш и граница карбон/пермь // Основные события исторического развития цефалопод. ПИН АН СССР. Деп. ВИНТИ. 1991. № 1916–В91. С. 42–73.

Давыдов В.И., Попов А.В., Богословская М.Ф. и др. Разрез “Айдарлаш” // Путеводитель геологических экскурсий. Межд. конгр. “Пермская система Земного шара”. Ч. II. Вып. 2. Разрезы пермской системы бассейна р. Урал: Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 54–84.

Давыдов В.И., Барсков И.С., Богословская М.Ф. и др. Граница карбона и перми в СССР и ее корреляция // Тез. докл. Межд. конгр. “Пермская система Земного шара”. Пермь, 1991. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 33.

Исакова Т.Н., Назаров Б.Б. Стратиграфия и микрофауна позднего карбона–ранней перми Южного Урала. М.: Наука, 1986. 184 с.

Международный конгресс “Пермская система Земного шара”: Путеводитель геологических экскурсий. Ч. II. Вып. I. Разрезы пермской системы бассейна р. Белой (Западный склон Южного Урала): Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 107 с.

Международный конгресс “Пермская система Земного шара”. Путеводитель геологических экскурсий. Ч. II. Вып. 2. Разрезы пермской системы бассейна р. Урал. (Западный склон Южного Урала): Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 94 с.

Мовшович Е.В., Коцур Х., Павлов А.М. и др. Комплексы конодентов нижней перми Приуралья и проблемы корреляции нижнепермских отложений // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение: Сб. статей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 94–131.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 22. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 86 с.

Решеткова Н.П., Черных В.В. Новые виды ассельских конодонтов Западного склона Урала // Палеонтол. журнал. 1986. № 4. С. 108–113.

Риттер С.М. Стратиграфическое распространение позднекаменноугольных–раннепермских (гжельско-ассельских) конодонтов в разрезах мидконтинента США и предварительная корреляция с конодонтовой последовательностью в России // Тез. докл. Межд. конгр. “Пермская система земного шара”. Пермь, 1991. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 72.

Черных В.В., Решеткова Н.П. Биостратиграфия и конодонты пермских отложений карбона и перми зап. склона Южного и Ср. Урала. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 45 с.

Черных В.В., Решеткова Н.П. Зональное расчленение пограничных отложений карбона и перми западного склона Урала по конодонтам // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала: Сб. науч. трудов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 62–78.

Черных В.В., Чувашов Б.И. Зональное расчленение нижней перми по конодонтам // Тез. докл. Межд. конгр. “Пермская система земного шара.” Пермь, 1991. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 86.

Чувашов Б.И. Пермская система Урала, нижний отдел, пограничные отложения нижней–верхней перми // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 30–62.

Чувашов Б.И., Мизенс Г.А., Дюпина Г.В. и др. Опорный разрез верхнего карбона и нижней перми центральной части Бельской впадины. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 55 с.

Чувашов Б.И., Левен Э.Я., Давыдов В.И. и др. Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии. М.: Наука, 1986. 152 с.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Разрез “Красноусольский” // Международный конгресс “Пермская система Земного шара”: Путеводитель экскурсий. Ч. II. Разрезы пермской системы бассейна р. Белой (Зап. склон Ю. Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 5–47.

Хендерсон И. Распознавание каменноугольно-пермской границы в западной и арктической Канаде // Тез. докл. Межд. конгр. “Пермская система земного шара”. Пермь. 1991. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 136.

Ellison S.P. Revision of the Pennsylvanian conodonts // J. Paleontol. 1941. V. 15. № 2. P. 107–143.

Gunnell F. Conodonts and fish remains from the Cherokee, Kansas City, and Wabaunsee Groups of Missouri and Kansas // J. Palaeontol. 1933. V. 7. № 3. P. 262–298.

Kozur H. Bertrage zur Stratigraphie des Perms // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck. 1975. Bd. 5. S. 1–44.

Kozur H. Beitrage zur Stratigraphie des Perms. T. 1 // Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. Freiburger. Forsh. 1977. V. C-319. S. 79–121.

Kozur H. Beitrage zur Stratigraphie des Perms. T. 2 // Die Conodontenchronologie des Perms. Leipzig. 1978. V. C-334. S. 85–161.

Kozur H., Mostler H. Neue Conodonten aus dem Jungpaleozoikum und der Trias. // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck. 1976. Bd. 6. № 3. S. 1–33.

Рецензенты Э.Я. Левен, В.А. Аристов

УДК 551.736(470.117)

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НОВОЙ ЗЕМЛИ

© 1996 г. Л. Г. Повышева, В. И. Устрицкий

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана,
190121 Санкт-Петербург, пр. Маклина, 1, Россия*

Поступила в редакцию 08.09.93 г., получена после доработки 26.12.94 г.

Впервые дано описание пермских отложений всего архипелага Новая Земля. Выделено пять фациальных зон, по которым и ведется описание. Пересмотрен возраст комплексов брахиопод, изученных предыдущими исследователями. Рассмотрены условия образования осадков. Отмечены принципиальные различия условий формирования пермских отложений Новой Земли и Предуральяского прогиба.

Ключевые слова. Новая Земля, стратиграфия, литология, пермская система, фауна, флора, фациальная зональность.

Пермским отложениям Новой Земли, занимающим около трети площади островов (рис. 1), посвящено несколько крупных, но устаревших работ (Алферов, 1935; Милорадович, 1936а; Петренко, 1936; Рысюков, 1936). Это же относится и к двум монографиям, посвященным описанию брахиопод (Лихарев, Эйно́р, 1939; Милорадович, 1936). Фауна, изученная Б.В. Милорадовичем и отнесенная к нижней перми, оказалась верхнепермской (Устрицкий, 1984), а большая часть брахиопод, описанных Б.К. Лихаревым и О.Л. Эйно́ром, каменноугольной.

Более свежая монография “Пермские отложения Новой Земли” (1981) содержит в основном детальное описание разреза перми о. Междушарского и содержащихся в нем фауны и флоры. Есть еще несколько мелких заметок, посвященных стратиграфии перми отдельных регионов (Матвеев и др., 1989; Устрицкий, 1981; Черкесов, Макаров, 1982), условиям образования осадков (Вояковский, 1988; Платонов и др., 1992; Повышева, Устрицкий, 1988; Кораго, Ковалева, 1980) или описанию аммоноидей (Богословская и др., 1982). Более 40 видов мшанок из верхнепермских отложений Новой Земли описано в монографии “Пермские мшанки Арктики” (Морозова, Кручинина, 1986). Имеющиеся сводки по пермским отложениям Новой Земли в монографиях “Геология Советской Арктики” (1957), “Геология СССР”, т. 26, “Острова Советской Арктики” (1970) основаны на устаревшем материале.

Между тем, с 1977 по 1990 г. Западно-Арктической партией ПМГРЭ ПГО “Севморгеология” проводилась геологическая съемка всей территории Новой Земли под руководством Л.Г. Павлова. Изучением пермских отложений кроме авторов статьи занимались К.К. Макаров, В.П. Матвеев, В.Ф. Непомилуев, В.В. Орго, Е.Г. Платонов,

О.П. Тимофеев, Г.В. Труфанов, Г.Е. Черняк и др.

Особое значение имели сделанные Н.Н. Соболевым определения конодонтов, позволившие установить пермский возраст ранее немых толщ восточной части острова.

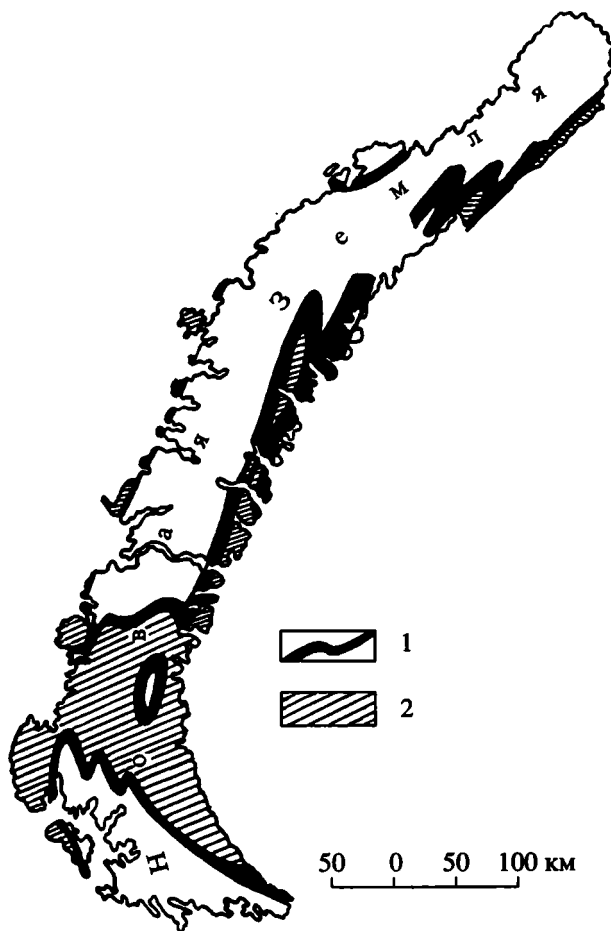


Рис. 1. Распространение пермских отложений на Новой Земле. 1 – нижняя пермь; 2 – верхняя пермь.

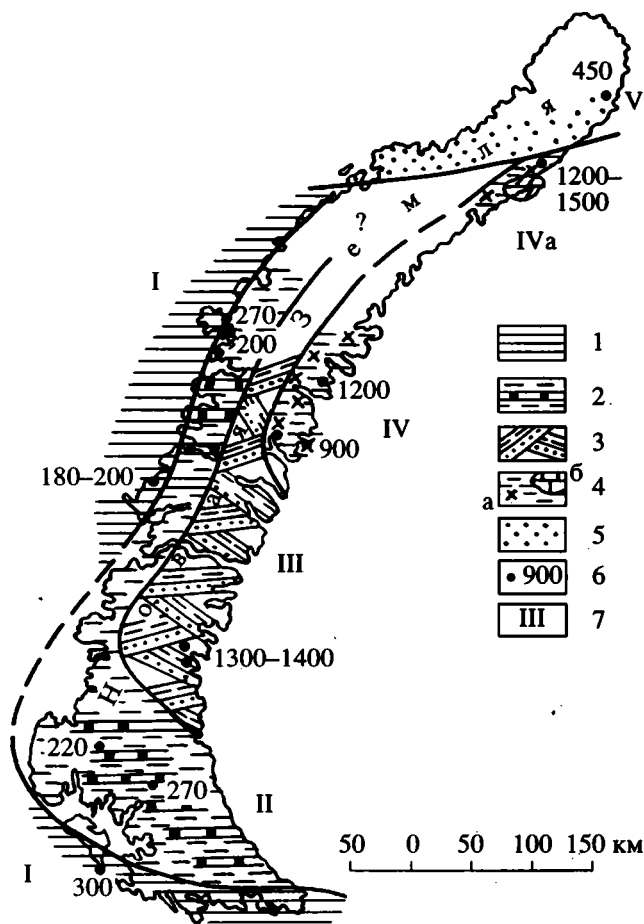


Рис. 2. Схема фациальной зональности ранней перми (ассельский век).

1 – верхняя часть континентального склона: преобладание аргиллитов; 2 – средняя часть континентального склона: кремнистые аргиллиты с пластами марганцевых руд; 3 – основание континентального склона: контуриты; 4 – ложе бассейна: кремнисто-глинистые породы (а), то же, олистостромы (б); 5 – шельф: известковистые песчаники; 6 – положение основных разрезов и мощность нижней перми; 7 – номер структурно-фациальной зоны и типа разреза.

В результате работы были выявлены поля распространения перми (рис. 1), установлены основные типы разрезов и создана первая схема фациального районирования, на основе которой нами и ведется изложение материала.

Пермские отложения представлены на Новой Земле мощной (до 6–6.5 км) терригенной, преимущественно морской толщей. Характер фациальной зональности в ранней перми определяется развитием немых абиссальных отложений на востоке центральной части архипелага и постепенным переходом их к более мелководным на юге, западе и севере (рис. 2). Принос терригенного материала шел с поднятий, располагавшихся западнее Новой Земли, и был невелик, поэтому мощ-

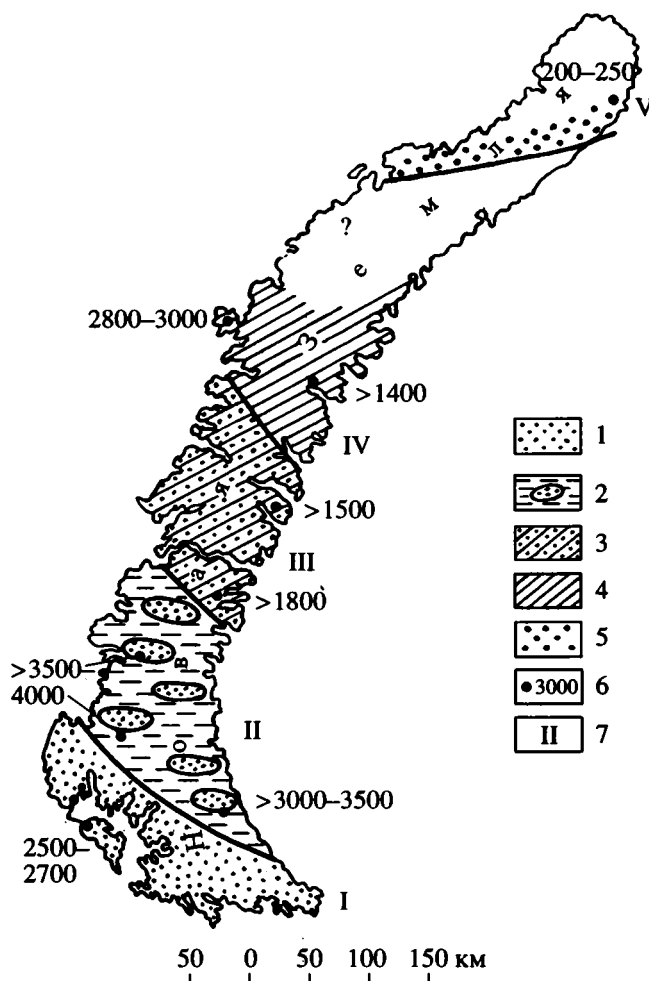


Рис. 3. Схема фациальной зональности в начале поздней перми (первая половина уфимского века).

1 – континентальный склон: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 2 – подножье склона: олистостромы; 3 – ложе бассейна: песчаные турбидиты; 4 – ложе бассейна: глинистые турбидиты; 5 – шельф: известковистые песчаники; 6 – положение основных разрезов и мощность верхней перми; 7 – номер структурно-фациальной зоны и типа разреза.

ность нижнепермских отложений обычно измеряется сотнями метров и лишь у подножья континентального склона достигает 1000–1500 м.

В начале поздней перми начинается принос огромного количества терригенного материала с Урала и постепенное заполнение глубоководного бассейна с юга. В связи с этим несколько меняется характер фациальной зональности (рис. 3) и резко, до 4–5 км, возрастает мощность отложений.

Схема фациальной зональности составлена для начала поздней перми. На протяжении поздней перми идет постепенное заполнение бассейна терригенным материалом, поэтому во всех разрезах происходит постепенная смена глубоководных

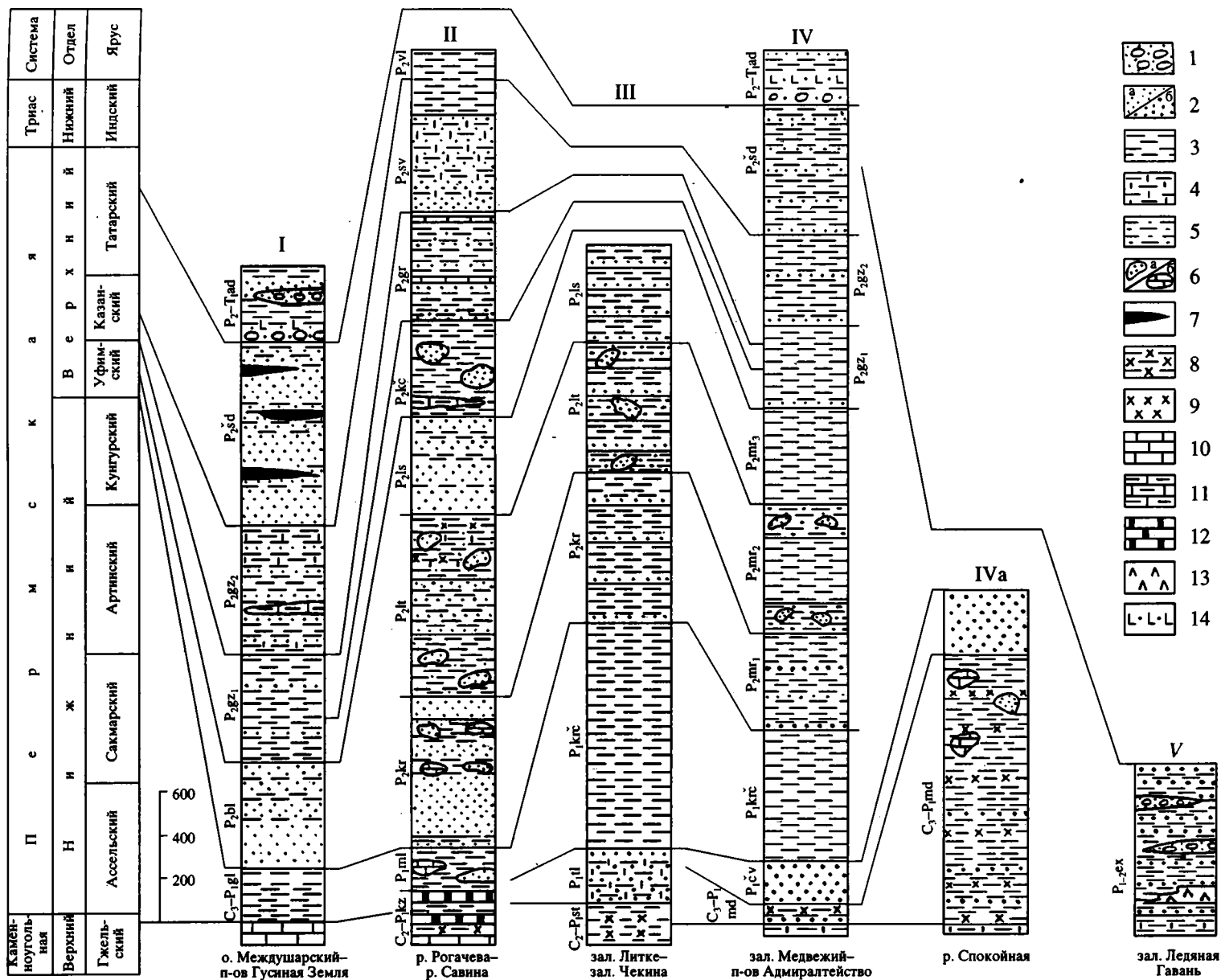


Рис. 4. Схема сопоставления основных разрезов пермских отложений (номера разрезов соответствуют номерам фациальных зон на рис. 2, 3).

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – песчаники: а – полимиктовые, б – кварцевые; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – алевролиты и аргиллиты известковистые; 5 – хлидолиты; 6 – олистолиты: а – песчанниковые, б – известняковые; 7 – угли; 8 – кремнистые аргиллиты; 9 – силициты; 10 – известняки; 11 – глинистые известняки; 12 – родохрозитовые породы; 13 – гипсы и ангидриты; 14 – туфы базальтов.

отложений сначала мелководными, а затем и паралическими. Так, на о. Междушарском нижнепермские отложения являются относительно мелководными, а верхнеуфимские – мелководными, казанско-нижнетатарские – паралическими, а верхнетатарские уже континентальными. Сама граница мелководных и мелководных отложений постепенно смещается к северу. К концу перми бассейн заполняется полностью. Верхнепермские паралические отложения появляются даже на Северном острове, в районе полуострова Адмиралтейство, а нижнетриасовые осадки повсюду являются континентальными.

Как в нижней, так и в верхней перми выделено пять типов разрезов (рис. 2–4). Хотя границы фациальных зон в ранней и поздней перми не совпадают, типовые разрезы зон расположены довольно близко друг от друга, поэтому на рис. 4 они показаны едиными, хотя и характеризуют не вполне тождественные площади; при чтении текста необходимо пользоваться схемами на рис. 2 и 3.

В перми на Новой Земле намечается пять фациальных зон и соответствующих им типов разрезов.

Первый тип разреза (I) развит на юго-западе Южного острова Новой Земли. Нижнепермские отложения этого же типа протягиваются узкой полосой вдоль западного берега Северного острова от губы Митюшиха до полуострова Адмиралтейства. Они представлены здесь глазовской свитой (C_3-P_{1gl}), выделенной еще О. Хольтедалем в 1924 г. Стратотип свиты указан не был, в качестве лектостратотипа избран разрез на мысе Костин Нос – южной оконечности о. Междушарского. Свита имеет однородное строение. Доминируют темно-серые и черные аргиллиты и алевроитистые аргиллиты с известковыми и доломитовыми конкрециями. В низах и кровле свиты есть два прослоя песчаников мощностью до 2 м, а также линза калькаренитов в основании. В последних найдены переотложенные фораминиферы среднекаменноугольного возраста. Мощность свиты колеблется от 180 до 300 м. Органических остатков нет. Возраст по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями касимовского яруса и верхней перми определяется как позднекаменноугольный (гжельский) – раннепермский (до кунгурского (?) века). Отложения соответствуют верхней части склона бассейна.

В поздней перми зона I на Южном острове Новой Земли занимает большую площадь (рис. 3). Полный разрез верхней перми обнажен на о. Междушарском и п-ове Гусиная Земля, где и описаны стратотипы почти всех свит: белушинской, гузиноземельской, шадровской и адмиралтейской. Этот разрез подробно описан в книге “Пермские отложения Новой Земли” (1981), где приведены полные списки фауны и флоры и даны изображе-

ния наиболее характерных форм. Продуктиды этой зоны описаны в работе В.И. Устрицкого (1984). Поэтому здесь списки приводятся в сокращенном виде.

Белушинская свита (P_{2bl}) представляет чередование пачек массивных и плитчатых песчаников (60–70% объема свиты), алевролитов, аргилитов и пачек их тонкого переслаивания. Песчанки полимиктового состава, серого цвета, мелкозернистые, редко среднезернистые. Разрез свиты на о. Междушарском и п-ове Белушье имеет однородное строение и мощность 350–500 м. Восточнее, в бассейне р. Южная Тайная свита делится на две части: нижнюю мощностью 200–300 м существенно песчаникового состава и верхнюю мощностью 450–500 м, представляющую грубое чередование песчаников и аргиллитов примерно в равном соотношении, с единичными прослоями хлидолитов и разрозненными олистолитами известняков девонского и каменноугольного возрастов размером до 7 м.

Общая мощность свиты колеблется от 350–500 м на западе до 700–800 м на востоке. Органическими остатками богаты западные, более мелководные разрезы, где обильны фораминиферы, двустворки, брахиоподы, а в верхней части встречаются и растительные остатки. Фораминиферы представлены *Nodosaria hexagona* Tscherd., *N. bogatirevi* Jg., *Pseudonosaria fanatica* Sossip., *Rectoglandulina beringi* A.M. – Macclay, *Fronicularia amygdaleformis* Gerke, *F. hemiinflata* Gerke и др. Среди двустворок наиболее характерны *Myonia komiensis* (Masl.), *Atomodesma* sp., среди брахиопод – *Arctochonetes transitionis* (Krot.), *Anemonaria variabilis* Ustr., *Phynchopora geinitziana* (Vern.), *Kitakamithyris magna* (Mil.) и др.

Растительные остатки представлены типично печорским комплексом, включающим *Sphenophyllum* sp., *Callipteris* sp., *Phylladoderma arberi* Zal. и др. До проведения работ на Новой Земле этот комплекс, впервые установленный в Печорском бассейне, считался казанско-татарским. Обнаружение вместе с ним на Новой Земле ряда видов брахиопод, в то время считавшихся характерными только для нижней перми, позволило в дальнейшем обосновать уфимский возраст отложений, охарактеризованных столь необычным сочетанием. Уфимский возраст низов печорской серии принят и в новой унифицированной схеме пермских отложений Урала, готовящейся к изданию.

Гузиноземельская свита (P_{2gz}) сложена морскими относительно мелководными осадками с богатой бентосной фауной и флорой. Она имеет двучленное строение.

Нижнегузиноземельская (P_{2gz_1}) подсвита представлена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников. Характерны кон-

креции и линзы известкового, мергелистого, сидеритового и известково-фосфатного состава, а также ярко-желтые на поверхности выветривания линзы и прослои сидеритсодержащих алевролитов. Мощность подсвиты 550–650 м. Морская фауна довольно редка.

В конкрециях и карбонатных прослоях определены фораминиферы: *Nodosaria pexagona* Tscherd., *N. cuspidatula* Gerke, *Lingulonodosaria clavata* Paal., *Dentalina kalinkoi* Gerke, *Rectoglandulina beringi* A.M.-Maclay. Найдены двустворчатые моллюски *Atomodesma* sp., брахиоподы *Orbiculoida* aff., *jangarensis* Ustr., *Strophalosia* sp. Более обычны остатки флоры, представленные теми же формами, что и в белушинской свите. Есть указания на присутствие в подсвите верхнепермской аммоноидеи *Neogeoceras* sp. (Богословская и др. 1982), однако точная привязка к разрезу вызывает некоторые сомнения.

Верхнегусиноземельская (P_2gz_2) подсвита состоит из чередования пачек массивных аргиллитов или алевролитов и пачек тех же пород с ритмичным строением. Мощность ритмов 60–80 м. Мощность подсвиты 500–600 м. Подсвита содержит более богатую фауну, чем нижняя. Преобладают брахиоподы. Характерно появление в верхах разреза *Spitzbergenia alferovi* Milor., есть *Bathymyonia* aff. *pajeri* Toul., *Kochiproductus plexicostatus* Dunbar, *Megousia weyprechtii* (Toul.) и др. Растительные остатки представлены *Cordaites* (?) cf. *iljinskiensis* (Radcz.) S. Meyen, *Rufloria synensis* (Zal.) S. Meyen, *Cardiolepis piniformis* Neub.

Вблизи кровли подсвиты встречены фораминиферы *Nodosaria pseudolata* Karav., *Pseudonodosaria ventrosa* Schleifer, *Fronicularia dilemma* Gerke, *Rectoglandulina pygmaeformis* (A.M.-Maclay). Возраст подсвиты, судя по появлению в верхах разреза *Spitzbergenia*, определяется верхами уфимского–казанским ярусами, однако такое определение сделано скорее на основании сопоставления с морскими разрезами Арктики, чем со стратотипическим разрезом Русской платформы, так как казанские фауны этих регионов практически не содержат общих форм.

Шадровская свита (P_2sd) обнажена в мульдах крупных синклинальных структур на о. Междушарском и п-ве Гусиная Земля.

Свита сложена паралическими осадками: баровыми серыми и зеленовато-серыми косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характерно присутствие в породах большого количества обугленного растительного детрита или угольной крошки, прослоев угля, обломков стволов окаменелых деревьев до 80 см в диаметре, обилие фауны и флоры, волноприбойные знаки на плоскостях напластования. Строение свиты ритмичное. Ритмичность всегда прямая – ритм начинается с песчаников, иногда содержащих в

основании гальку подстилающих аргиллитов. Вверх по разрезу песчаники постепенно переходят в алевролиты, далее в глинистые алевролиты, и заканчивается ритм однородными аргиллитами.

Мощность свиты на о. Междушарском 850 м. Органические остатки обильны и разнообразны. Кроме обычных казанских видов в шадровской свите появляется ряд новых видов фораминифер: *Pseudonodosaria fanatica* Sossip., *Fronicularia parri* Crespin, *F. pseudotriangularis* Gerke, *F. novosemelica* Sossip., *F. gigantea* Sossip. и др. Среди брахиопод преобладают *Lingula freboldi* Gobb., *Spitzbergenia alferovi* Milor., *Strophalosia multituberculata* Ustr., *Megousia weyprechtii* (Toul.), *Stepanowiella litkei* Milor. и др. Двустворки представлены *Myonia umbonata* Muromz., *Atomodesma variabilis* (Wann.) A. costata (Popor.), *Cyrtorostra laticostata* (Netsch.) и др. В верхней половине свиты встречены гониатиты *Neogeoceras glabrum* Bogosl.

Комплекс растительных остатков разнообразен. Среди казанских и татарских видов определены *Cordaites* cf. *minax* (Gorel.) S. Meyen, *C. iljinskiensis* (Radcz.) S. Meyen, *Rhipidopsis ginkgoides* Schm., *Rufloria synensis* (Zal.) S. Meyen, *Rhipidopteris* cf. *praecursoria* S. Meyen, *Nucicarpus piniformis* Neub. и др. Татарский возраст шадровской свиты подтвержден палеомагнитными данными (Гуревич, Слауцитайс, 1984).

Разрез перми в рассматриваемой зоне заканчивается *нижней подсвитой адмиралтейской свиты* (P_2-T_1ad), представляющей ритмичное переслаивание серых песчаников, составляющих до половины пород, и красноцветных алевролитов и аргиллитов, цвет которых является характернейшей особенностью всей свиты. Довольно часто присутствуют прослои туфогенных пород. Песчаники иногда переходят в гравелиты, состоящие из окатанных зерен кремней до 1 см размером.

Мощность нижней подсвиты 240 м. Редкие остатки двустворок имеют настолько плохую сохранность, что их определениям едва ли можно доверять. По палеомагнитным данным, граница перми и триаса проходит в 40–80 м ниже кровли подсвиты.

Второй тип разреза нижней перми занимает южную, большую часть Южного острова и протягивается полосой вдоль западного побережья Северного острова до п-ва Адмиралтейства. В поздней перми его распространение ограничено Южным островом (рис. 2–3), где расположены наиболее изученные разрезы.

Нижнепермские отложения формировались на склоне бассейна. Они разделяются на казаркинскую (к перми относится только верхняя часть ее верхней подсвиты) и моллеровскую свиты.

Стратотип *казаркинской свиты* выделен на руч. Марганцевом; ранее эта часть разреза называлась низами соколовской свиты (Вояковский,

1988). Свита детально изучена, так как содержит многочисленные пласты марганцевых руд (Платонов и др., 1992). Верхняя подсвита верхнекаменноугольно-ассельского возраста сложена черными аргиллитами, часто кремнистыми, и алевролитами, чередующимися с рудными родохрозитовыми и кремнисто-родохрозитовыми породами. По количеству рудных прослоев и их взаимоотношению с вмещающими породами разрез подсвиты делится на четыре пачки, мощность которых меняется от 3 до 35 м. Общая мощность подсвиты варьирует от 20 до 160 м; пермская часть составляет, вероятно, около половины. В подсвите в разных разрезах найдены гониатиты *Parashumardites* sp., типичные, по заключению М.Ф. Богословской, для касимовского яруса, и ассельские конодонты *Streptognathodus constrictus* Chern. et Resh. St. waubausensis Gunnell, *Neogondolella dentiseparata* Chern. et Resh. и др. (определения Н.Н. Соболева).

Моллеровская свита имеет стратотип на руч. Марганцевом; ранее выделялась как верхняя часть соколовской свиты. На большей части территории состав свиты достаточно устойчив. Это аргиллиты, алевроитистые аргиллиты, алевролиты с редкими прослоями хлидолитов и фосфатсодержащих аргиллитов, многочисленными конкрециями смешанного состава (кремнисто-родохрозитовые, известково-фосфатные и др.). На нескольких уровнях присутствуют многочисленные олистолиты известняков с разнообразной фауной карбона. На восточном крыле Южно-Новоземельского антиклинория в разрезе свиты присутствуют пачки и пласты полимиктовых песчаников, благодаря которым разрез приобретает более сложное строение и резко увеличивается его мощность: от 60 м на северо-западе до 240 в бассейне р. Северная Тайная. В основании свиты *Protonodosaria* cf. *proceraformis* Gerke, *P. gauserae* Gerke, *Nodosaria krotovi* Tscherd. и другие формы сакмарско-артинского возраста. В верхах свиты обнаружены *Nodosaria falcata* Igonin, *N. ustritskyi* Sossip, *Rectoglandulina beringi* A.M.-MacLay и др., определяющие кунгурский возраст вмещающих отложений.

В начале поздней перми обстановка осадконакопления резко меняется – начинается чрезвычайно быстрое, лавинное осадконакопление; в результате в течение поздней перми накапливается толща мощностью не менее 4 км. Она детально изучена и расчленена на кротовскую, литкинскую, листовичинную, кочергинскую, геркинскую, савинскую и валентиновскую свиты. Первые три, соответствующие белушинской свите, характеризуются преобладанием песчаников и присутствием олистостромов, объединены в кармакульскую серию.

Кротовская свита (P_2kr) представляет крупноритмичное чередование песчаников, алевроли-

тов и аргиллитов с редкими пачками хлидолитов и большим количеством карбонатных и фосфатно-карбонатных конкреций. Есть прослои спонголитов. Мощность свиты колеблется от 625 м на западе до 1000 м на востоке.

На нескольких уровнях найдены фораминиферы *Nodosaria lata* Sossip., *N. hexagona* Tscherd., *Rectoglandulina* cf. *beringi* A.M.-MacLay и др., а в верхах свиты в олистолитах – печорская флора *Viatscheslaviophyllum* cf. *vorcutensis* Neub., *Cordaites* aff. *singularis* (Neub.) S. Meyen, *Phylladoderma* aff. *arberi* Zal., *Nucicarpus piniformis* Neub. и др. Возраст свиты уфимский.

Литкинская свита (P_2lt) представляет гигантскую олистострому – весьма характерное и легко узнающееся тело благодаря широкому развитию оползневых структур, описанных авторами в специальной статье (Повышева, Устрицкий, 1988). В строении свиты ведущую роль играют хлидолиты с разрозненными или многочисленными олистолитами. В составе последних преобладают терригенные породы пермского возраста, реже встречаются известняки карбона и девона. Количество обломков и глыб в олистостромах неравномерно – от единичных экземпляров до образования конгломератовидных пород. Олистостромы представляют скопления фрагментов пластов и пачек пород, пластины и глыбы с сохранившейся слоистостью, причудливо деформированных и гофрированных, закрученных в спиралеобразные формы, залегающие среди неслойной бесструктурной массы. Мощность таких бесструктурных пачек достигает 150 м. Среди них встречаются обычные слоистые пачки переслаивания песчаников и алевролитов, особенно многочисленные в средней части свиты.

Мощность свиты колеблется от 900 до 1150 м. Фауна редка и не всегда можно определить, встречена она *in situ* или переотложена. В известковистых линзах и конкрециях есть фораминиферы *Rectoglandulina pseudoborealis* Gerke, *Lingulodosaria clavata* Paalzov, *Fronicularia tsaregradskyi* A.M.-MacLay и др. Брахиоподы представлены *Megousia* cf. *kulikii* Fred., *M. cf. aagardi* Toulal, *Jakovlevia mammatiformis* Fred. и др. Сочетание брахиопод и фораминифер типично для отложений, которые в Арктике считаются морскими аналогами уфимского яруса.

Листовичинная свита (P_2ls) сложена чередованием массивных мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников и пачек переслаивания песчаников с алевролитами и аргиллитами. Количество песчаников в разрезах колеблется от 60 до 80%. Пачки однородных алевролитов, аргиллитов и хлидолитов единичны, олистостромовые тела отсутствуют. Преобладают горизонтально-слоистые структуры. В цементе песчаников и в конкреционно-линзовидных образованиях разви-

вается сидерит. В верхней части свиты есть горизонты карбонатных и фосфато-карбонатных конкреций. Мощность свиты 500–800 м. Стратотип свиты, как и предыдущей, выделен в районе Литкинской антиклинали, в бассейне р. Лиственичной.

Возраст свиты по положению в разрезе и редким находкам фораминифер *Saccammina duplèxa* Sossip., *Ammodiscus septentrionalis* Gerke, *Nodosaria* cf. *permiana* Tscherd., *Protonodosaria* sp. и др. и двустворок *Atomodesma* cf. *permiana* Newell. также считается уфимским.

Кочергинская свита (P_2 kc) сложена массивными и слоистыми аргиллитами и алевролитами с частыми тонкими прослоями (мощностью 2–50 см) известковых алевролитов, реже пелитоморфных глинистых известняков. В южной части зоны разрез осложнен мощными пачками хлидолитов с разнообразными олитослитами, в том числе каменноугольных органогенных известняков. Мощность свиты меняется от 700 м в южных разрезах, содержащих фации дикого флиша, до 200 м в северных, сложенных глинистыми турбидитами. Стратотипический разрез кочергинской свиты описан на р. Верхняя Бутакова.

Фаунистические остатки найдены в основном в верхней половине разреза. М.Ф. Богословской отсюда описаны обычные для роудского яруса Северной Америки *Daubichites butakovensis* Bogosl. и *Sverdrupites harkeri* Ruzh. Комплекс фораминифер включает *Nodosaria incelebrata* Gerke, *N. krotovi* Tscherd., *Pseudonodosaria nodosariaformis* K.M.-Maclay, *Rectoglandulina beringi* A.M.-Maclay, *Fronicularia hemiinflata* Gerke и др. Найдено несколько брахиопод *Attenuatella stringocephaloides* (Tscherd. et Lich.), обычных для глубоководных отложений. Возраст кочергинской свиты уфимский.

Геркинская свита (P_2 gr) сложена мелководными морскими отложениями – известковистыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами с конкрециями и линзами карбонатного состава с обильной фауной, горизонтами конседиментационных конгломератов в нижней части разреза. Некоторые разрезы состоят из трехчленных ритмов мощностью от 25 до 80 м. Ритм начинается пачкой массивных песчаников (0.5–7 м), выше залегает пачка слоистых алевролитов (10–25 м) с тонкими прослоями (0.1–0.2 м) известковых алевролитов и глинистых известняков и заканчивается ритм пачкой массивных аргиллитов или глинистых алевролитов (10–45 м). Мощность свиты варьирует в пределах 400–600 м. Стратотипический разрез описан на р. Верхняя Бутакова.

Разнообразные органические остатки присутствуют по всему разрезу свиты. Полные списки приведены в работе “Пермские отложения Новой Земли” (1981). Из аммоноидей найдены и описаны (Богословская и др., 1982) *Daubichites butakovensis* Bogosl., *Sverdrupites amundseni* Nass. и *Al-*

tudoceras boreum Bogosl. Среди фораминифер определены *Geinitzina kazanica* K.M.-Maclay, *Nodosaria lata* Sossip., *N. ustritskii* Sossip., *N. fragilis* Tscherd., *Rectoglandulina borealis* Gerke, *Fronicularia bajkurica* Sossip., *F. longissima* K.M.-Maclay и др. Многочисленны брахиоподы *Grumantia* ex gr. *kempei* And., *Bathymyonia payeri* Toul., *Stropalosia multiberculata* Ustr., *Megousia weyprechtii* Toul., *Yakovlevia impressa* Wiman, *Krotovia licharewi* Freb., *Neoospirifer striatoparadoxus* Toul., *Spiriferella keilhavii* Buch. Очень характерно появление представителей рода *Terrakea* (*T. plana* Ustr.). Комплекс брахиопод типичен для верхов старостинской свиты Шпицбергена.

И.П. Морозовой и О.Н. Кручининой (1986) из геркинской свиты описано более 20 видов мшанок, в основном новых видов. Комплекс, как и у брахиопод, обладает наибольшим сходством с описанным из старостинской свиты Шпицбергена.

В полном согласии с данными по другим группам фауны, И.П. Морозова считает этот комплекс уфимским.

Савинская свита (P_2 sv) сложена морскими мелководными отложениями. Представлена ритмичным чередованием пачек тонкого переслаивания известковых песчаников с алевролитами и аргиллитами и пачек однородных алевролитов. Мощность первых уменьшается снизу вверх по разрезу от 100 до 15 м. Количество песчаников колеблется от 60–70% на югу фациальной зоны до 40–50% на севере. Присутствуют многочисленные прослои и линзы известняков с богатейшей морской фауной.

Мощность свиты 500–600 м. Стратотип описан в бассейне нижнего течения р. Савина. Фауна представлена богатыми комплексами фораминифер, брахиопод, двустворок и мшанок. Комплексы фораминифер и брахиопод нижней части свиты не отличаются от таковых геркинской свиты, и эта часть разреза отнесена еще к уфимскому ярусу.

В середине свиты происходит существенное обновление фауны. Появляются фораминиферы *Nodosaria* cf. *hexagona* K.M.-Maclay, *N. cf. permiana* Tscherd., *Rectoglandulina beringi* A.M.-Maclay и др. Среди брахиопод появляется род *Spitzbergenia* (*Sp. loveni* Wiman, *Sp. alferovi* Milor.), а также *Terrakea* (?) *magna* Sol., *Anemonaria spitzbergiana* Toul., *Bathymyonia* cf. *nevadensis* Meek, *Burovia* cf. *selandrensis* Ustr., *Anidanthus* aff. *rugosus* Lich. и др. Из двустворчатых моллюсков установлены *Aviculopecten talis* Lutk. et Lob., *Cyrtorostra laticostata* Netsch., *Glyptoleda coleyi* Fletch. и др. На этом основании возраст верхней половины савинской свиты считается казанским.

Валентиновская свита (P_2 vl) обнажена на востоке зоны, где она залегает в ядрах синклиналей в бассейне рек Савина и Абросимова. Свита

сложена пачками однородных аргиллитов и алевролитов, обычно неслоистых. Часто встречаются крупные конкреции глинистых пелитоморфных известняков, в которых найдены фораминиферы *Nodosaria tereta* Crespin, N. cf. *hexagona* Tscherd., *Rectoglandulina beringi* A.M.-MacLay и др., брахиоподы *Svalbardia capitolina* Toul., *Krotovia licharewi* Freb., *Anidanthus rugosus* Lich., *Cancrinella* cf. *cancrini* Vern., *Jakovlevia mammatiformis* Fred., *Anemonaria spitzbergiana* Toul., *Strophalosia morrisiana* King. Любопытна находка одного экземпляра обычного для верхней перми Тетиса рода *Compressorproductus*. Мощность свиты 300–350 м. Стратотипический разрез описан на правом притоке р. Савина. Возраст валентиновской свиты считается казанским.

Третий тип разреза занимает северо-восточную часть Южного острова и юго-восточную часть Северного острова (до зал. Медвежий). Для него характерны тонко- и мелкозернистые разновидности терригенных, в меньшей степени карбонатно-терригенных пород, в основном гемипелагических фаций, практически лишенных бентосной фауны. Отложения нижней перми разделены на три свиты: степовскую, толбейскую и краснореченскую. Для верхней перми сохранено деление на те же свиты, что и в предыдущей зоне; имеющиеся отличия отмечены в тексте.

Степовская свита (C_2-P_{1st}) предположительно среднекаменноугольного–раннепермского возраста сложена однородными аргиллитами с прослоями кремнистых аргиллитов, силицитов, известковых песчаников и алевролитов. В верхней пачке однородных темно-серых аргиллитов найдены конодонты *Streptognathodus* aff. *wabaunsensis* Gunnell, *invaginatus* Chern. et Resh., обычные для асельского яруса. Мощность свиты 250–300 м.

Толбейская свита (P_{1tl}), как и степовская, хорошо обнажена и изучена на крыльях Ляткинской антиклинали, хуже – на юго-восточном замыкании и восточном крыле Северовоземельского антиклинория. Стратотип описан в районе Ляткинской антиклинали в верхнем течении р. Таваяха. В строении свиты участвуют аргиллиты, кремнистые аргиллиты, известковые косослоистые алевролиты и мелкозернистые кварцевые песчаники. В северном направлении от стратотипического района свита приобретает флишоидный облик – в ее строении преобладают ритмичные пачки алевроито-кремнисто-глинистых турбидитов. Мощность свиты уменьшается с юга на север от 200 до 10 м.

В основании разреза обнаружены конодонты позднеартинского возраста *Neostreptognathodus exculptus* Igo, N. *pequopensis* Bender, N. *foliatus* Igo, *Neogondolella bisseli* (Clark et Behnken), N. *intermedia* (Clark et Behnken).

В верхней части разреза найдены фораминиферы *Protonodosaria parviformis* Gerke, *Nodosaria galinae* Gerke et Kar, N. cf. *longissima* Sul., *Fornicularia amygdaleformis* Gerke, F. cf. *dilemma* Gerke, характерные для верхов нижней–низов верхней (?) перми. В прослоях калькаренитов присутствуют переотложенные фораминиферы раннебашкирского возраста. Возраст толбейской свиты определяется как раннепермский (в пределах конца асельского–артинского веков).

Краснореченская свита (P_{1kr}) имеет стратотип на левом притоке р. Красной. Свита сложена монотонными глубоководными черными и темно-серыми аргиллитами с горизонтами глинисто-кремнисто-карбонатных конкреций и редкими очень маломощными прослоями алевролитов или плохо сортированных песчаников, иногда известковистых. Последние приурочены к верхней части свиты. В северном направлении происходит выклинивание прослоев полимиктовых песчаников и появление линз и прослоев кварцевых песчаников. В этом же направлении происходит замещение части пачек однородных аргиллитов глинистыми турбидитами. Мощность свиты сокращается с юга на север от 1100 до 800 м. Органические остатки чрезвычайно редки. Есть единичные фораминиферы *Protonodosaria* sp., *Fornicularia* cf. *prima* Gerke, определяющие возраст свиты не древнее верхов артинского яруса. Возраст краснореченской свиты условно считается кунгурским.

Верхнепермские отложения подразделяются на те же свиты, что и в предыдущем типе разреза. Отличия сводятся к уменьшению количества и сокращению мощности пачек хлидолитов, преобладанию в разрезе ритмичных песчаных турбидитов и полному исчезновению фауны. Разрез в восточной части зоны заканчивается листовичной свитой. На западе, в районе мыса Сухой Нос, есть более высокие горизонты, но обнажены они настолько плохо, что составить разрез не удастся.

Четвертый тип разреза занимает среднюю часть Северного острова (рис. 2, 3). На востоке отложения представлены наиболее глубоководными, почти немymi фациями, в основном глинистыми турбидитами. Разрез здесь заканчивается низами верхней перми. При геологической съемке он разделен на медвежинскую, циволькинскую и краснореченскую свиты и мурманскую толщу; последняя отнесена уже к низам верхней перми.

Медвежинская свита (C_3-P_{1md}) сложена аргиллитами, кремнистыми аргиллитами с прослоями силицитов и косослоистых кварцевых алевролитов. В северной части зоны в разрезе присутствуют конкреции и линзовидные прослои железисто-марганцевых пород, а также тела олистостромов от 3 до 60 м с олистолитами известняков, песчаников и аргиллитов в песчано-глинистом матриксе.

Мощность свиты возрастает от 70 м на юге в куту зал. Медвежьего, где описан ее стратотип, до 1300 м в р-не мыса Спорный наволоок (рис. 4, разрез IVa). Из органических остатков в средней части свиты встречены только переотложенные фораминиферы *Archaeodiscus* sp., *Endothyra* sp., *Protonodosaria* sp.

Поскольку свита подстилается отложениями с гжельскими конодонтами, она отнесена к верхнему карбону—низам перми.

Циволькинская свита ($P_1\check{c}v$) сложена пачками переслаивания массивных кварцевых и кварцитовидных песчаников с аргиллитами. Формирование этих песчаников связывается с перемывом терригенного материала вдольсклоновыми контурными течениями. Стратотип свиты описан на южном берегу зал. Циволько. Мощность свиты увеличивается с юга на север от 30–50 м до 300 м. В этом направлении повышается песчаность разреза, и в верхней его части появляются прослои кварцевых гравелитов мощностью до 0.5 м. Из фауны в свите найдена только фораминифера *Hemigordius* cf. *schlumbergeri* Howchin. По сопоставлению с толбьякской свитой предыдущей зоны циволькинская свита условно отнесена к артинскому ярусу нижней перми.

Краснореченская свита ($P_1kr\check{c}$), условно датируемая кунгурским ярусом, представлена чередованием пачек массивных аргиллитов с редкими карбонатными и фосфатно-карбонатными конкрециями и пачек глинистых турбидитов. Видимая мощность свиты оценивается в 600–800 м. Органические остатки не встречены.

Верхнепермские отложения развиты только на западе зоны, в районе п-ва Адмиралтейства. К низам верхней перми здесь отнесена мощная, но слабо обнаженная и плохо изученная мурманская толща (P_2mg), сложенная в основном однообразными глинистыми турбидитами. В середине толщи значительную роль в разрезе играют массивные или слоистые алевролиты с пачками хлидолитов с олистолитами песчаников и черных известняков, что позволяет наметить трехчленное деление толщи. Общая мощность ее 1500–1600 м.

Из фауны встречены лишь иноцерамоподобные двустворки *Atomodesma* cf. *permiana* New., что позволяет предполагать верхнепермский возраст толщи.

Залегающие выше заведомо верхнепермские отложения при съемке расчленены по схеме, принятой для первой зоны (рис. 4), хотя и имеют ряд особенностей. Они подробно описаны в работе В.И. Устрицкого (1984). Отметим лишь, что шадровская свита существенно отличается от стратотипа отсутствием флоры, баровых песчаников и брахиопод; обильны лишь двустворки, почему В.И. Устрицкий для этой части раздела и предла-

галось название сиренской толщи. В самых верхах свиты найдены первые двустворки *Clagia* и фораминиферы *Recurvoides*, обычные для триаса, однако встреченные с типично казанским комплексом других двустворок.

На границе шадровской и адмиралтейской свит есть три пачки базальтовых туфов. Адмиралтейская свита мало отличается от разреза, описанного в первом типе разреза.

Пятый тип разреза охватывает северную оконечность Новой Земли (рис. 2, 3). Крупным тектоническим нарушением (вероятно, надвигом с юга на север) этот регион обособлен от остальной части Новой Земли. На восточном берегу, в районе мыса Спорый Наволок по этому разлому сближены ангидриты с ассельскими конодонтами и нижнепермские олистостромы медвежинской свиты.

Развитые здесь верхнепалеозойские отложения отличаются от распространенных в других районах Новой Земли предельной мелководностью, кварцево-карбонатным составом отложений и присутствием богатейшей бентосной фауны (Матвеев и др., 1989). Именно из этого блока Б.К. Лихаревым и О.Л. Эйнором (1939) была описана богатейшая коллекция брахиопод. Большая часть их, однако, происходит из средне- и верхнекаменноугольных отложений.

Первоначально к перми была отнесена лишь верхняя часть *ексовской* (P_{1-2ex}) свиты (Кораго, Ковалева, 1990), стратотип которой находится на северном берегу одноименного залива. Позднее при проведении геологической съемки м-ба 1 : 200 000 и составлении листов геологической карты объем екссовской свиты ограничен лишь верхней частью ее первоначального объема, имеющей пермской возраст.

Состав свиты довольно однообразен. Она представлена переслаиванием черных алевролитов и аргиллитов с красновато-бурыми кварцевыми горизонтально- и косослоистыми песчаниками. Есть несколько прослоев мелкогалечных кварцевых конгломератов. Южнее основного разреза встречены линзы (?) ангидритов мощностью до 12 м, содержащие ассельские коноднты.

Мощность свиты составляет около 600 м. Несмотря на небольшую по новоземельским масштабам мощность, свита охватывает почти всю пермь.

В основании ее встречены ассельско-сакмарские фораминиферы *Protonodosaria gauserae* Gerke, *Pr. proceraformis* Gerke, *Hemigordius ovatus minima* Grozd., брахиоподы *Waagenoconcha humbltdti* Orb., *Jacutopropductus protoverchejanicus* Kasch., *Spirifella praesaranae* Step., *Rhynchopora nikitini* Tschern. В 180 м от кровли свиты обнаружены *Megousia weyprechtii* Toulou и *Strophalosia multituberculata* Ustr., обычные для шадровской свиты Южного ост-

рова, т.е. казанско-татарских (или татарских?) отложений.

На западном побережье Северного острова, по данным В.П. Матвеева, от размыва сохранилась лишь нижняя часть ексковской свиты, не мо- ложе сакмарского или артинского ярусов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из изложенного, пермские отложения Новой Земли принципиально отличаются от синхронных отложений Предуральского прогиба.

Основные отличия сводятся к следующему:

1. Если Предуральский прогиб заполнялся терригенным материалом с востока, с Урала, то на Новую Землю основная масса терригенного материала поступала с юга, с того же Уральского орогена и в меньшей степени с севера, с поднятий в районе мыса Желания. Сноса с востока не было вообще, т.е. Уральский ороген не протягивался на север, под воды Карского моря, как предполагал ряд исследователей.

2. На Новой Земле большая часть разреза представлена глубоководными отложениями, практически без бентосной фауны (Повышева, Устрицкий, 1988). Мелководные отложения есть лишь на севере и в поздней перми на юге. Раз- виченный на Новой Земле в поздней перми латераль- ный ряд формаций: олистостромы ("дикий флиш")—песчаные турбидиты (или флиш)—глини- стые турбидиты характерны для пассивных окра- ин континентов современных океанов.

3. Если в Предуральском прогибе последние морские, а точнее, лагунные отложения относят- ся к началу поздней перми (соликамский гори- зонт), то на Новой Земле морской режим сохра- няется до конца перми. Наличие на юге Новой Земли паралических и мелководных морских от- ложений, содержащих как флору, так и богатые комплексы всех групп морской фауны, включая аммоноиды, делает этот регион уникальным для создания ярусной (или регионарусной) схемы верх- ней перми для морских отложений Бореальной области (Устрицкий, 1982).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алферов Б.А. Геологические исследования в районе Костина Шара (Южный остров Новой Земли) // Тр. ААНИИ. 1935. Т. 26. 98 с.
- Богословская М.Ф., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Пермские аммоноиды Новой Земли // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 58–67.
- Вояковский С.К. Марганценоность Рогачевско-Северо-Тайнинского района Новой Земли // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 3. С. 59–69.
- Геология Советской Арктики // Тр. НИИГА. 1957. Т. 81. 519 с.
- Геология СССР. Т. 26. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. 545 с.
- Гуревич Е.Л., Слауцитайс И.П. Палеомагнитный раз- рез верхнепермских и триасовых отложений о. Новая Земля // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 42–50.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н. Новый тип верхнепалео- зойских отложений на северо-востоке Новой Земли // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 932–935.
- Матвеев В.П., Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Чер- няк Г.Е. Каменноугольные и пермские отложения района Ледяной Гавани (Северный остров Новой Зем- ли) // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Совет- ской Арктики. Л.: Севморгеология, 1989. С. 32–42.
- Милорадович Б.В. Нижнепермская фауна острова Междущарского (Южный остров Новой Земли) // Тр. ААНИИ. 1936. Т. 37. С. 37–82.
- Милорадович Б.В. Геологический очерк северо-вос- точного побережья Северного острова Новой Земли // Тр. ААНИИ. 1936а. Т. 38. С. 51–122.
- Морозова И.П., Кручинина О.Н. Пермские мшанки Арктики. М.: Наука, 1986. 144 с.
- Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Петренко А.А. Материалы к геологии западного по- бережья Новой Земли между Маточкиным Шаром и губой Домашней // Тр. ААНИИ. 1936. Т. 57. С. 7–168.
- Платонов Е.Г., Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. О ге- незисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско- Новоземельского региона // Литология и полезн. иско- паемые. 1992. № 4. С. 76–89.
- Повышева Л.Г., Устрицкий В.И. О фациальной зональ- ности в верхнепермских отложениях Новой Земли // Ли- тология и полезн. ископаемые. 1988. № 4. С. 105–111.
- Рыскунов И.Л. Геологическое строение западного по- бережья Южного острова Новой Земли от губы Бе- лушней до губы Домашней // Тр. ААНИИ. 1936. Т. 57. С. 154–169.
- Устрицкий В.И. Новоземельский ярус верхней перми // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Севмор- геология, 1982. С. 37–47.
- Устрицкий В.И. Верхнепермские продуктиды Южно- го острова Новой Земли // Новая Земля на ранних эта- пах геологического развития. Л.: Севморгеология, 1984. С. 109–121.
- Устрицкий В.И. Триасовые и верхнепермские отло- жения полуострова Адмиралтейства (Новая Земля) // Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 55–65.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 561.551.762(574)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФИТОСТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА

© 1996 г. А. И. Киричкова*, М. П. Долуденко**

* *Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
191104 Санкт-Петербург, Литейный, 39, Россия*** *Геологический институт РАН
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 24.10.94 г.

На основании новых палеоботанических и стратиграфических данных, полученных авторами в последние годы из разрезов юрских отложений Южного Казахстана, критического анализа имеющихся в литературе и коллекционных материалов по юрским континентальным толщам, предложена новая схема стратиграфии юрских угленосных отложений Казахстана. Выделено пять фито-стратиграфических (коррелятивных) комплексов, позволивших провести сопоставление соответствующих отложений между отдельными впадинами и обосновать возраст осадков. Сравнительный анализ систематического состава тафофлор дал возможность значительно уточнить палеофитогеографическую обстановку в пределах Казахстана и изменение ее во времени. Выяснено, что в раннеюрскую эпоху и в начале средней юры на большей части территории Казахстана, за исключением западных районов, широкое распространение имела флора сибирского типа. Во второй половине средней юры и в позднеюрскую эпоху в связи с палеогеографическими перестройками, обусловленными главным образом трансгрессией моря Тетис, сибирская флора почти на всей территории, исключая северный Казахстан, была вытеснена евросинийской. Выявленные особенности распространения флоры во времени явились существенным критерием при обосновании корреляции угленосных отложений и их возрастной датировки. Уточнены границы фитохорий.

Ключевые слова. Фито-стратиграфия, юрские отложения, Казахстан.

Континентальные юрские отложения Казахстана не имеют сплошного распространения. Они развиты в многочисленных впадинах и межгорных прогибах, различны по мощности и возрасту. Стратиграфией этих отложений, к которым приурочены главным образом залежи угля, занимались многие исследователи (Бувалкин, 1958, 1978; Бувалкин и др., 1983, 1988, 1989; Сакулина, 1968, 1976; Севрюгин и др., 1989, 1990; Савельев и др., 1973; Киричкова и др., 1989 и др.). Для каждой из впадин были разработаны стратиграфические схемы, довольно детально изучена литология осадков, представлено посвитное расчленение толщ. Однако возрастная датировка стратон, а тем более корреляция их по площади в пределах впадин и между ними, до сих пор понимаются неоднозначно. Это наглядно проявилось на последнем III Казахстанском стратиграфическом совещании, проходившем в 1986 г. (Алма-Ата). Особо дискуссионными оказались вопросы возраста и корреляции отложений юры по каждому району. Было выяснено, что представленные на совещании свиты по многим впадинам, хотя и вошли в практику геологических работ, оказались не типизированными и не получили корректной палеонтологической характеристики. Имеющиеся значительные по объему палеонтологические

коллекции недостаточно четко привязаны к разрезу, а остатки растений определены формально. Это касается таких впадин, как Алакольская, Майкобеньская, Койтасская, Тургайская, Караяндинская и др. К моменту работы совещания наиболее изученными в плане разработки фито-стратиграфии оказались разрезы Западного Казахстана, а в систематическом отношении – тафофлоры¹ из юрских отложений хребта Каратау (Южный Казахстан). Но на совещании выяснились недоработки стратиграфических построений, предложенных местными геологами для юрских отложений Южного Казахстана (Бувалкин и др., 1983). Все это послужило основанием для проведения авторами совместно с геологами “Южказгеология” Н.Н. Севрюгиным и О.А. Федоренко, палинологом Г.В. Сакулиной серьезного анализа геологической документации по отложениям юры Южного Казахстана с посещением опорных и стратотипических разрезов, разработке стратиграфической схемы и палеоботаническому ее обоснованию. Результаты исследований по верхней половине юрской толщи Каратау (верхи средней–нижняя половина поздней юры) вошли в ряд публикаций авторов (Севрюгин и др.,

¹ Тафофлора – конкретный комплекс растений из конкретного местонахождения.

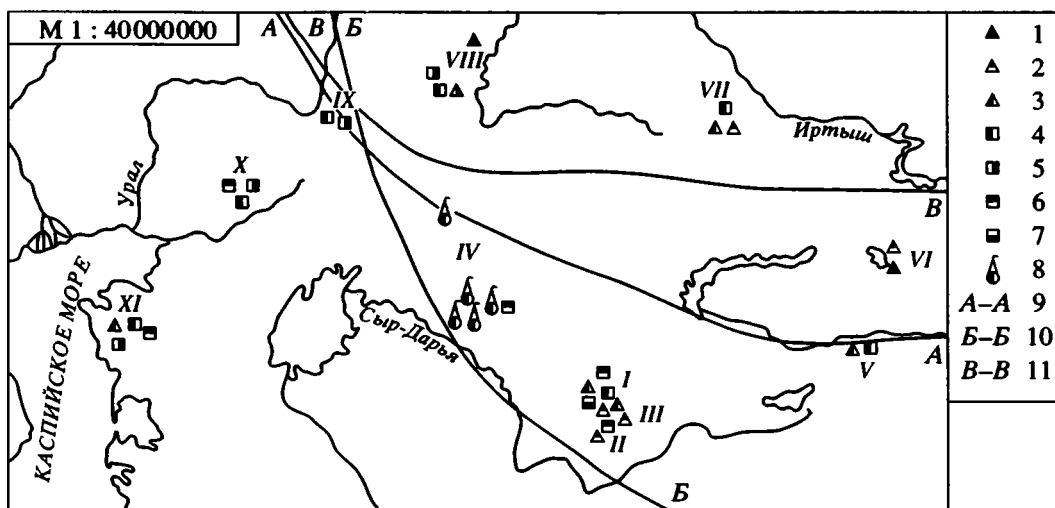


Рис. 1. Местонахождения юрской флоры Казахстана по впадинам и палеофитогеографическое районирование (I – Леонтьевский прогиб (хребет Каратау); II – Ленгерская впадина; III – Кельтемашатская впадина; IV – Южный Тургай; V – Илийский угленосный бассейн; VI – Алакольское месторождение угля; VII – Майкюбенское месторождение угля; VIII – Северный Тургай; IX – Орский угленосный бассейн; X, XI – Западный Казахстан: X – Прикаспийская впадина; XI – Мангышлак.

1–7 – комплексы: 1 – начала ранней юры, 2 – средней части ранней юры, 3 – конца ранней юры, 4 – начала средней юры, 5 – середины средней юры, 6 – конца средней юры, 7 – поздней юры; 8 – скважины; 9–11 – граница Сибирской и Евро-Синийской палеофлористических областей: 9 – граница в ранне-среднеюрское время по Вахрамееву, 1988, 10 – предлагаемая граница для раннеюрского–начала среднеюрского времени, 11 – граница для второй половины средней–начала поздней юры.

1989, 1990; Долуденко и др., 1989). Стратиграфическая схема по нижне-среднеюрским (нижней половины средней юры) отложениям Южного Казахстана не пересматривалась и была принята на совещании без анализа палеоботанических данных.

В 1990 г. во время полевых работ нам удалось собрать интересный палеоботанический и стратиграфический материал из естественных обнажений Южного Казахстана, где на дневную поверхность выходит нижняя часть юрской толщи. Это разрезы на территории Ленгерского угленосного бассейна, Кельтемашата, юга Леонтьевской впадины (хребет Каратау). Кроме того, нами был просмотрен керн ряда скважин, пробуренных на территории нового нефтегазоносного региона – Южного Тургай, вскрывших мощную толщу юрских отложений. Обработка полученного материала, просмотр палеоботанических коллекций из юрских отложений других впадин Казахстана, хранящихся в Институте зоологии Академии наук Казахстана, анализ публикаций предшествующих исследователей (Орловская, 1968, 1974, 1977; Долуденко, Орловская, 1976) послужили основой для разработки новых представлений о корреляции отложений и их возрастной датировки (рис. 1).

Территория Казахстана в юрское время представляла собой в основном денудационную равнину с постепенным изменением рельефа в сторону

его усложнения – образования нагорий, межгорных и предгорных впадин (Палеогеография..., 1975; Бувалкин, 1978). Лишь на западе Казахстана в течение юры существовала прибрежно-морская равнина с отдельными гипсометрически более высокими участками типа современных гор Каратау на Мангышлаке. Но во второй половине юрского периода прибрежная равнина постепенно заливалась морем. Контрастные формы рельефа территории Казахстана предопределили свою историю развития каждой впадины и естественную в таких случаях разновременность начала и окончания процессов осадконакопления. Фациальная пестрота отложений, невыдержанность их по площади обусловили невозможность прямой корреляции этих отложений от разреза к разрезу даже в пределах одной впадины. Проблема же возрастной датировки отложений обостряется еще и биогеографической, а также ландшафтной дифференциацией ценозов, закономерной для такой огромной территории, как Казахстан. Поэтому при решении вопросов фито-стратиграфии континентальных толщ особое значение приобретают данные детального изучения систематической принадлежности остатков ископаемых растений, как естественных возможных временных индикаторов.

В силу полноты представленности разрезы юрских отложений Леонтьевского прогиба Южного Казахстана (хребет Каратау) на II Казахстанском стратиграфическом совещании в 1986 г. были

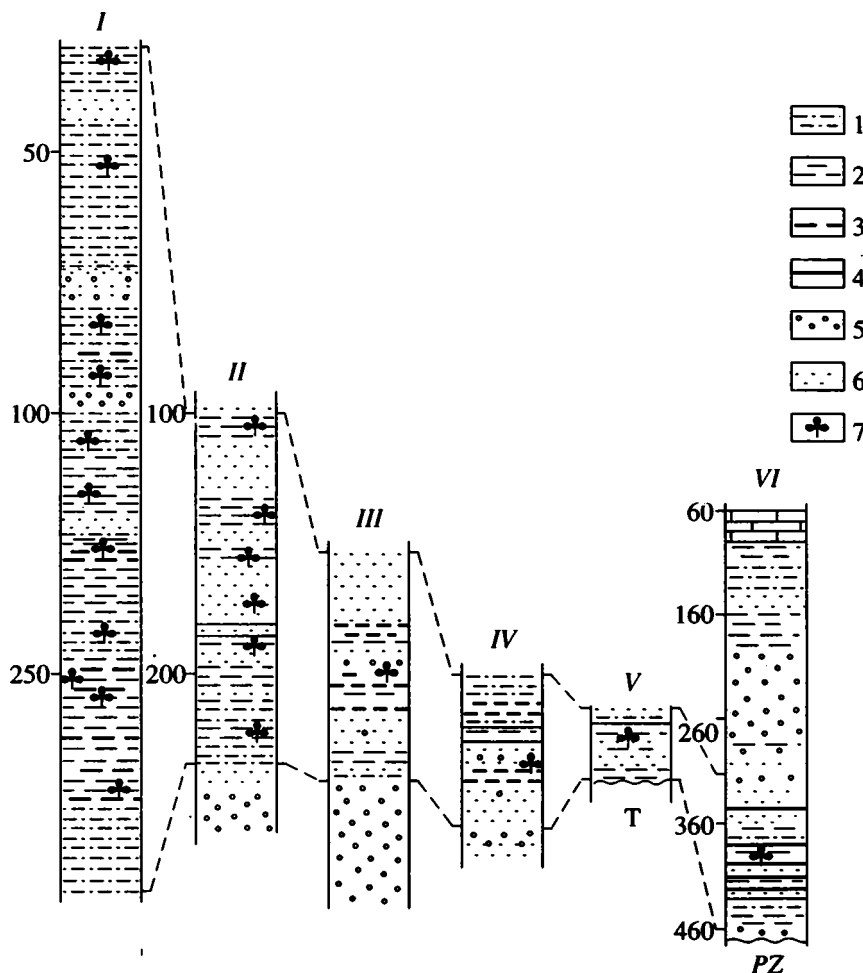


Рис. 2. Распространение чокпак-кельтемашатского коррелятивного комплекса растений в основных разрезах нижней юры Южного Казахстана. I-IV – разрезы Чокпакского месторождения угля, хребет Каратау (по Г.В. Сакулиной, Н.Н. Севрюгину); I – скв. 15; II – скв. 17; III – обнажение по р. Чок-Пак; IV – Мельничный участок.

V-VI – Кельтемашатская впадина (по Н.Н. Севрюгину): V – обнажение по р. Кельтемашат, VI – скв. 6.

1 – алевролиты; 2 – глины; 3 – углистые глины; 4 – уголь; 5 – конгломераты; 6 – песчаники; 7 – отпечатки растений.

приняты в качестве опорных. Угленосные отложения здесь представлены всеми отделами юры и прослежены в том или ином объеме, кроме Леонтьевской впадины, в Ленгерском и Кельтемашатском угленосных бассейнах. В юрской толще Южного Казахстана мы предлагаем выделить пять фитостратиграфических² или коррелятивных³ комплексов: чокпак-кельтемашатский (ранняя юра), куркуреуско-боролсайский с двумя подкомплексами (конец ранней–начало средней юры), боролсайской (средняя юра, предположительно бат), комплекс керамических глин (верхи средней юры), карабастауский (поздняя юра, кимеридж–оксфорд).

Чокпак-кельтемашатский фитостратиграфический комплекс (табл. I, фиг. 1–10; табл. II,

фиг. 1–5) происходит из угленосных отложений Чокпакского и Кельтемашатского месторождений угля. В Чокпакском месторождении, находящемся в южной части хр. Каратау в бассейне р. Чокпак (рис. 2, III), угленосная толща мощностью до 350 м, несогласно залегающая на конгломератах, представлена переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов и углей (рис. 2). По данным Э.Р. Орловской (Долуденко, Орловская, 1976) и нашим, комплекс из угленосной толщи происходит непосредственно из отвалов шахт месторождения (к северо-востоку от разреза Чокпак близ пос. Кремневки), из обнажения по реке Чокпак (Мельничный участок месторождения) и из скважин, пробуренных на северо-западном замыкании (скв. 17) Чокпакского месторождения и юго-западнее его (скв. 15). Список растений из этих местонахождений невелик и насчитывает по определениям Э.Р. Орловской и нашим 27 видов.

² Термин А.И. Киричковой (1982).

³ Термин С.В. Мейена (1990).

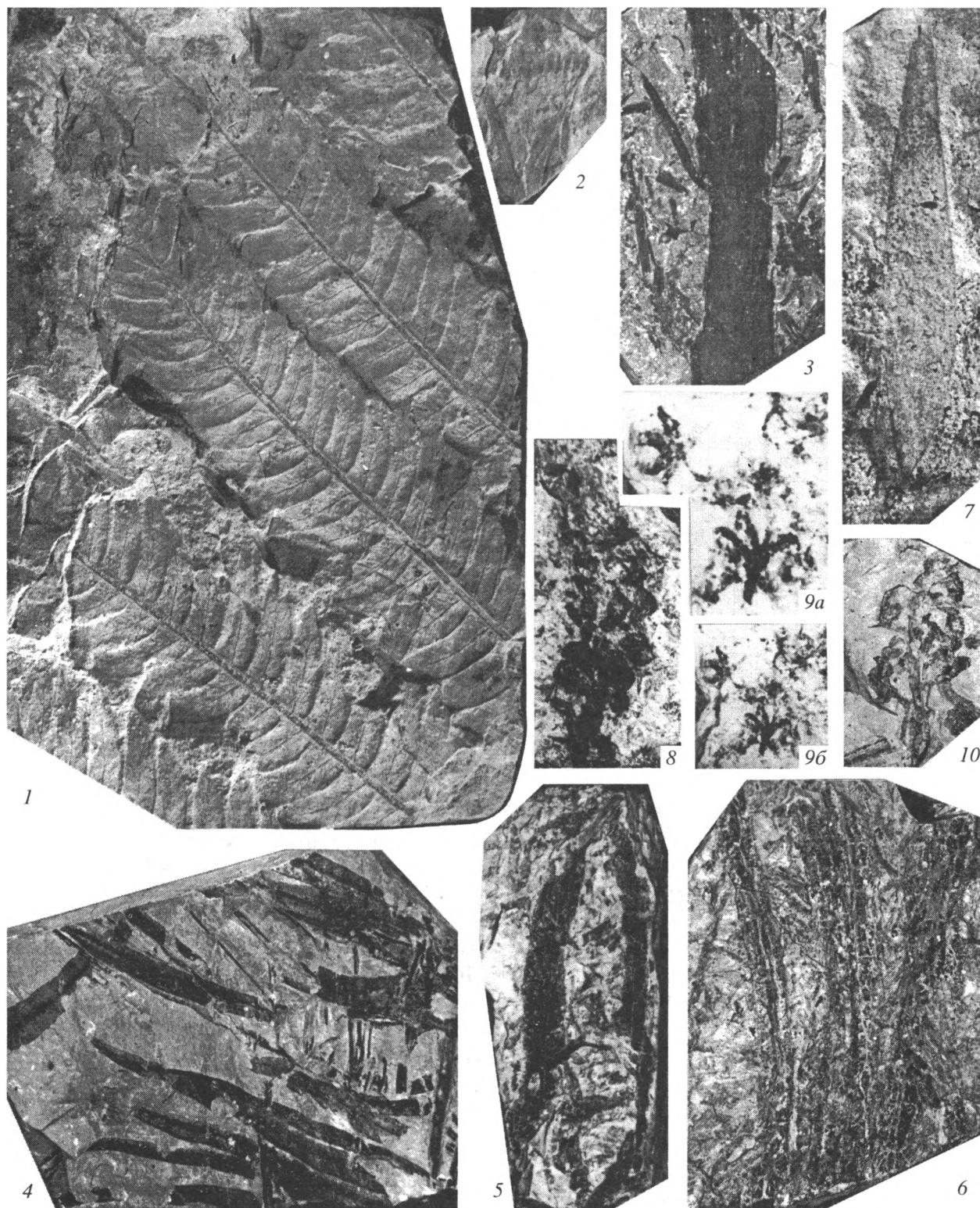


Таблица I. Чокпак-кельтемашатский комплекс. 1 – *Cladophlebis chokpakensis* Orlovsk., часть перистого листа, экз. 853/70, Южный Казахстан, р. Кельтемашат, зачистка выше старой штольни, кельтемашатская свита; 2 – *Neoscalamites* sp., часть побега со следами прикрепления листьев в узле, обр. 853/71, там же; 3 – *Neoscalamites* cf. *carcinoides* Harris, часть стебля с остатками листьев, экз. 853/72, хребет Каратау, месторождение Чокпак, угленосная толща; 4 – *Annulariopsis* (?) sp., остатки листьев хвощового, экз. 853/73, там же; 5, 6 – *Dictyophyllum* sp., остатки узких сегментов листьев с сетчатым жилкованием, экз. 853/74, 853/75, Южный Казахстан, р. Кельтемашат, зачистка выше старой штольни, кельтемашатская свита; 7 – *Ferganiella lanceolata* Brick, изолированный лист, обр. 853/76, там же; 8 – *Leptostrobus* sp., экз. 853/77, хребет Каратау, Чокпакское месторождение, Мельничный участок, угленосная толща; 9a, 9b. *Swedborgia* sp., отпечатки чешуй, экз. 853/78 (9b – $\times 2$). Южный Казахстан, р. Кельтемашат, зачистка выше старой штольни, кельтемашатская свита; 10 – *Stenorachis* sp., часть стробила, экз. 853/79, там же.

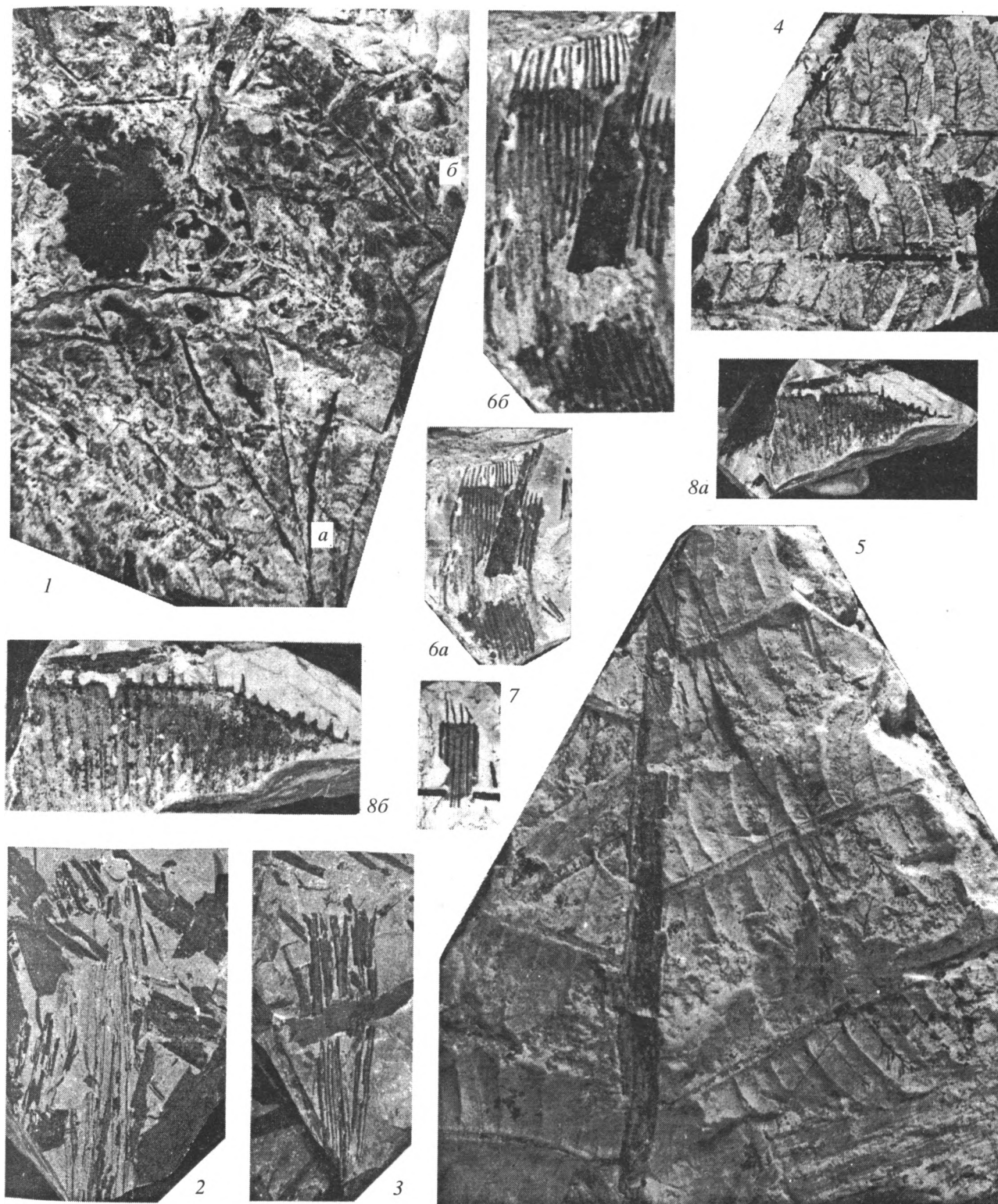


Таблица II.

1–5 – Чокпак-кельтемашатский комплекс. 1а, 2, 3 – *Czekanowskia australis* Kiritch. et Samyl. 1б – *Cladophlebis chokpaken-sis* Orlovsk., экз. 853/80, 853/81, 853/82, хребт Каратау, месторождение Чокпак, угленосная толща; 4, 5 – *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., части перистых листьев, экз. 853/83, 853/84, Южный Казахстан, р. Кельтемашат, зачистка выше старой штольни, кельтемашатская свита; 6–8 – комплекс нижней половины тогузской свиты; 6а, 6б, 7 – *Equisetites astrophyllus* Kiritch., отпечатки стеблей с мутовками листьев, (6б – $\times 2$), экз. 853/34, 853/33, Ленгерская впадина, р. Ащи, тогузская свита (нижняя половина); 8а, 8б – *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., отпечаток части стебля с листьями в узле (8б – $\times 2$), экз. 853/32, там же.

Таблица 1. Список чокпак-кельтемашатского фитостратиграфического комплекса

Виды	Скв. 15			Скв. 17, 100–200 м	Чокпакское месторождение		Р. Кельте- машат
	50–100 м	100–200 м	200–280 м		отвалы шахт	мельничный участок	
<i>Annulariopsis</i> sp.					+		
<i>Neocalamites</i> cf. <i>carcinoides</i> Harris					+		
<i>Equisetites lateralis</i> (Phill.) Phill.				+			
<i>Todites princeps</i> (Presl.) Goth.							+
<i>Cladophlebis denticulata</i> (Brong.) Font.					+	+	
<i>C. haiburnensis</i> (L. et H.) Sew.					+	+	+
<i>C. nebbensis</i> (Brong.) Nath.					+	+	+
<i>C. chokpakensis</i> Orlovsk.					+	+	+
<i>C. witbiensis</i> var. <i>punctata</i> Brick					+		
<i>C. suluctensis</i> Brick					+		
<i>C. aktashensis</i> Tur.-Ket.	+						+
<i>C. magnifica</i> Brick						+	
<i>Raphaelia dentata</i> Orlovsk.					+		
<i>Clathropteris obovata</i> Oishi						+	sp.
<i>Dictyophyllum</i> sp.							+
<i>Sphenobaiera</i> sp.		+	+			+	
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>sibirica</i> Heer	+			sp.			
<i>Desmiophyllum rarineris</i> (Krysht. et Pryn.) Kiritch.					+		
<i>Phoenicopsis sakulinae</i> Kiritch.						+	
<i>Ph. sevrjuginii</i> Kiritch.					+		
<i>Ph. ex gr. angustifolia</i> Heer		+		+		+	
<i>Czekanowskia asiatica</i> Kiritch. et Samyl.	+						
<i>Cz. australis</i> Kiritch. et Samyl	+				+		
<i>Cz. ex gr. latifolia</i> Tur.-Ket		+	+	+		+	+
<i>Cz. ex gr. rigida</i> Heer	+	+		+			
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.				+			+
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+	+	+			
<i>Sorosaccus sibiricus</i> Pryn.					+		
<i>Stenorachis striolatus</i> Heer						+	+

(табл. 1). В составе чокпакских тафофлор преобладают папоротники из рода *Cladophlebis* (7 видов) и чекановские из родов *Phoenicopsis* и *Czekanowskia*, представленные местными видами. Присутствуют редкие хвощовые – род *Neocalamites*. Как видно из табл. 1, набор таксонов из всех точек чокпакского месторождения одинаков. Остается лишь неясным, почему ранее комплексы растений из обнажения по р. Чокпак и угольного месторождения (Мельничный участок) Э.Р. Ор-

ловской (Долуденко, Орловская, 1976) представлены как разновозрастные, соответственно как ранне- и среднеюрские? Аналогичный чокпакскому комплекс растений с преобладанием тех же видов *Cladophlebis* и *Czekanowskia* (табл. 1) собран нами из кельтемашатской свиты угольного месторождения Кельтемашат. Месторождение расположено южнее Чокпакского, в 5 км северо-восточнее Чимкента. Здесь, на левом борту долины р. Кельтемашат (рис. 1), выходит толща переслаивания

песчаников, темно-серых и серых глин, алевролитов мощностью до 60 м. Кельтемашатская свита несогласно залегает на выветренных породах триаса и перекрывается пестроцветными грубозернистыми песчаниками с прослоями глин и конгломератов (рис. 2). Свита содержит многочисленные остатки растений, приуроченные к темно-серым и серым глинам. Помимо найденных здесь нами растений (табл. 1) ранее из этого же местонахождения Э.Р. Орловской по сборам Г.В. Сакулиной были определены *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill. и несколько видов *Cladophlebis* (*C. argutula* (Heer) Font., *C. sublobata* Johans.). Такой же комплекс растений, список которых при жизни Э.Р. Орловской не удалось опубликовать, был получен ею (табл. 2) из ряда скважин, пробуренных на территории угольного месторождения Кельтемашат. В его составе, как и в чокпакских тафофлорах, преобладают разнообразные *Cladophlebis* и частые *Czekanowskia* из группы "latifolia".

Раннеюрский возраст чокпак-кельтемашатских тафофлор не вызывает сомнения, что основано на полном отсутствии в их составе даже встреченных в единичных экземплярах каких-либо среднеюрских форм, в том числе рода *Coniopteris* и преобладании разнообразных *Cladophlebis* в сочетании с *Neocalamites*, *Podozamites*. По составу чокпак-кельтемашатские тафофлоры соответствуют первому этапу в развитии юрской палеофлоры "сибирского" типа, флористический комплекс которой в первой половине ранней юры составляли *Neocalamites*, *Equisetites*, *Cladophlebis*, *Sphenobaiera*, *Ginkgo*, *Czekanowskia*, *Podozamites*, *Pityophyllum*. Флора подобного типа имела распространение на юге Западной Сибири и большей части территории Казахстана, исключая его западные районы. Это была единая растительная зона в пределах Сибирской палеофлористической области (Вахрамеев, 1964, 1988; Вахрамеев и др., 1970; Киричкова и др., 1989, 1992).

Чокпак-кельтемашатскому комплексу Южного Казахстана по систематическому составу и уровню развития в Восточном Казахстане соответствуют тафофлоры нижней подсвиты сарыкольской свиты Майкюбена и и узубулакской свиты Алакуля (табл. 3), изученные Э.Р. Орловской (1968).

В их составе также преобладает род *Cladophlebis*, представленный теми же видами вместе с *Neocalamites*, чекановскими и *Podozamites*. Возраст ащикольской свиты Майкюбена (табл. 3) представляется нам более древним. На севере Казахстана чокпак-кельтемашатские тафофлоры могут быть сопоставлены с таковыми из нижней подсвиты кушмурунской свиты Северного Турга (Вахрамеев, 1964).

Следующий коррелятивный комплекс – куркуреуско-боролдайский. Он происходит из опор-

Таблица 2. Список растений из кельтемашатской свиты, из скважин Кельтемашатского угольного бассейна

Виды	Скв. 6, гл. 405 м	Скв. 23, гл. 87–103 м	Скв. 359, гл. 175–234 м
<i>Neocalamites</i> sp.			+
<i>Equisetites</i> ex gr. <i>beanii</i> (Bunb.) Sew.			+
<i>Equisetites</i> sp.		+	+
<i>Cladophlebis aktashensis</i> Brick			+
<i>C. haiburnensis</i> (L. et H.) Sew.	+	+	
<i>C. magnifolia</i> Brick			+
<i>C. denticulata</i> (Brongn.) Font.			+
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>digitata</i> Heer			+
<i>Sphenobaiera</i> sp.		+	+
<i>Erethmophyllum</i> (?) sp.			+
<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>latifolia</i> Tur.-Ket.	+	+	
<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.		+	+
<i>Pityophyllum norden-skioldii</i> (Heer) Nath.		+	+
<i>Cycadocarpidium</i> sp.		+	
<i>Samaropsis</i> sp.			+

ных и стратотипических разрезов куркуреуской и боролдайской свит (рис. 3) Леонтьевского межгорного прогиба Южного Казахстана (Севрюгин и др., 1989, 1990). Систематический состав комплекса был изучен Э.Р. Орловской (Долуденко, Орловская, 1976). Основное ядро комплекса, наряду с разнообразными *Cladophlebis*, составляют *Coniopteris*, цикадофиты из родов *Nilssoniopteris*, *Anomozamites*, *Nilssonia* и другие виды *Czekanowskia* из родов *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*. Комплекс складывается из двух подкомплексов – куркуреуского и боролдайского, различающихся разной представленностью рода *Coniopteris*. В тафофлорах куркуреуской свиты (куркуреуский подкомплекс, рис. 3, Долуденко, Орловская, 1976) роль рода *Coniopteris* еще незначительна. В отложениях свиты остатки листьев *Coniopteris* встречаются хотя и довольно часто, но приурочены к верхней части свиты и, как правило, неопределимы до вида. Доминирующими в этих тафофлорах являются род *Cladophlebis* вместе с цикадофитами – *Nilssoniopteris*, *Pseudoctenis*, *Nilssonia*.

В боролдайском подкомплексе, характеризующем боролдайскую свиту (рис. 3) и состоящем из тех же видов *Cladophlebis*, роль *Coniopteris* становится более ощутимой. Здесь присутствуют уже

Таблица 3. Схема сопоставления угленосных отложений юры некоторых впадин Казахстана с опорным разрезом Леонтьевского прогиба, хр. Каратау (Южный Казахстан), по данным изучения остатков ископаемых растений

Отдел	Ярус	Фитостратиграфический комплекс		хр. Каратау	Ленгер-ская впа-дина	Кельте-машат-ская впа-дина	Илийский угленос-ный бас-сейн	Тургай		Майкюбень	Алаколь
								Южный	Северный		
Верхний	Келловей	Борол-сайский	Борол-сайский	Балабугунь-ская свита 62 м				?			
				Карабаста-уская свита 250 м				Акша-булакская свита 550 м			
				Gleichenoidea sp., Coniopteris furs- senkoi Pryn., Schizolepis spp., Pity- ospermum spp., Araucarites sp.				Кумколь- ская свита 300 м			
				Coniopteris simplex (L. et H.) Harris, Sagenopteris spp., Williamsoniella spp., Nilssonina baranovae Burak., Pagiophyllum spp., Elatocladus spp.				Караган- сайская свита 350 м			
				Кашкара-тинская свита 700 м				Дошан- ская свита 400 м	Дузбайская свита 100 м		
				Боролдай-ская свита 650 м				Айбагин- ская свита 550 м	Караганская свита 60 м	Шоттыкуль- ская свита 400 м	
				Куркуреус- кая свита 1000 м			Джар- кенская свита 130 м	Верхняя п/св.			
				Угленос-ная толща 350 м			Каирлы- ганская свита 380 м	Сазым- байская свита 700 м	Кушмурунская свита 300 м	Верх. п/св. 600 м	Кузакс- кая свита 650 м
									Нижняя п/св.	Нижняя п/св. 150 м	Узунбу- лакская свита 250 м
									Черниговская свита 160 м	Ащиколь- ская свита 600 м	
Средний	Бат	Борол-сайский	Борол-сайский	Боролдай-ская свита 650 м							
				Кашкара-тинская свита 700 м							
				Боролдай-ская свита 650 м							
				Куркуреус- кая свита 1000 м							
				Угленос-ная толща 350 м							
Нижний	Плинез	Борол-сайский	Борол-сайский	Боролдай-ская свита 650 м							
				Кашкара-тинская свита 700 м							
				Боролдай-ская свита 650 м							
				Куркуреус- кая свита 1000 м							
				Угленос-ная толща 350 м							

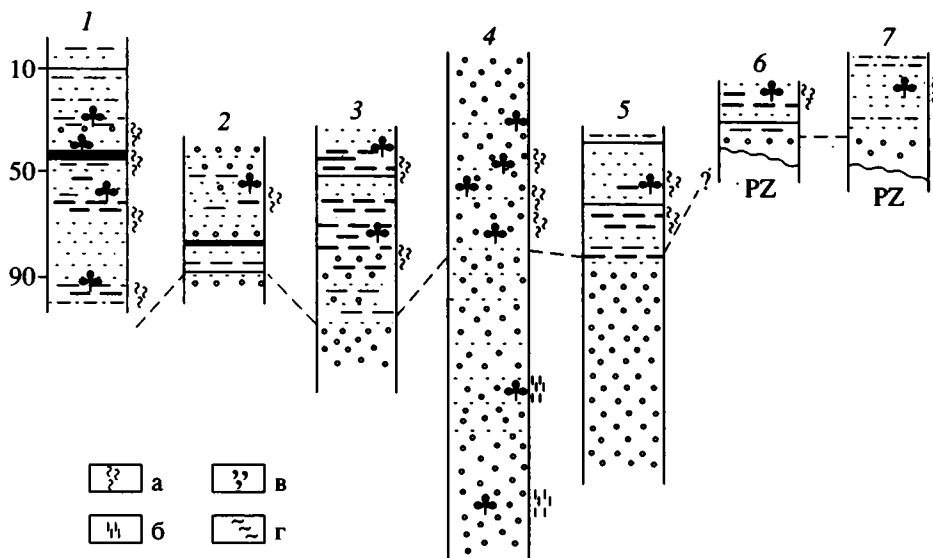


Рис. 3. Распространение куркуреуско-боролдайского коррелятивного комплекса растений в основных разрезах юры хребта Каратау. 1–3 – Таскомырсайское месторождение угля (по Г.В. Сакулиной, Н.Н. Севрюгину): 1 – скв. 261, 2 – обнажение оврага Таскомырсай, 3 – месторождение Таскомырсай; 4 – сай Куркуреу (стратотип куркуреуской свиты, по Н.Н. Севрюгину); 5 – оврагу Акбет; 6 – месторождение Боролдай (стратотип боролдайской свиты); 7 – лог Акбулак (по Г.В. Сакулиной, Н.Н. Севрюгину).

а – боролдайский подкомплекс; б – куркуреуский подкомплекс; в – боролсайский комплекс; г – карабастауский комплекс. Другие усл. обозн. см. на рис. 2.

несомненные *C. hymenophylloides* (L. et H.) Sew., *C. zindanensis* Brick, а также роды *Anomozamites*, *Nilssonia* и несколько других видов рода *Nilssoniopteris* (Долуденко, Орловская, 1976). Исходя из принятой в настоящее время концепции о развитии родов *Coniopteris* и *Nilssonia* на границе ранней и средней юры (Вахрамеев и др., 1970; Киричкова и др., 1992), о наибольшем их видовом разнообразии в начале средней юры, куркуреуский подкомплекс может быть датирован как поздне-раннеюрский, а боролдайский с двумя видами *Coniopteris* – как ранне-среднеюрский. Следовательно, границу ранней и средней юры в разрезах хребта Каратау, возможно, следует проводить в основании боролдайской свиты. Куркуреуским тафофлорам в Восточном Казахстане (табл. 3) соответствуют тафофлоры кайрлыганской свиты Илийского бассейна (Бувалкин, 1964; Орловская, 1974), характеризующиеся также еще редкими и неопределимыми до вида остатками *Coniopteris*, верхней подсвиты сарыкольской свиты угольного месторождения Майкюбен и кусакской свиты Алаколя (Орловская, 1968). Тафофлоры джаркенской свиты Илийского бассейна, также как и шоптыкульской свиты Майкюбена, по наличию уже нескольких видов *Coniopteris* больше соответствуют боролдайскому уровню (табл. 3). В Северном Казахстане, на севере Тургайского прогиба аналогами куркуреуско-боролдайского комплекса являются тафофлоры верхней подсвиты кушмурунской свиты. Причем последние по

систематическому составу и представленности рода *Coniopteris* более сходны с боролдайским подкомплексом.

Боролдайский комплекс впервые обнаружен нами в скважинах Южного Тургай. Проведенное здесь в последнее время нефтепоисковое бурение вскрыло мощную, до 3000 м, толщу юрских континентальных осадков, составляющих нижнюю часть осадочного чехла и выполняющих локальные депрессии домезозойского фундамента. К сожалению, стратиграфия этой толщи оставалась не разработанной. В последних работах А.К. Бувалкина с соавторами (1988, 1989), касающихся геохимии юрских нефтеносных пород Южного Тургай, предложено расчленение толщи на свиты – бектаскую, айбалинскую, дощанскую, карагансайскую, кумкольскую и акшабулакскую. Но при этом авторами не были выделены стратотипические разрезы скважин, интервалы залегания свит, их мощности, литологическая характеристика. Более того, в представленной А.К. Бувалкиным на совещании стратиграфической схеме бектаская свита без объяснения была переименована в сазымбайскую.

Поэтому использовать эти стратотипы не представляется возможным, хотя свиты вошли в корреляционную колонку по Южному Тургаю стратиграфической схемы юры Казахстана, принятой в 1986 г. (табл. 3). Позднее геологи “Южказгеологии” любезно предоставили авторам керн тех же скважин, с которыми работал

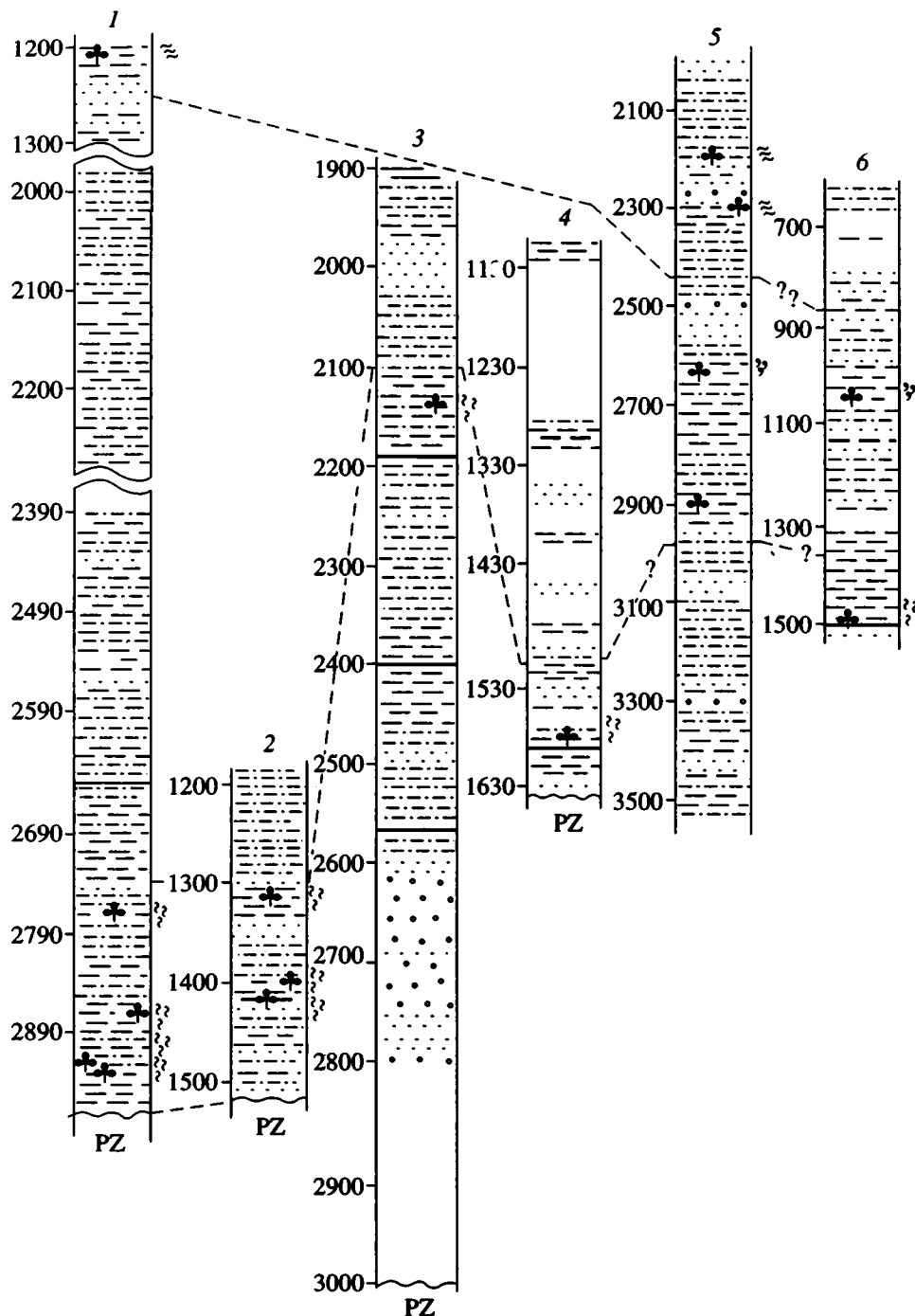


Рис. 4. Распространение боролдайского подкомплекса (а), боролсайского (в) и карабастауского (г) коррелятивных комплексов растений в скважинах Южного Тургай (по материалам геологов "Южказгеологии"). 1 – пл. Сазымбай, скв. 2-П; 2 – пл. Арыскуп, скв. 15-С; 3 – пл. Акшабулак, скв. 1-П; 4 – пл. Кумколь, скв. 5-Г; 5 – пл. Бозинген, скв. 1-П; 6 – пл. Бозинген, скв. 13-С (условные обозначения на рис. 2, 3).

А.К. Бувалкин, с остатками ископаемых растений. Полученные нами отсюда комплексы растений по систематическому составу оказались сходными с таковыми из юрских отложений хребта Каратау. Из нижней части юрской толщи (сазымбайская, айбалинская свиты?) Южного

Тургай, вскрытой скважинами на площадях Сазымбай, Арыскуп, Кумколь (рис. 1, 4), был выделен комплекс растений, подобный куркуреуско-боролдайскому комплексу хребта Каратау (табл. 4). По А.К. Бувалкину (1988), эта часть разреза – скв. 15-С, пл. Арыскуп, инт. 1206–1410 м –

Таблица 4. Распространение боролдайского подкомплекса в скважинах Южного Тургая

Виды	Акшабулак, 1-П, гл. 2090–2092 м	Сазымбай, 2-П, гл. 2781–2930 м	Арыскуп, 15-С, гл. 1344–1470 м	Кумколь, 5-Г, гл. 1544–1552 м
<i>Neocalamites</i> sp.			+	
<i>Equisetites turgaicus</i> (Vlad.) Kiritch.		+		
<i>Coniopteris Spetabilis</i> Brick		cf.	sp.	+
<i>C. murrayana</i> (Brongn.) Brongn.	+			
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>nebbensis</i> (Brongn.) Nath.				+
<i>C. whitbiensis</i> (Brongn.) Brongn.			+	
<i>C. czokpakensis</i> Orlovs.				+
<i>C. cf. sewardii</i> Johans.				+
<i>Lobifolia</i> (<i>Eboracia</i> ?) sp.		+		
<i>Anomozamites</i> cf. <i>kornilovae</i> Orlovs.				+
<i>Sphenobaiera</i> sp.			+	
<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>rigida</i> Heer		+		
<i>Cz. ex gr. latifolia</i> Tur.-Ket.				+
<i>Ferganiella lanceolata</i> Brick			+	
<i>Pagiophyllum setosum</i> (Phill.) Sew.				+
<i>Pityophyllum</i> sp.			+	

отнесена к акшабулакской свите, возраст которой по палинологическим данным определяется как поздняя юра.

Прямое сопоставление куркуреуско-боролдайских тафофлор Южного, Восточного и Северного Казахстана с таковыми из Западного Казахстана, в частности с тафофлорами кокалинской и тонашинской свит Мангышлака (Киричкова и др., 1989), не представляется возможным из-за их очевидной гетеротаксонности. Последнее обусловлено принадлежностью западноказахстанских тафофлор Евро-Синийской палеофлористической области (Вахрамеев, 1988; Киричкова и др., 1989), палеофлоры которой характеризуются иным набором характерных групп растений. Однако общие тенденции развития отдельных групп растений на рубеже ранняя–средняя юра, в частности родов *Coniopteris* и *Nilssonina*, просматриваются в ранне-среднеюрских тафофлорах как юга России (Северный Кавказ), так и Западного Казахстана и Западной Сибири (Вахрамеев, 1964, 1969, 1982; Киричкова и др., 1992). Так, тафофлоры верхней половины эргозинского горизонта (кокалинская свита, нижняя ее половина) Мангышлака почти не содержит остатков листьев *Coniopteris*, которые, если встречаются, то, как правило, неопределимы до вида. В составе же тафофлор верхов кокалинской свиты и в тонашинской свите Мангышлака присутствуют уже несколько видов *Coniopteris* – *C. perfolia* Genk., *C. margaretae* Harris,

C. furssenkoi Pryn., являющихся характерными для средней юры (Вахрамеев, 1970). Значительно более разнообразным вместе с родом *Coniopteris* становится и род *Nilssonina* в ранне-среднеюрских тафофлорах этих территорий. Аналогичные изменения состава рода *Coniopteris* и *Nilssonina* прослежены нами и на примере ранне-среднеюрских тафофлор Кузбасса (Киричкова и др., 1992). Поэтому куркуреуско-боролдайский комплекс Южного Казахстана и его аналоги лишь по уровню развития могут быть сопоставлены с кокалинским и чирчильским и, возможно, келендинским комплексами Мангышлака, возраст которых принят на последнем Стратиграфическом совещании по Казахстану (1986 г.) в пределах тоар-аалена.

Перекрывающая в опорном разрезе хр. Кара-тау боролдайскую кашкаратинская свита почти не содержит растительных остатков (Северюгин и др., 1989, 1990). По данным Э.Р. Орловской (Долуденко, Орловская, 1976), немногочисленный комплекс из кашкаратинской свиты еще не отличается от боролдайского подкомплекса и отражает все признаки палеофлор Сибирской палеофлористической области. По стратиграфическому положению кашкаратинская свита соответствует караганской и дузбайской свитам Северного Тургая, комплексы растений которых проявляют заметное сходство с таковыми карадиирменской свиты Мангышлака в Западном Казахстане (Вах-

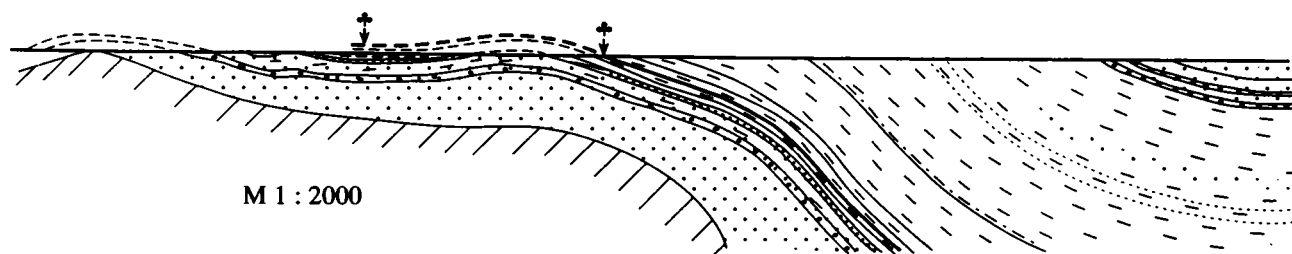


Рис. 5. Разрез нижней половины тогузской свиты в обнажении по р. Ащи, Ленгерская впадина (условные обозначения на рис. 2).

рамеев, 1964; Киричкова и др., 1989). В Южном Тургае возрастным аналогом кашкаратинской свиты, по всей вероятности, можно считать толщу мощностью более 400 м, состоящую из алевролитов, песчаников, аргиллитов темно-серых до черных с конгломератами в основании, выделяемую в дощанскую свиту (Бувалкин, Солдатов, 1988) и вскрытую скважинами 2-П площади Сазымбай, в интервале 2100–2600 м, 1-П площади Акшабулак, в интервале 1900–2100 м, I-П площади Базинген, в интервале 3000–3500 м. Из-за очень ограниченного отбора керн (литологические колонки, представленные на рис. 4, составлены геологами “Южказгеологии” по данным

ГИЗ) интервал не охарактеризован остатками растений.

Тафофлоры из верхней части разреза юрской толщи хр. Каратау – боролсайской и карабастауской свит – являются уже типичными представителями флоры Евро-Синийской палеофлористической области. Стратиграфия этой части разреза хребта Каратау благодаря исследованиям последних лет (Севрюгин и др., 1989, 1990; Долуденко, 1984; Долуденко и др., 1989, 1990) значительно детализирована и обоснована уточненными палеоботаническими данными. В уточненном виде она вошла в Стратиграфическую схему юры

Таблица 5. Распространение боролсайского комплекса в скважинах и обнажениях Южного Тургай

Виды	Пл. Бозинген		Овраг Бозинген
	1-П, 2658–2925 м	13-С, 1000–1010 м	
<i>Equisetites beanii</i> (Bunb.) Sew.			+
<i>E. lateralis</i> (Phill.) Harris		+	
<i>Hausmannia</i> sp.			+
<i>Phlebopteris polypodioides</i> (Brongn.) Brongn.			
<i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew.	cf.	+	
<i>C. furssenkoi</i> Pryn.	+		
<i>C. cf. nerifolia</i> Genk.	+		
<i>C. cf. porcina</i> Pryn.			+
<i>Eboracia lobifolia</i> (Phill.) Thomas	+		+
<i>Cladophlebis</i> sp.			+
<i>Czekanowskia</i> ex gr. <i>latifolia</i> Tur.-Ket.	+		
<i>Erethmophyllum</i> sp.			+
<i>Nilssonsonia</i> sp.		+	+
<i>Nilssoniopteris</i> sp.			+
<i>Pagiophyllum setosum</i> (Brongn.) Sew.			+
<i>Elatocladus subzamioides</i> Dolud.			+
<i>Pityophyllum</i> sp.	+	+	+
<i>Schizolepis</i> sp.			+
<i>Pityospermum</i> sp.			+

Казахстана, принятую на совещании в 1986 г. Боролсайский коррелятивный комплекс, происходящий из одноименной свиты хребта Каратау, значительно отличается от боролдайского другим соотношением характерных групп растений. На первое место здесь выходят хвойные из родов *Elatocladus*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum* и беннеттитовые – *Pterophyllum*, *Williamsoniella*, *Anotozamites* вместе с кейтониевыми – *Sagenopteris*. Из папоротников присутствует мелколистный *Coniopteris simplex* (L. et H.) Harris. Батский возраст боролсайских тафофлор обосновывается стратиграфическим положением и сходством их с сарыдиирменским комплексом Мангышлака. Возраст последнего подтвержден батской фауной аммонитов (Безносков, 1972; Савельев и др., 1973; Киричкова и др., 1989; Долуденко и др., 1989).

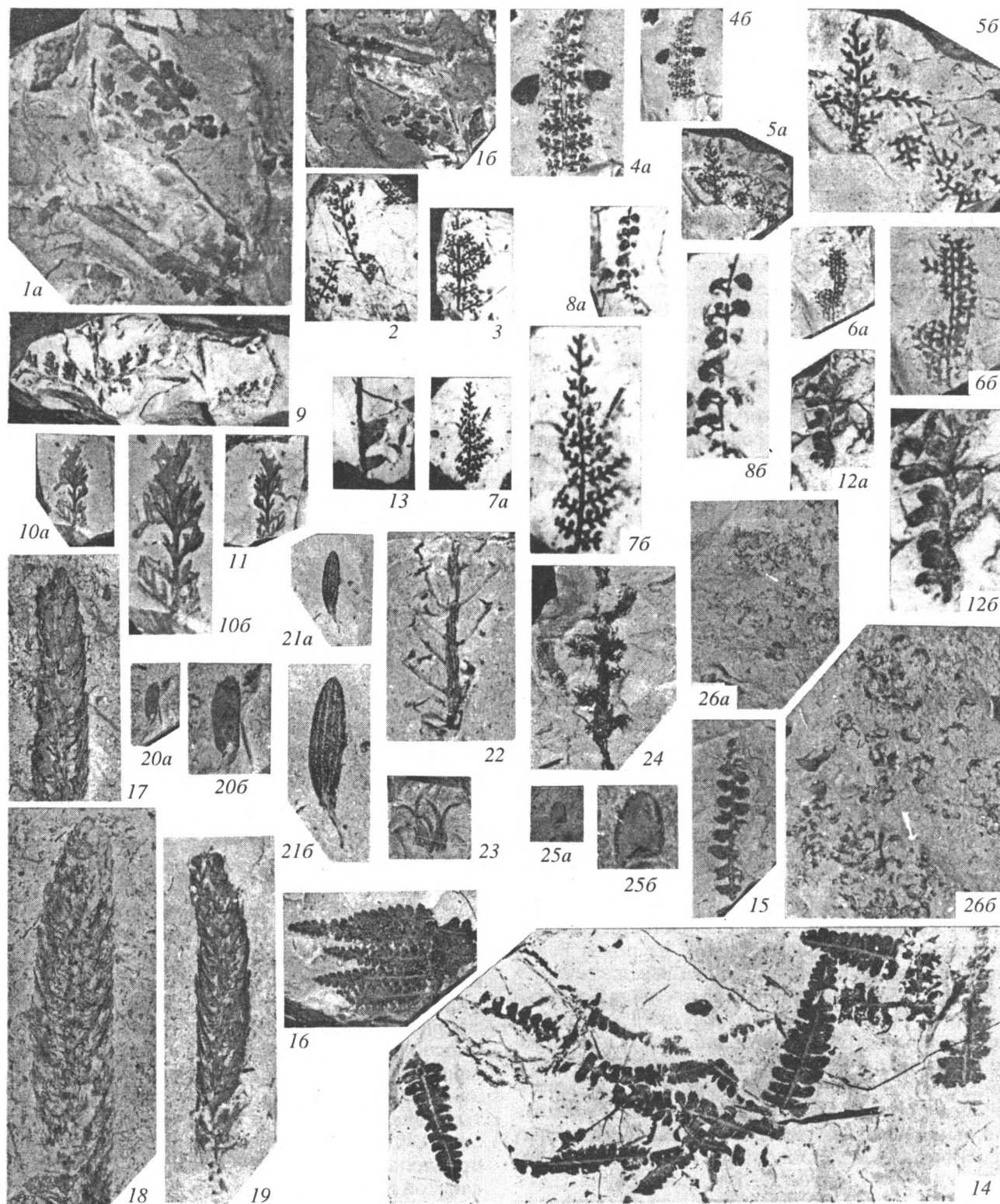
Аналоги боролсайского комплекса обнаружены нами в последние годы в нижней части тогузской свиты Ленгерской угленосной впадины (Долуденко и др., 1995) и в скважинах Южного Тургае.

В Ленгерской впадине комплекс растений боролсайского типа (табл. II, фиг. 6–8; табл. III, фиг. 1–13) собран в береговых выходах тогузской свиты по р. Ащи, где на дневную поверхность выходят нижняя и средняя части свиты (рис. 5). Здесь найдены остатки хвощовых – *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *E. cf. astorphyllum* Kiritch., многочисленные остатки мелколистных папоротников *Coniopteris* – *C. vialovae* Tur.-Ket., *C. cf. simplex* (L. et H.) Harris, *C. cf. furssenkoi* Pryn., из цикадофитов – часть листа *Nilssonia cf. baranovae* Burak. Выше по разрезу найден небольшой побег хвойного – *Elatocladus cf. minuta* Dolud. Состав комплекса из обнажения по р. Ащи полностью повторяет таковой из боролсайской свиты хр. Каратау и сарыдиирменской свиты Мангышлака (Киричкова и др., 1989; Долуденко и др., 1989). Такой же по составу комплекс растений с мелколистными *Coniopteris*, хвойными из родов *Pagiophyllum*, *Elatocladus* обнаружен нами в скважинах и обнажении (овраг Бозинген) на площади Бозинген Южного Тургае. Аналогии боролсайской свиты здесь вскрыты (рис. 4) скважинами 1-П в интервале 2600–3000 м и 13-С в интервале 850–1200 м и представлены черными битуминозными аргиллитами с прослоями серых алевролитов и песчаников (карагансайская свита?). В алевролитовых прослоях в обнажении оврага Бозинген найдены остатки *Coniopteris* – *C. furssenkoi* Pryn., *C. cf. roscina* Pryn. и хвойные с чешуйчатыми листьями (табл. 5).

Удивительная выдержанность в систематическом отношении состава тафофлор боролсайско-сарыдиирменского типа впервые позволяет более уверенно говорить о батском возрасте не только боролсайской свиты хребта Каратау, но

и нижней половины тогузской свиты Ленгера и их аналогов, вскрытых скважинами в Южном Тургае.

Комплекс растений из верхней части тогузской свиты Ленгерской впадины собран в карьере близ керамического завода. Здесь выходит толща пестроцветных глин с прослоями песчаников и алевролитов. В светло-серых глинах найдены (Долуденко и др., 1995) *Equisetites* sp., *Gleichenoides kazachstanica* Kiritch., *Coniopteris cf. furssenkoi* Pryn., *Pterophyllum* sp., *Ixostrobis heeri* Pryn., *Schizolepis lengerensis* Dolud. et Kostina, *Pityospermum lengerensis* Dolud. et Kostina, *Pityocladus kobukensis* Sew., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moeller, *Pityanthus* sp., *Swedenborgia cf. longiloba* Stanisl., *Podozamites* sp., *Araucarites* sp., *Samaropsis* sp. (табл. III, фиг. 14–26). Соотношение систематических единиц в составе флоры комплекса керамических глин остается таким же, как в боролсайском. Однако наличие в верхнетогузском комплексе представителей глейхениевых папоротников из рода *Gleichenoides* и хвойных из рода *Araucarites* придает ему более молодой облик по сравнению с боролсайскими или сарыдиирменскими тафофлорами. Более того, комплексы растений, подобные комплексу керамических глин Ленгера, в наиболее полных разрезах хребта Каратау и Западного Казахстана (Мангышлак и Прикаспий) неизвестны. В Леонтьевском прогибе (хребет Каратау) боролсайская свита согласно перекрывается карабастаусской. Хорошо изученные карабастаусские тафофлоры уже значительно отличаются как от боролсайских, так и от комплекса керамических глин другими набором характерных форм, отражая более поздний этап развития флор Евро-Синийской палеофлористической области (Долуденко, Орловская, 1976; Долуденко, 1984). В юрских разрезах Западного Казахстана, в опорных разрезах Мангышлака, прибрежно-морская ранне-среднебатская сарыдиирменская свита (Безносков, 1972; Савельев и др., 1973; Киричкова и др., 1989) со значительным стратиграфическим несогласием перекрывается морской чагабулакской свитой, келловей-оксфордский-раннекемериджский возраст которой обоснован фауной аммонитов, фораминифер и данными палинологии. Причем палинологическая характеристика чагабулакской свиты Мангышлака очень близка к таковой карабастаусской свиты хребта Каратау. Все это заставляет предполагать наличие перерыва между боролсайской и карабастаусской свитами в едином континентальном разрезе юры хребта Каратау, временной объем которого, по аналогии с разрезами Мангышлака, охватывает поздний бат-начало келловей. На территории Ленгерской впадины в этот временной промежуток, т.е. в конце бата-в начале келловей происходило накопление осадков верхней части тогузской свиты, охарактери-



зованной комплексом растений с глейхениевыми папоротниками и разнообразными хвойными, главным образом древними сосновыми из родов *Schizolepis*, *Pityospermum*, *Pityocladus*, *Samaropsis* и араукариевыми. По всей вероятности, комплекс керамических глин Ленгерской впадины (верхнетогузский комплекс) является еще одним, ранее неизвестным звеном в палеосукцессионном ряду юрских флор Казахстана, промежуточным между боролсайской и карабастауской флорами. Аналоги этого комплекса из других местонахождений в Казахстане пока не известны. Не исключено, однако, что кумкольская свита Южного Тургай, представленная серыми песками с прослоями алевролитов и аргиллитов (Бувалкин и др., 1988, 1989), будет соответствовать верхней половине тогузской свиты Ленгерской впадины.

Следующий коррелятивный комплекс разреза юры Южного Казахстана – карабастауский. Он происходит из одноименной свиты хребта Каратау, литология, стратиграфическое положение которой и палеоботаническая характеристика довольно подробно изучены (Севрюгин и др., 1989, 1990; Долуденко, Орловская, 1976; Долуденко и др., 1990). Карабастауский комплекс характеризуется преобладанием хвойных из семейства *Cheirolepidiaceae* – *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, беннеттитовых – *Ptilophyllum*, *Otozamites*, цикадовых – *Paracuyas*, *Cycadites*; из папоротников – рода *Stachypteris*. Это уже типичная позднеюрская флора Евро-Синийской области (Долуденко, 1984), возраст которой – поздний келловей-кимеридж – устанавливается по аналогии с позднеюрскими флорами Грузии, Европы, а также по палинологическим данным (Севрюгин, Долуденко и др., 1989; Сакулина, 1968, 1976). По стратиграфическому положению и сходству палинологических характеристик карабастауская свита четко сопоставляется с чагабулакской свитой Западного Казахстана (табл. 6). Аналоги карабастауского комплекса с хвойными обнаружены нами в трех скважинах Южного Тургай (рис. 4): в скв. 1-П площади Бозинген, где найдены *Elatocla-*

us minutus Dolud., *Elatocladus* sp., *Pityospermum* sp. (интервал 2187–2224 м); в скв. 19-С, площадь Кумколь на глубине 884–885 м – *Coniopteris* sp., *Ptilophyllum* sp., *Araucarites vassilevskiana* Tur.-Ket. и в скв. 2-П, площадь Сазымбай (гл. 1208 м) – *Gleichenia* sp., *Pagiophyllum* sp. Здесь вскрыта может быть акшабулакская свита (Бувалкин и др., 1988, 1989), которая, возможно, будет возрастным аналогом карабастауской свиты хребта Каратау.

Юрский разрез Леонтьевской впадины (хребет Каратау) заканчивается балабугуньской свитой. Она не охарактеризована остатками растений. Позднеюрский возраст свиты условно определяется данными палинологии (Севрюгин и др., 1989).

Таким образом, проведенные исследования по уточнению систематического состава и стратиграфической привязки юрских тафофлор из опорных разрезов Южного и Западного Казахстана впервые делают возможным представить палеоботаническое обоснование сопоставления разрезов угленосных отложений юры как в пределах одной впадины, так и корреляции отложений между ними. Не менее интересные данные были получены по уточнению палеофитогеографической обстановки. Известно, что в юрское время на территории Казахстана были распространены флоры двух палеофлористических областей (Вахрамеев, 1964, 1970, 1988) – на западе Казахстана была флора евросинийского типа, на востоке – сибирского. Граница между Евро-Синийской и Сибирской палеофлористическими областями проводится почти посередине Казахстана – с северо-востока на юго-восток и восток, несколько южнее 45° с.ш. Анализ ранне- и средне-юрских флор Казахстана показал, что в течение этого времени граница между областями не была стабильной. В раннеюрское время и в начале средней юры флора сибирского типа с разнообразными *Cladophlebis* в сочетании с хвощовыми *Neocalamites*, *Equisetites* и хвойными *Podozamites* и *Pityophyllum* имела более широкое распространение на территории Казахстана, доходя до юж-

Таблица III.

1–13 – комплекс нижней половины тогузской свиты. Все экземпляры происходят из нижней половины тогузской свиты Ленгерской впадины, р. Ащи, средняя юра (бат); 1а, 1б – *Coniopteris* cf. *furssenkoi* Prun., остатки стерильных перьев, (1а – ×2), экз. 853/35; 2–8 – *Coniopteris vialovae* Tur.-Ket., отпечатки стерильных и фертильных (фиг. 8) перьев (4а, 5б, 6б, 7б, 8б – ×2), экз. 853/38, 853/37, 853/36, 853/39, 853/40, 853/41, 853/42; 9–11 – *Coniopteris* cf. *simplex* (L. et H.) Harris, отпечатки стерильных листьев (10б – ×2), экз. 853/43, 853/44, 853/45; 12а, 12б – *Elatocladus minutus* Dolud., часть олистовенного побега (12б – ×2), экз. 853/85; 13 – *Nilssonia* cf. *baranovae* Burak., часть сегментированного листа, экз. 853/86; 14–26 – комплекс керамических глин. Все экземпляры происходят из верхней части тогузской свиты, Ленгерской впадины, из карьера у керамического завода, верхи средней юры. 14–16 – *Gleichenoides kazachstanica* Kiritch., отпечатки перистых листьев, экз. 853/46, 853/47, 853/51; 17–19 – *Schizolepis lengerensis* Dolud. et Kostina, женские шишки, экз. 853/7, 853/6, 853/24; 20а, 20б – *Pityospermum lengerensis* Dolud. et Kostina, отпечаток летучки (20б – ×2), экз. 853/12; 21а, 21б – *Cycadocarpidium* sp., мегаспорофилл (21б – ×2), экз. 853/19; 22 – *Ixostrobus* sp., микростробил, экз. 853/20; 23 – *Swedenborgia longiloba* Stanisl., экз. 853/16; 24 – *Pityocladus kobukensis* Sew., фрагмент побега, экз. 853/15; 25а, 25б – *Gnetales* (?) sp., чешуя, (25б – ×2), экз. 853/18; 26а, 26б – *Pithyantus* sp., рассыпавшиеся микростробилы (26б – ×2), экз. 853/95.

Таблица 6. Сопоставление схем опорных разрезов юры Западного и Южного Казахстана, по данным изучения остатков растений

Отдел	Ярус	Южный Казахстан			Западный Казахстан			Горизонты	Ярус	Отдел
		комплексы		хр. Каратау	Мангышлак	комплексы				
		(остатки растений)				остатки растений	споры и пыльца			
J ₃				Балабугуньская свита						J ₃
J ₂	Clv	Карабастауский		Карабастауская свита	Чагабулакская свита		Карамаинский	Сарыдиірменско-карамайский	Clv	J ₂
		Комплекс керамических глин								
	Bth	Боролсайский	Боролсайская свита	Сарыдиірменская свита		Сарыдиірменский	Bth			
	Baj		Кашкаратинская свита	Базарлинская свита				Мангышлакский	Baj	
	Aal	Куркуреуско-боролдайский	Боролдайский	Боролдайская свита	Тонашинская свита	Келендинский	Тушебекский		Карашимрауский	Aal
				Верхняя пачка	Чирчильский	Тонашинский				
J ₁	Toa	Куркуреуский	Куркуреуская свита	Кокалинская свита	Нижняя пачка	Кокалинский	Эргозинский	Toa	J ₁	
	Plb	Чокпак-кельтемашатский	Угленосная толща	Эргозинская свита		Жагинский		Plb		
	Het Sin	?						Het Sin		

ных его границ (Ленгерская, Кельтемашатская впадины, Леонтьевский прогиб). Поэтому ранне-среднеюрские тафофлоры этих регионов по систематическому составу находят свои аналоги среди тафофлор Сибирской палеофлористической области, известных в пределах Восточного Казахстана (Майкюбень, Алаколь) и юга Западной Сибири (Киричкова, Батяева и др., 1972). Синхронные тафофлоры Западного Казахстана (Мангышлак, Туаркыр) легко сопоставляются с таковыми Кавказа, Ирана, Англии, т.е. с флорой Евро-Синийской области (Киричкова, Тимошина и др., 1989). Граница между палеофлористическими областями в это время проходила, видимо, значительно южнее, чем это предполагалось ранее: от Южного Урала (восточнее Орского угленосного бассейна) на юг и юго-восток, проходя затем в северный Китай южнее 40° с.ш. (рис. 1). Во второй половине средней юры в силу происшедших палеогеографических перестроек, юго-восточной трансгрессии моря Тетис (Палеогеография ..., 1975), существенно повлиявших на палеоклиматические условия, флора сибирского типа отступила далеко на север и восток. На территории Южного и, возможно, Восточного Ка-

захстана получила распространение флора евро-синийского типа, к которой принадлежат боролсайские, тогузские, карабастауские тафофлоры, так же как и флора илецкой свиты (Орловская, 1977) бассейна р. Илек (северо-восточный Прикаспий). Граница между палеофлористическими областями для второй половины средней юры и поздней юры принимает широтное положение и проходила, по всей вероятности, ближе к 50° с.ш. (рис. 1).

Таким образом, в результате проведенных исследований по уточнению стратиграфической привязки тафофлор, систематического состава, критическому анализу палеоботанических и геологических материалов получены следующие результаты:

1. В опорных разрезах континентальной юры Южного Казахстана (Леонтьевский прогиб в Каратау, Ленгерская и Кельтемашатская впадины) выделено пять фито-стратиграфических (коррелятивных) комплексов: чокпак-кельтемашатский (ранняя юра), куркуреуско-боролдайский (верхи ранней-начало средней юры), боролсайский (средняя юра, бат), комплекс керамических глин (средняя юра, по-

здний бат-ранний келловей), карабастауский (конец средней юры, поздний келловей-поздняя юра, оксфорд-кимеридж). Возраст комплексов определяется путем сравнения их с комплексами из опорных разрезов Западной Сибири и Западного Казахстана; в разрезах Западного Казахстана возраст соответствующих комплексов контролируется морской фауной.

2. Уточнены стратиграфическое расчленение, сопоставление разрезов нижней части юрского разреза Южного Казахстана, впервые палеофлористически обоснована широкая корреляция нижнеюрских отложений угленосных впадин в пределах Казахстана. Прослежены выделенные коррелятивные комплексы и намечены возрастные уровни в мелководной толще юры, вскрытой скважинами в новом нефтегазоносном регионе – в Южном Тургае.

3. Выделен комплекс керамических глин как новое звено в сукцессионном ряду флор юры Казахстана и обоснован его возраст.

4. Выявлена стабильность систематического состава чокпак-кельтемашатского и боролсайского фитостратиграфических комплексов на значительном расстоянии, что дает основание части разреза, охарактеризованные этими комплексами, рассматривать в качестве реперных уровней. Эти уровни явились основой для корреляции опорных разрезов сугубо континентальной и прибрежно-морской юры Южного и Западного Казахстана.

5. Разработан новый вариант унифицированной и корреляционной стратиграфической схем юры Казахстана.

6. Уточнены границы фитохорий. В раннеюрское время и в первой половине средней юры были широко распространены флоры Сибирской палеофлористической области, занимавшие почти всю территорию Казахстана, за исключением западных его районов. Граница области проходила значительно южнее, чем это предполагалось ранее, т.е. южнее 40° с.ш., а не по 45° с.ш. В середине средней юры в силу ряда палеогеографических причин, в том числе под влиянием трансгрессии моря Тетис и формированием аридного пояса (Вахрамеев и др., 1970), большее распространение на территории Казахстана получили флоры Евро-Синийской палеофлористической области. Граница между областями сместилась далеко на северо-восток, занимая почти широтное положение ближе к 50° с.ш.

Коллекция ископаемых растений из юрских отложений Южного Казахстана собрана совместно с геологами ПГО “Южказгеология” Н.Н. Северюгиным и О.А. Федоренко в 1985–1990 гг. Геологические материалы предоставлены Н.Н. Северюгиным и Г.В. Сакулиной. Авторы выражают им сердечную благодарность.

Исследования поддержаны стипендией Международного научного фонда и Академией естественных наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безносков Н.В. О возрасте и номенклатуре юрских свит Восточного Предкавказья и сопоставление их с одно-возрастными свитами Мангышлака и Туаркыра // Новые данные по стратиграфии мезокайнозоя Средней Азии. М.: ВНИГНИ, 1972. Вып. 114. С. 3–17.
- Бувалкин А.К. Стратиграфия юрских отложений Таскомырсайского каменноугольного месторождения // Уч. Зап. Казах. ун-та. 1958. Т. 37. Геол. и геогр. Вып. 4. С. 46–60.
- Бувалкин А.К. Илийский угленосный бассейн // Вестник АН КазССР. 1964. № 1. С. 47–58.
- Бувалкин А.К. Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 165 с.
- Бувалкин А.К., Жаймин М.И., Котова Л.И. О наличии геттанг-синемюрских отложений в пределах угленосной полосы хребта Каратау // Изв. АН КазССР. 1983. Сер. геол. № 3. С. 21–30.
- Бувалкин А.К., Солдатова Н.С. Геохимия юрских нефтеносных пород Арыскупской впадины (Южный Тургай) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 59–67.
- Бувалкин А.К., Солдатова Н.С., Мурсалимов С.М. Геохимия юрских и нефтематеринских отложений Арыскупской и Джиланчикской впадин (Южный Тургай) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 54–60.
- Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 260 с.
- Вахрамеев В.Н. Ярусное расчленение средней юры южных районов СССР по данным палеоботаники // Сов. геология. 1969. № 6. С. 8–18.
- Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67.
- Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 210 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д. и др. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с.
- Долуденко М.П. Позднеюрские флоры юго-западной Евразии. М.: Наука, 1984. 110 с.
- Долуденко М.П., Киричкова А.И., Костина Е.И. О юрской флоре Ленгерского угольного месторождения (Южный Казахстан) // Палеонтол. журн. 1995. № 1. С. 98–109.
- Долуденко М.П., Киричкова А.И., Сакулина Г.В. и др. О флоре боролсайской свиты хребта Каратау (Южный Казахстан) // Палеонтол. журн. 1989. № 4. С. 88–100.
- Долуденко М.П., Орловская Э.Р. Юрская флора Каратау. М.: Наука, 1976. 260 с.
- Долуденко М.П., Сакулина Г.В., Пономаренко А.Г. Геологическое строение района уникального местонахождения позднеюрской фауны и флоры Аулие (Каратау, Южный Казахстан). М.: Ротапринт ГИН РАН, 1990. 38 с.

- Киричкова А.И.* Современная таксономия ископаемых растений и палеофлористические сукцессии – основа детальных фитостратиграфических исследований // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1982. С. 95–114.
- Киричкова А.И.* Палеофлоры юры и раннего мела Сибирской палеофлористической области и детальная фитостратиграфия // Ярусные и зональные шкалы Борейального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 145–158.
- Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И.* Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. М.: Недра, 1992. 216 с.
- Киричкова А.И., Тимошина Н.А., Меньшикова Н.Я.* Фитостратиграфия юрских отложений Мангышлака // Сов. геология. 1989. № 11. С. 73–82.
- Мейен С.В.* Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. 285 с.
- Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литологопалеогеографических карт СССР. Т. 3. М.: Недра, 1975. 199 с.
- Савельев А.А., Калугин А.К., Азбель А.Я. и др.* Новые данные по стратиграфии юрских отложений Мангышлака // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Мангышлака. Л.: ВНИГРИ, 1973 С. 19–34.
- Сакулина Г.В.* Спорово-пыльцевые комплексы верхнеюрских отложений Южного Казахстана // Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 119–124.
- Сакулина Г.В.* Палинология и стратиграфия триасовых и юрских отложений Южного Казахстана // Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1976. Вып. 2. С. 36–45.
- Северюгин Н.Н., Долуденко М.П., Киричкова А.И. и др.* Стратиграфия и флора юрских отложений хребта Каратау (Южный Казахстан). М.: ГИН АН СССР, 1989. 58 с.
- Северюгин Н.Н., Федоренко О.А., Долуденко М.П. и др.* Юрские отложения хребта Каратау (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 63–77.
- Орловская Э.Р.* Нижнемезозойская флора Восточного Казахстана // Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 63–81.
- Орловская Э.Р.* Юрская флора Илийского угленосного бассейна // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. IV. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 93–107.
- Орловская Э.Р.* К раннемезозойской флоре бассейна р. Илек // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. VII. Алма-Ата: Наука, 1977. С. 106–125.

Рецензент М.А. Ахметьев

УДК 551.7622.3:564.53(574.1)

ХРОНОЛОГИЯ И ХОРОЛОГИЯ КЕЛЛОВЕЙСКИХ АММОНИТОВ МАНГЫШЛАКА

© 1996 г. Ю. С. Репин, Н. Рашван

*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
191104 Санкт-Петербург, Литейный пр. 39, Россия*

Поступила в редакцию 16.12.94 г.

Монографическая обработка коллекции, собранной группой М.С. Месежникова в 1985 г., выявила весь комплекс аммонитов и позволила предложить уточненный вариант зонального и интразонального расчленения келловей Мангышлака. Все роды и большинство видов, установленные здесь, имеют широкое географическое распространение и относятся к суббореальному типу, что обусловило наличие многих общих элементов в аммонитовых комплексах Мангышлака и Западной Европы, позволяющих проводить прямую корреляцию со стандартом келловей и использовать его для детальной биоzonации местных разрезов.

В келловее Мангышлака установлены все зоны стандарта (кроме самой нижней) и часть подзон. Здесь присутствуют виды-индексы всех зон стандарта (кроме зоны *Macrocephalites herveyi*), виды-индексы ряда подзон или характерные элементы их комплексов.

Выявление полного аммонитового комплекса позволило уточнить структуру и хорологический тип келловейского сообщества Мангышлака. Сравнение аммонитовых комплексов соседних с Мангышлаком районов дало возможность показать характер хорологических изменений по профилю от бассейна р. Печора на севере до хр. Кугитанг на юге, их динамику во времени, а также предложить свой вариант границы между Бореальным биогеографическим поясом и Тетисом.

Ключевые слова. Аммониты, келловей, комплекс, подъярус, зона, доминанты, вид-индекс, палеозоохория, Мангышлак.

Результаты, изложенные в статье, получены авторами на основании монографической обработки коллекции аммонитов, собранной сотрудниками ВНИГРИ под руководством М.С. Месежникова при проведении полевых работ на разрезах Мангышлака в 1985 г.

Кроме того, благодаря любезности А.А. Савельева мы получили возможность просмотреть и частично использовать палеонтологический материал, собранный им в процессе исследований келловей Мангышлака.

Описание разрезов дано по материалам М.С. Месежникова, А.А. Савельева (Савельев, 1963; Савельев и др., 1973) и А.А. Калугина, палеонтологическая характеристика – по авторам.

Разрез Доцан

Разрез расположен на северном склоне хр. Восточный Каратау, в 3 км восточнее горы Сапы-Диирмень (рис. 1).

1. Глина светло-серая. 1.4 м.
2. Глина зеленовато-серая, алевролитистая, в верхней части с прослоями песка. 1.6 м.
3. Глина зеленовато-серая с включениями мергелистых конкреций. 1.1 м.

4. Песок мелкозернистый серый. 1.75 м.

5. Песчаник мелкозернистый серый. 0.45 м.

6. Песок мелкозернистый серый. 1.0 м.

7. Пачка переслаивания глины алевролитистой зеленовато-серой и песка мелкозернистого серого (мощность прослоев 10–20 см). 1.65 м.

8. Слой мергелистых конкреций с *Proplanulites excentricus tenuis* Repin, *Keplerites* (*Gowericeras*) *gowerianus* (Sow.), *K. (Toricellites) sp. indet.* 0.5 м.

9. Глина алевролитистая темно-серая, в верхней части песчанистая с *Proplanulites excentricus tenuis* Repin. 2.0 м.

10. Мергель комковатый серый с конкрециями, в которых собраны: *Keplerites* (*Gowericeras*) *gowerianus* (Sow.), *Macrocephalites* (*Pleurocephalites*) cf. *pila* (Nik.), *M. (Kamptokephalites) sp.*, *Proplanulites excentricus tenuis* Repin, *P. arciruga inflatus* Repin, *Chamoussetia ex gr. chamousseti* (Orbigny), *Hecticoceras sp. indet.* 0.4 м.

11. Песок мелкозернистый желтовато-серый с прослойками глин. 1.0 м.

12. Песчаник зеленовато-серый. Здесь встречаются *Keplerites* (*Gowericeras*) *gowerianus* (Sowerby), *K. (Toricellites) hexagonus* (Loewe), *Proplanulites cf.*

koenigi (Sowerby), *P. teisseyrei* Tomquist, *P. excentricus tenuis* Repin, *P. arciruga inflatus* Repin. 0.1 м.

13. Песок мелкозернистый зеленовато-серый. 2.2 м.

14. Песчаник известковистый, местами комковатый, зеленовато-серый с *Sigaloceras* (*Sigaloceras*) *calloviense* (Sow.), *S. (S.) khvalynicum* Repin et Rashwan, *S. (S.) trichophorum* (Buckman), *S. (S.) micans* Buckman, *S. (S.) explanatum* Repin, *Sigaloceras* (*Gulielmina*) *quinguplicatum* Buckman, *S. (Gulielmina)* *mangischlakense* Sokolova, *S. (Gulielmina)* *filocostatum* Sokolova, *Proplanulites* cf. *koenigi* (Sowerby), *P. fabricatus* Buckman, *P. krymholtsi* Repin et Rashwan, *P. arciruga inflatus* Repin, *P. majesticus kaspensis* Repin, *Indosphinctes* (*Elatmites*) *lobatus* (Buckman), *Lunuloceras* (*Brightia*) aff. *pseudopunctatum* (Lahusen), а в самых верхах – *Sigaloceras* (*Gulielmina*) *rarum* Repin. 2.1 м.

15. Песок ожелезненный зеленовато-серый с *Sigaloceras* (*Sigaloceras*) *calloviense* (Sow.), *S. (Catasigaloceras)* *enodatum* (Nik.), *S. (Gulielmina)* *filocostatum* Sokolova. 1.2 м.

16. Песчаник зелено-серый, в нижней части ожелезненный. Здесь встречены остатки аммонитов *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nik.), *S. (Gulielmina)* *mangischlakense* Sok., *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmii anterior* Brinkmann, *Binatisphinctes* (*Okaites*) *rjasanensis* (Teisseyre). 0.3 м.

17. Песчаник сильно известковистый с *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras*) cf. *andrussovi* Sok. 0.2 м.

18. Известняк песчанистый светло-серый с *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nik.), *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmii anterior* Brinkmann, *Indosphinctes* (*Elatmites*) *elatmaensis* (Sasonov). 0.3 м.

19. Песчаник ожелезненный с остатками аммонитов *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nik.) (много), *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmii anterior* Brinkmann, *Indosphinctes* (*Indosphinctes*) *mutatus* (Traut.), *Binatisphinctes* (*Okaites*) *rjasanensis* (Teisseyre), *Proplanulites* sp. indet. 0.15 м.

20. Песчаник серый с зеленоватым оттенком, с прослоями глины и гипса. *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nik.), *Kosmoceras* (*Gulielmites*) *jason* (Rein.), *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *sokolovae* Rashwan, *K. (K.)* cf. *pollucinum* Teisseyre, *K. (Spinikosmoceras)* cf. *herakles* Tintant, *K. (S.) castor* (Rein.), *K. (Zugokosmoceras)* cf. *obductum* (Buckm.), *K. (Z.) obductum orientale* Repin, *K. (Gulielmiceras)* *gulielmii anterior* Brinkmann, *Lunuloceras* (*Lunuloceras*) *kaspense* Repin, *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *coronatum* (Orb.), *Indosphinctes* (*Indosphinctes*) sp. indet. 1.2 м.

21. Глина песчанистая зеленовато-серая. 0.35 м.

22. Мергель серый с желтоватым оттенком. 0.35 м.

23. Песок глинистый желто-серый, с железистыми стяжениями, заключающими остатки аммонитов *Peltoceras* (*Peltoceras*) *athleta* (Phillips),

P. (Parapeltoceras) *pseudotorosum* Prieser, *P. (P.) baylei* Prieser, *P. (P.) tuarkyrensis* Aman., *P. (P.) broillii* Prieser. 0.4 м.

24. Мергель серый, в верхней половине переходящий в серую известковистую глину с *Kosmoceras* (*Lobokosmoceras*) *proniae* Teisseyre, *Peltoceras* (*Peltoceras*) *athleta* (Phill.), *P. (Parapeltoceras)* *pseudotorosum* Prieser, *P. (P.)* cf. *broillii* Prieser. 0.5 м.

25. Мергель светло-серый. 0.5 м.

26. Глина песчанистая серая с многочисленными карбонатными стяжениями. 1.0 м.

27. Глина алевролитистая серая. 1.2 м.

28. Мергель светло-желтый с остатками аммонитов *Quenstedtoceras* (*Quenstedtoceras*) *lamberti* (Sow.), *Q. (Q.) flexicostatum* (Phill.), *Q. (Q.) subflexicostatum* Sinzow, *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sow.), *K. (K.) duncani* (Sow.), *K. (K.)* cf. *transitionis* (Nik.), *K. (Zugokosmoceras)* cf. *theodori* (Opp.). 0.45 м.

29. Глина желтовато-серая с многочисленными железистыми стяжениями. Из слоя определены: *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *praecordatum* Douv., *Vertumniceras* cf. *mariae* (Orb.), *V. mangischlakense* Repin et Rashwan, *Aspidoceras* cf. *perarmatum* (Sow.), *Peltoceras* (*Parawedekindia*) *arduennense* (Orb.), *Oppelia* ex gr. *sublevipicta* Sinzow, *Creniceras* sp. 0.3–1.1 м.

В приведенном разрезе слои 1–17 (из них 1–7 совершенно условно) отнесены к нижнему келловею. При этом слои 8–13 сопоставляются с зоной *Proplanulites koenigi*, а слои 14–19 отвечают зоне *Sigaloceras calloviense*.

Среднему келловею в полном объеме отвечает слой 20 и условно к нему отнесены слои 21–22.

Верхний келловей образуют слои 23–28, из них слои 23, 24 вполне определенно отвечают зоне *Peltoceras athleta*, а слой 28 – зоне *Quenstedtoceras lamberti*. Слой 29 отнесен к зоне *Vertumniceras mariae* нижнего оксфорда.

Разрез Джармыш-1

Разрез расположен в 1.2 км к востоку от разреза Дошан (рис. 1).

1. Глина алевролитистая уплотненная тонкоплитчатая коричневатая-серая. 1.5 м.

2. Глина алевролитовая среднеплитчатая серая, прослоями ожелезненная, ярозитизированная. 1.0 м.

3. Песчаник мелкозернистый углистый, известковистый, загипсованный с уплощенными конкрециями известняка, содержит остатки аммонитов *Proplanulites* cf. *koenigi* (Sow.), *P. fabricatus* Buckm., *P. arciruga inflatus* Repin, *Kepplerites* (*Gowericeras*) *gowerianus* (Sow.), *K. (Toricellites)* *hexagonus* (Loewe), *Chamoussetia chamousseti* (Orb.). 0.4 м.

4. Алевролит глинистый ожелезненный, серый. 0.8 м.

5. Алевролит глинистый и песчанистый, серый. 0.2 м.

6. Песчаник среднезернистый неяснослоистый рыхлый. 1.5 м.

7. Песчаник мелкозернистый известковистый грубослоистый серый. В нем встречаются: *Phylloceras* sp. indet., *Kepplerites* (*Toricellites*) *approximatus* Buckm., *Sigaloceras* (*Sigaloceras*) *calloviense* (Sow.), *S. (S.) khvalynicum* Repin et Rashwan, *S. (S.) trichophorum* (Buckm.), *S. (S.) explanatum* Repin, *S. (Catasigaloceras)* *enodatum* (Nik.), *S. (C.) planicerclus* (Buckm.), *S. (Gulielmina)* *filocostatum* Sok., *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmii* anterior Brinkmann, K. (*Gulielmites*) *jason* (Rein.), K. (G.) cf. *medea* Call., *Pseudocadoceras* *petelini* (Pomp.), *Indosphinctes* (*Indosphinctes*) *mutatus* (Traut.), I. (I.) *choffati* dualis Repin, I. (*Elatmites*) *elatmaensis* Sasonov, *Oppeliidae* gen. et sp. indet. 1.4 м.

8. Песчаник ожеженный зеленовато-серый с прослоями плотного карбонатного песчаника с единичными *Indosphinctes* (*Indosphinctes* *mutatus* (Traut.)). 1.3 м.

9. Песчаник, аналогичный сл. 7 с *Sigaloceras* (*Gulielmina*) *quinquiplicatum* Buckm., *Kosmoceras* (*Gulielmites*) *jason* (Rein.), *Indosphinctes* (*Indosphinctes*) *mutatus* (Traut.), *Choffatia* (*Grossouvria*) cf. *variabilis* (Lahusen), *Lunuloceras* (*Lunuloceras*) *kaspiense* Repin. 0.5–0.7 м.

10. Песчаник, аналогичный сл. 8, заключающий остатки *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *coronatum* (Orb.), *Indosphinctes* (*Elatmites*) sp. indet., *Kosmoceras* (*Zugokosmoceras*) *obductum orientale* Repin. 1.5 м.

11. Глина алевролитовая тонкоплитчатая коричневатая-серая с *Kosmoceras* sp. indet. 0.45 м.

12. Мергель плотный светло-серый, содержащий остатки *Kosmoceras* (*Lobokosmoceras*) *proniae* Teiss., K. (L.) *rowlstonense* (Y. et B.), *Peltoceras* (*Peltoceras*) *athleta* (Phill.), P. (*Parapeltoceras*) *russienne* Sinzow, P. (P.) *tuarkyrense* Aman., P. (P.) *broillii* Prieser. 0.6 м.

13. Глина алевролитовая, известковистая мелкощепенчатая серая с овальными конкрециями мергеля. В слое встречаются: *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sow.), K. (K.) *transitionis* (Nik.), *Lunuloceras* (*Brightia*) *nodosum* Bonar. 0.25 м.

14. Глина алевролитовая мелкощепенчатая яроритизированная ярко-желтая. 0.15 м.

15. Глина, аналогичная сл. 14. 0.25 м.

16. Мергель глинистый серый. 0.1 м.

17. Глина известковистая серая с *Quenstedtoceras* (*Quenstedtoceras*) *flexicostatum* (Phill.), *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sow.). 0.5 м.

18. Глина известковистая охристая. 0.5 м.

19. Мергель светло-серый с *Quenstedtoceras* (*Quenstedtoceras*) *lamberti* (Sow.), Q. (Q.) *subflexicostatum* Sinzow, *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum*

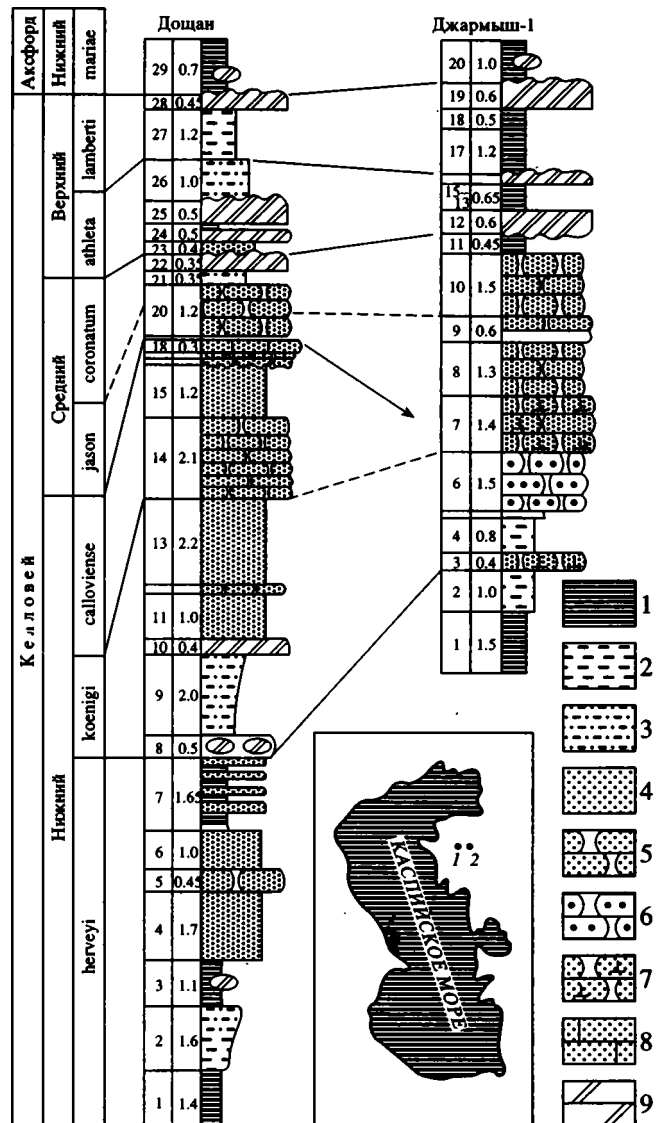
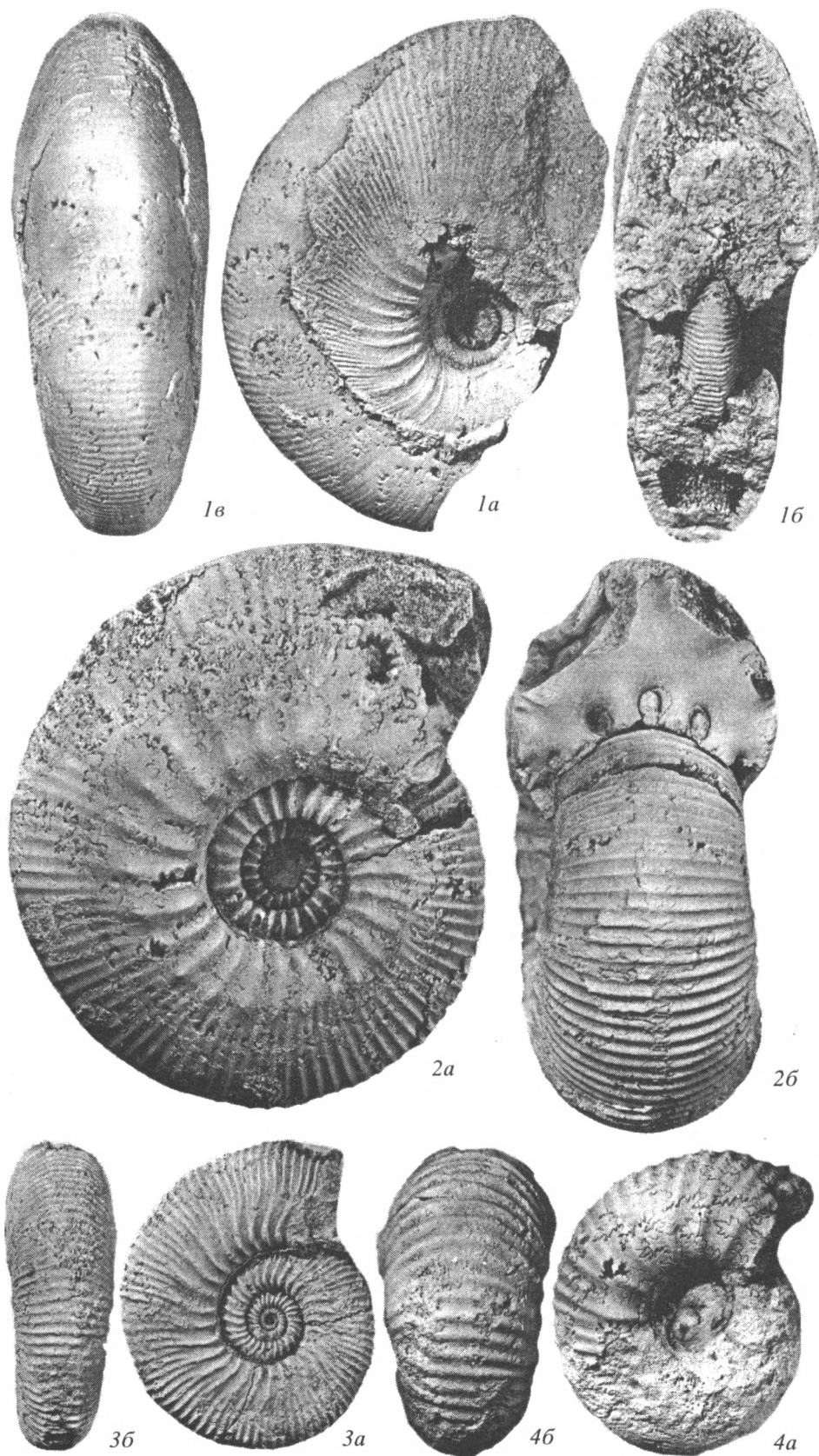


Рис. 1. Стратиграфические колонки опорных разрезов келловей и основание оксфорда Мангышлака.

1 – глина; 2 – глина алевролитовая; 3 – глина песчаная; 4 – песок мелкозернистый; 5 – песчаник мелкозернистый; 6 – песчаник среднезернистый; 7 – песчаник известковистый; 8 – известняк песчаный; 9 – мергель.

(Sow.), K. (K.) *duncani* (Sow.), *Peltoceras* (*Parapeltoceras*) *russienne* Sinzow, *Lunuloceras* (*Brightia*) *pseudopunctatum* (Lahusen). 0.6 м.

20. Глина известковистая плитчатая зеленовато-серая со стяжениями плотного светло-серого мергеля. Остатки аммонитов: *Vertumnoceras* cf. *mariae* (Orb.), V. *mangischlakense* Repin et Rashwan, *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *praecordatum* Douv., *Peltoceras* (*Peltoceras*) cf. *eugenii* Raspail, P. (*Peltoceratoides*) *constantii* Orb., *Oppelia* ex gr. *sublevipicta* Sinzow. 0.3 м.



В рассматриваемом разрезе к нижнему келловею отнесены слои 1–6. При этом слой 3 вполне определенно сопоставляется с зоной *Proplanulites koenigi*. Слой 7 содержит смешанный комплекс аммонитов зоны *Sigaloceras calloviense* нижнего и зоны *Kosmoceras jason* среднего келловея. Слои 8 и 9 отнесены к зоне *K. jason*, а слой 10 к зоне *Erymnoceras coronatum* среднего келловея. Верхний келловей начинается со слоя 12, откуда происходят аммониты нижней зоны *Peltoceras athleta*, а комплекс верхней зоны *Quenstedtoceras lamberti* – присутствует в слоях 17–19. Слой 20 относится к основанию оксфорда – зоне *Vertumnoceras mariae*.

БИОЗОНАЦИЯ КЕЛЛОВЕЯ МАНГЫШЛАКА

Впервые подразделение келловейских отложений Мангышлака на подъярусы и зоны было осуществлено Е.И. Соколовой в 1950 г. Нижний подъярус принимался в объеме одной зоны *Macrocephalites macrocephalus*, средний – в объеме двух зон – *Kosmoceras jason* и *Stephanoceras coronatum*, а верхний отвечал зоне *Peltoceras athleta*.

Позднее в публикации А.А. Савельева (Савельев, 1963) нижний подъярус включал уже две зоны – *M. macrocephalus* и *S. calloviense*, аналогичные зонам Северо-Западной Европы, однако для обоснования зон автор не привел зональных комплексов, а лишь перечислил раннекекловейские виды аммонитов, описанные Е.И. Соколовой (Соколова, 1950).

Средний келловей объединял зоны *Kosmoceras jason* и *Erymnoceras coronatum*. В верхнем подъярусе кроме зоны *Peltoceras athleta* впервые была выделена зона с двойным индексом *Quenstedtoceras mariae* и *Q. lamberti*. Отложения нижнего оксфорда были выделены А.А. Савельевым по присутствию *Cardioceras cordatum* (Sow.), *C. vertebrale* (Sow.), *Peltoceras* (*Parawedekindia*) *arduennense* (Orb.).

Позднее (Савельев и др., 1973) было предложено рассматривать нижний подъярус келловей Мангышлака как единую зону с тремя видами-индексами: *Macrocephalites macrocephalus*, *Keplerites gowerianus*, *Keplerites calloviense*, поскольку вертикальное распределение отдельных видов не было достаточно ясно. Верхняя зона верхнего келловей стала индексироваться одним видом – *Quenstedtoceras lamberti*. Уточненная А.А. Савельевым схема зонального расчленения келловей Мангышлака явилась основой последующих биостратиграфических схем.

В качестве стандартной схемы келловей и основания оксфорда принята схема зон и подзон в изложении английских исследователей. В русскоязычном варианте она обсуждалась С.В. Мелединой и М.С. Месежниковым (Зоны..., 1982). Единственным дополнением являются новые предложения по зональному и субзональному расчленению нижнего келловей. Они основаны на исследованиях немецких и английских палеонтологов, в результате которых предложена детальная разбивка нижнего келловей и внесены номенклатурные изменения (Callomon et al., 1987, 1989). Переизучение разрезов в топотипическом районе установления *Macrocephalites macrocephalus* (Schlothheim) в Швабии, показало, что этот вид распространен не в самой нижней зоне келловей, для которой он служит видом-индексом, а в следующей, вышележащей.

Поэтому в качестве вида-индекса самой нижней зоны келловей восстановлен *Macrocephalites herveyi*, существовавший в схеме Спэта. Калломон и др. (Callomon et al., 1987) приняли трехчленное деление нижнего келловей, вернувшись, таким образом, к предложениям Бакмена и Спэта. Они же обосновали выделение дискретного и широко распространенного уровня с *Keplerites* (*Keplerites*) *kepleri* в качестве базальной подзоны келловей. Другие предложения по субзональному расчленению нижнего келловей отражены на схеме (таблица).

Все роды и большинство видов аммонитов, установленных в отложениях келловей и основания оксфорда Мангышлака, имеют широкое географическое распространение и относятся в целом к суббореальному типу, что обусловило наличие многих общих элементов в аммонитовых комплексах Мангышлака и Западной Европы, позволяющих проводить прямую корреляцию со стандартом и использовать его при детальной бионации местных разрезов (табл. I–III).

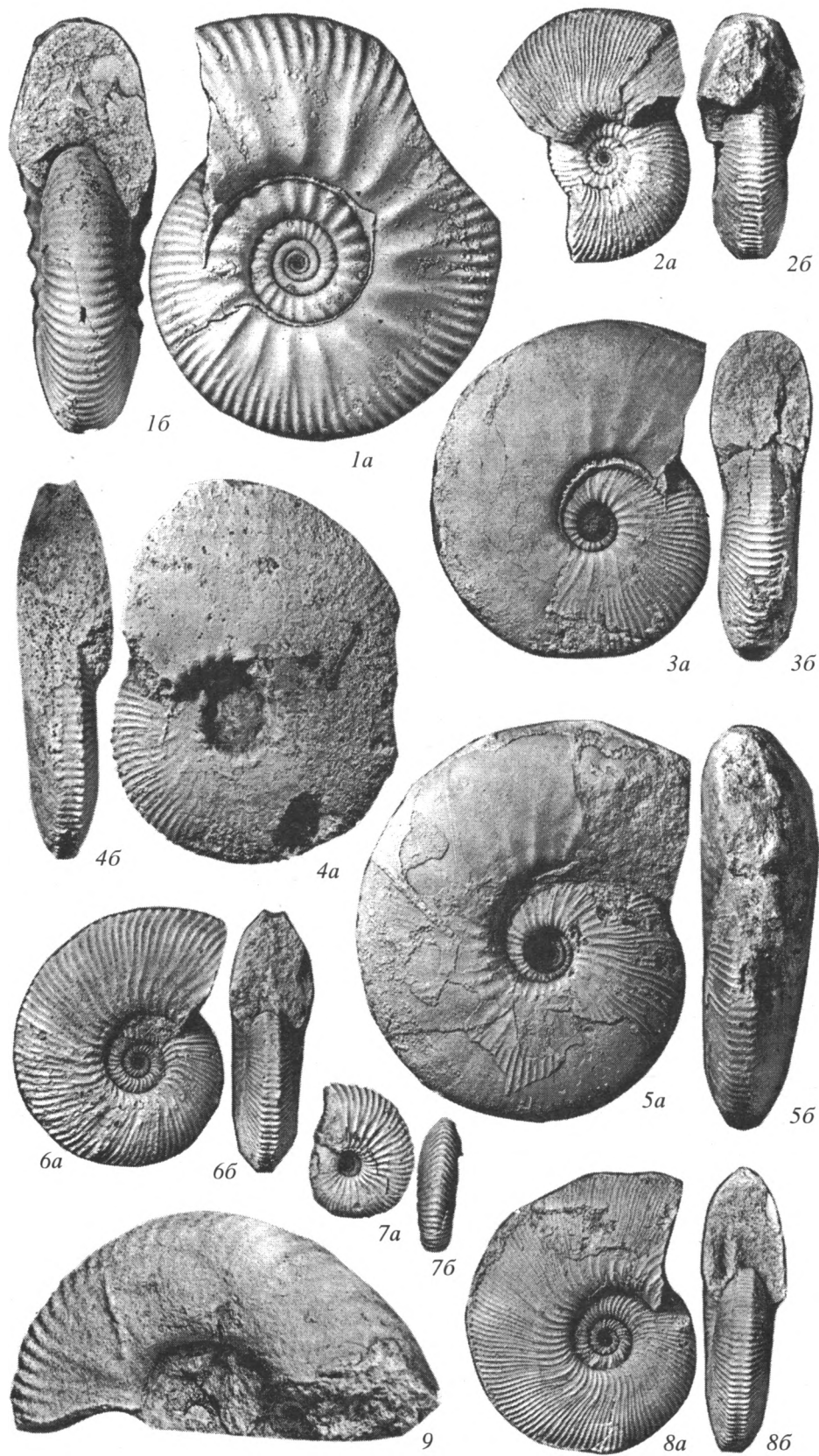
Интеграция данных по распространению аммонитов в изученных разрезах позволяет предложить следующую схему, где установлен последовательный ряд аммонитовых уровней (таблица).

Нижний келловей

Нижняя граница келловей на Мангышлаке ввиду отсутствия непосредственной смыкаемости зон верхов бата и основания келловей не выражена палеонтологически (аммониты в этом интервале не найдены), условна и проводится по литологическим данным.

Таблица I. Характерные виды келловейских аммонитов Мангышлака (нат. величина).

1 – *Sigaloceras* (*Sigaloceras*) *calloviense* (Sowerby) № 847/248, Джармыш-1, сл. 7, зона *calloviense*; 2 – *Keplerites* (*Gowericeras*) *gowerianus* (Sowerby) № 847/261, г. Сары-Джирмень, сл. 3, зона *koenigi*; 3 – *Keplerites* (*Toricellites*) *hexagonus* (Loewe) № 847/260, Дошан, сл. 12, зона *koenigi*; 4 – *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *coronatum* (Orbigny) № 847/221, Джармыш-3, сл. 9 (верхняя часть), зона *coronatum*.



Аммонитовые уровни в келловее Мангышлака

Ярус	Подъярус	Стандартные зоны и подзоны		Мангышлак	
		зоны	подзоны	зоны	подзоны
Окс-форд	Нижний	Vertumniceras mariae	Cardioceras (Scarburgiceras) praecordatum	Mariae	Praecordatum
			Cardioceras (Scarb.) scarburgense		?
Келловей	Верхний	Quenstedtoceras lamberti	Quenstedtoceras lamberti	Lamberti	Lamberti
			Quenstedtoceras henrici		?
		Peltoceras athleta	Kosmoceras (Kosmoceras) spinosum	Athleta	Spinosum
			K. (Lobokosmokeras) proniae		Proniae
			K. (Lobokosmokeras) phaeinum		?
	Средний	Erymnoceras coronatum	K. (Zugokosmokeras) grossouvrei	Coronatum	?
			K. (Zugokosmokeras) obductum		Obductum
		Kosmoceras jason	K. (Gulielmites) jason	Jason	Jason
			K. (Gulielmites) medea		Medea ?
	Нижний	Sigaloceras calloviense	Sigaloceras (Catasigaloceras) enodatum	Calloviense	Enodatum
			S. (Sigaloceras) calloviense		Calloviense
		Proplanulites koenigi	Kepplerites (Kepplerites) galilaei	Koenigi	?
			K. (Kepplerites) curtilobus		Curtilobus
			K. (Gowericeras) gowerianus		Gowerianus
		Macrocephalites herveyi	M. (Kamptokephalites) kamptus	?	
			M. (Macrocephalites) terebratus		
			Kepplerites (Kepplerrites) kepleri		

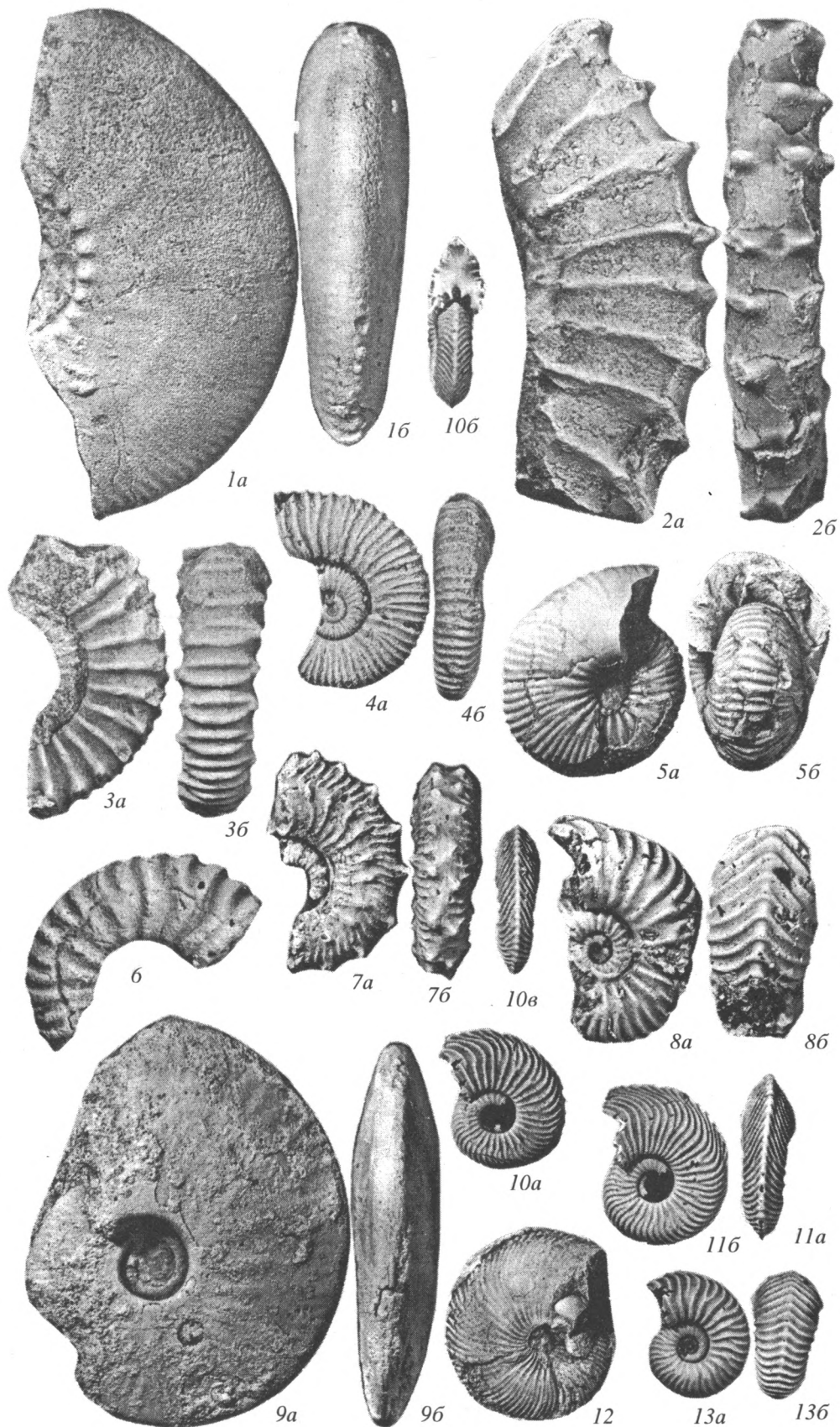
Самым нижним, палеонтологически обоснованным членом зональной схемы келловее является зона *Proplanulites koenigi* (слой 3 в разрезе Джармыш-1, слой 8–12 в разрезе Дошан). Присутствие базальной зоны келловее (*Macrocephalites herveyi*) в рассмотренных разрезах аммонитами не подтверждено. Упоминаемые Е.И. Соколовой *Macrocephalites tumidus* (Rein.) и *M. macrocephalus* (Schloth.) не изображены и не описаны, их точное местонахождение и стратиграфическое положение неизвестно. Имеющиеся в нашей коллекции макроцефалиты – *Macrocephalites* (*Pleurocephalites*) cf. *pila* (Nik.), *M. (Kamptokephalites) sp.* (разрез До-

шан, сл. 10) – встречаются совместно с комплексом аммонитов зоны *Proplanulites koenigi*.

Можно предположить, что в дальнейшем (в других разрезах) может быть установлена зона *Macrocephalites herveyi* (или ее аналоги), залегающие ниже зоны *koenigi*, т.е. будут установлены те же стратиграфические взаимоотношения, что и в стратотипе келловее. Несомненно, выделение зоны *M. macrocephalus* в объеме всего нижнего келловее (Савельев, 1963) или объединенной зоны *M. macrocephalus*–*K. gowerianus*–*S. calloviense* (Савельев и др., 1973) противоречит фактическим данным. В объеме нижнего келловее Мангышла-

Таблица II. Характерные виды келловейских аммонитов Мангышлака (нат. величина).

1 – *Proplanulites krymholtzi* Repin et Rashwan № 847/267, голотип, Дошан, сл. 14, зона *koenigi*; 2 – *Sigaloceras* (*Gulielmina*) *mangischlakense* Sokolova № 847/316, Дошан, сл. 14, зона *calloviense*; 3, 5 – *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nikitin): 3 – № 847/323, Дошан, сл. 15, 5 – № 847/274, Дошан, сл. 19, зона *calloviense*, подзона *enodatum*; 4 – *Kosmoceras* (*Gulielmites*) *jason* (Reinecke) № 847/53, Джармыш-3, сл. 9, зона *jason*; 6 – *Sigaloceras* (*Gulielmina*) *filocostatum* Sokolova № 847/319, неотип, Дошан, сл. 14, зона и подзона *calloviense*; 7 – *Pseudocadoceras* *petelini* (Pomp.) № 847/88, Джармыш-1, сл. 7, зоны *calloviense*–*jason*; 8 – *Sigaloceras* (*Gulielmina*) *quinqueplicatum* Buckman № 847/310, Дошан, ср. 14, зона и подзона *calloviense*; 9 – *Quenstedtoceras* (*Quenstedtoceras*) *lamberti* (Sowerby) № 847/159, Джармыш-1, сл. 19, зона *lamberti*.



ка выделяются последовательные зоны – *Proplanulites koenigi* и *Sigaloceras calloviense* и не охарактеризован аммонитами интервал разреза, отвечающий стандартной зоне *Macrocephalites herveyi*.

Зона *Proplanulites koenigi*

Комплекс зоны в разрезах Мангышлака составляют: *Kepplerites* (*Kepplerites*) *curtilobus* (Buckm.), K. (*Toricellites*) *approximatus* Buckm., K. (T.) *hexagonus* (Loewe), K. (*Gowericeras*) *gowerianus* (Sow.), *Proplanulites* cf. *koenigi* (Sow.), P. *teisseyre* Tornq., P. *excentricus* tenuis Repin, P. *arciruga inflatus* Repin, *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) cf. *pila* (Nik.); M. (*Kamptokephalites*) sp., *Chamoussetia* ex gr. *chamousseti* (Orb.), *Hecticoceras* sp. indet.

Здесь присутствуют виды-индексы двух нижних подзон – K. (G.) *gowerianus* и K. (K.) *curtilobus*, но сами подзоны в разрезах не обособлены.

Зона *Sigaloceras calloviense*

Комплекс зоны представлен *Sigaloceras* (*Sigaloceras*) *calloviense* (Sow.), S. (S.) *khvalynicum* Repin et Rashwan, S. (S.) *trichophorum* (Buckm.), S. (S.) *explanatum* Repin, S. (S.) *micans* Buckm., S. (*Gulielmina*) *quinquiplicatum* Buckm., S. (G.) *mangischlakense* Sok., S. (G.) *filocostatum* Sok., S. (G.) *rarum* Repin, S. (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nik.), S. (C.) *planicerclus* Buck., *Indosphinctes* (*Elatmites*) *elatmaensis* (Sasonov), ?I. (E.) *lobatus* (Buckm.), *Binatisphinctes* (*Okaites*) *rjasanensis* (Teisseyre), *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmii anterior* Brinkm., *Proplanulites* *krymholtzi* Repin et Rashwan, P. *fabricatus* Buckm., P. cf. *koenigi* (Sow.), P. *majesticus kaspensis* Repin, P. *arciruga inflatus* Repin.

В этом комплексе присутствуют виды-индексы подзон, составляющих зону S. *calloviense*. Подзону S. *calloviense* характеризуют различные виды *Sigaloceras* s. str. Для подзоны S. (C.) *enodatum* кроме вида-индекса характерен *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmii anterior* Brinkm. и первые (древние) представители рода *Indosphinctes*.

Присутствие видов *Proplanulites* в нижней части зоны S. *calloviense* на Мангышлаке несколько снижает дискретность зоны P. *koenigi*.

Средний келловей

В разрезах Мангышлака средний келловей представлен в значительной степени сгуженными слоями, имеющими мощность 2–4 м, поэтому разделение его на зоны возможно в единичных случаях (Джармыш-1). В других разрезах подъярус охарактеризован сводным комплексом аммонитов, где присутствуют виды-индексы зон и ряда подзон среднего келловоя – *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *sokolovae* Rashwan, K. (K.) cf. *pollucinum* Teisseyre, K. (*Gulielmites*) *jason* (Rein.), K. (G.) cf. *medea* Cal., K. (*Spinikosmokeras*) *castor* (Rein.), K. (S.) cf. *herakles* Tintant, K. (*Zugokosmokeras*) cf. *obductum* (Buckm.), K. (Z.) *obductum orientale* Repin, K. (*Gulielmiceras*) *gulielmii anterior* Brinkmann, *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nikitin), *Indosphinctes* (*Indosphinctes*) *mutatus* (Traut.), I. (I.) *choffati dualis* Repin, I. (*Elatmites*) *elatmaensis* (Sasonov), *Pseudocadoceras* *petelini* (Pomp.), *Lunuloceras* (*Lunuloceras*) *kaspense* Repin, *Erymnoceras* (*Erymnoceras*) *coronatum* (Orb.), *Choffatia* (*Grossouvria*) cf. *variabilis* (Lahusen).

Здесь необходимо акцентировать внимание на диапазоне стратиграфического распространения *Sigaloceras* (*Catasigaloceras*) *enodatum* (Nikitin). В разрезе Дошан этот вид занимает дискретный интервал над подзоной S. *calloviense* и по всей вероятности заходит в основание среднего келловоя, где он отмечен в одном слое с K. (*Gulielmites*) *jason* (Rein.).

Верхний келловей

Зона *Peltoceras athleta*. Ее комплекс составляют: *Peltoceras* (*Peltoceras*) *athleta* (Phill.), P. (*Parapeltoceras*) *pseudotorosum* Prieser, P. (P.) *baylei* Prieser, P. (P.) *tuarkyrense* Aman., P. (P.) *broillii* Prieser, P. (P.) *russienne* Sinzow, *Kosmoceras* (*Lobokosmokeras*) *proniae* Teiss., K. (L.) *rowlstonense* (Y. et B.), *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sow.), K. (K.) *transitionis* (Nik.), *Lunuloceras* (*Brightia*) *nodosum* Bonar., *Hecticoceras* (*Hecticoceras*) *glyptum* Buckm.

По всей вероятности, рассматриваемая зона представлена всеми тремя подзонами. Виды-индексы двух верхних подзон (K. *proniae* и K. *spinosum*) найдены в разрезах. Косвенным свидетельством наличия базальной подзоны (K. *phaeinum*) является нахождение K. *proniae* только в средней

Таблица III. Характерные виды келловейских аммонитов Мангышлака (нат. величина).

1 – *Kosmoceras* (*Gulielmites*) *medea* Callomon № 847/49, Джармыш-1, сл. 7, зона *jason*; 2 – *Peltoceras* (*Peltoceras*) *eugenii* (Raspail) № 847/256, Дошан, сл. 29, зона *mariae*; 3 – *Peltoceras* (*Peltoceras*) *athleta* (Phill.) № 847/266, Джармыш-1, сл. 12, зона *athleta*; 4 – *Peltoceras* (*Parapeltoceras*) *arduennense* (Orbigny) № 847/264, Дошан, сл. 29, зона *mariae*; 5 – *Macrocephalites* (*Pleurocephalites*) cf. *pila* (Nikitin) № 847/624, Дошан, сл. 12, зона *koenigi*; 6 – *Vertumnoceras* *mariae* Orbigny № 847/265, Дошан, сл. 29, зона *mariae*; 7 – *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sowerby) № 847/272, Джармыш-1, сл. 12, зона *athleta*; 8, 13 – *Vertumnoceras* *mangischlakense* Repin et Rashwan; 8 – № 847/251, Джармыш-3, сл. 18, 13 – № 847/256, голотип, Джармыш-3, сл. 18, зона *mariae*; 9 – *Lunuloceras* (*Lunuloceras*) *kaspense* Repin № 847/116, голотип, Джармыш-3, сл. 9, средний келловей; 10, 11 – *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *praecordatum* Douv.: 10 – № 847/625, Джармыш-3, сл. 18, зона *mariae*, 11 – № 847/6, Дошан, сл. 29, зона *mariae*; 12 – *Chamoussetia* ex gr. *chamousseti* (Orbigny) № 847/628, Дошан, сл. 10, зона *koenigi*.

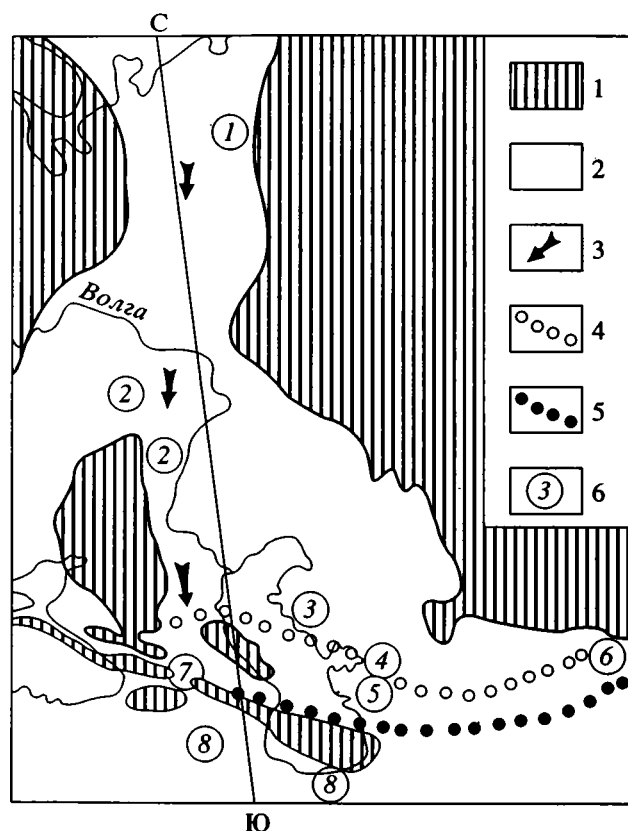


Рис. 2. Палеогеографическая схема келловейского века.

1 – суша (контур по “Палеогеографии СССР”, 1975); 2 – море; 3 – главный путь миграции высокобореальных аммонитов *Sadosceras* и др.; 4 – граница между Тетисом и Бореальным поясом (Палеогеография СССР, 1975); 5 – то же, по авторам; 6 – номер и местоположение сравниваемых районов (1 – Тимано-Печорская провинция, 2 – Поволжье, 3 – Мангышлак, 4 – Туаркыр, 5 – Большой Балхан, 6 – Кугитанг, 7 – Северный Кавказ, 8 – Северный Иран).

части разреза, содержащего приведенный комплекс.

Зона *Quenstedtoceras lamberti* охарактеризована остатками аммонитов *Quenstedtoceras* (*Quenstedtoceras*) *lamberti* (Sow.), *Q. (Q.) flexicostatum* (Phill.), *Kosmoceras* (*Kosmoceras*) *spinosum* (Sow.), *K. (K.) duncani* (Sow.), *K. (K.) transitionis* (Nik.), *K. (Zugokosmokeras)* cf. *theodorii* (Opp.), *Peltoceras* (*Parapeltoceras*) *russienne* Sinzow, *Lunuloceras* (*Brightia*) *pseudopunctatum* (Lahusen).

Разделение в изученных разрезах Мангышлака зоны *lamberti* на подзоны не представляется возможным. Скорее всего фаунистически охарактеризована верхняя часть зоны (=подзоне *lamberti*).

Нижний оксфорд

Зона *Vertumniceras mariae*. Кроме вида-индекса обычны остатки *Cardioceras* (*Scarburgiceras*)

praecordatum Douv., *Vertumniceras mangischlakense* Repin et Rashwan, *Aspidoceras* cf. *perarmatum* (Sow.), *Peltoceras* (*Peltoceras*) cf. *eugenii* Raspail, *P. (Peltoceratoides) constantii* Orb., *P. (Parawedekindia) arduennense* (Orb.), *Oppelia* ex gr. *sublevipicta* Sinzow, *Creniceras* sp.

По всей вероятности, эта зона представлена своей верхней подзоной *C. praecordatum*, вид-индекс которой весьма многочислен в разрезе низов оксфорда, что позволяет предположить перерыв, приходящийся на подзону *C. scarburgense* основания оксфорда.

ХОРОЛОГИЯ КЕЛЛОВЕЙСКИХ АММОНИТОВ МАНГЫШЛАКА

В результате монографической обработки келловейских аммонитов выявлен их полный комплекс, что позволяет уточнить структуру и тип аммонитового сообщества Мангышлака и характер его изменения в келловейском веке.

В келловейском аммонитовом сообществе Мангышлака установлено 72 вида, принадлежащие 17 родам, представляющим 8 семейств:

Семейство	Нижний, %	Средний, %	Верхний, %	Всего	
				род/вид	%
<i>Cardioceratidae</i>	3.3	4	20	3/6	8.4
<i>Kosmoceratidae</i>	53	40	35	3/30	41.8
<i>Macrocephalitidae</i>	6.6	–	–	1/2	2.8
<i>Perisphinctidae</i>	33	24	–	5/16	22.2
<i>Pachyceratidae</i>	–	8	–	1/2	2.8
<i>Oppeliidae</i>	3.3	16	15	2/8	11.0
<i>Aspidoceratidae</i>	–	4	30	1/7	9.6
<i>Phylloceratidae</i>	–	4	–	1/1	1.4
				17/72	100.0

Доминирующую роль занимает семейство *Kosmoceratidae*, представленное *Keplerites*, *Sigaloceras*, *Kosmoceras* – родами, имеющими широкое распространение в суббореальных палеозоохориях. На втором месте (почти вдвое уступая *Kosmoceratidae*) стоит семейство *Perisphinctidae*, представленное как низкореальными родами – *Proplanulites* (доминант), так и тетис-низкореальными – *Indosphinctes* и другими.

Примерно равное представительство (от 6 до 8 видов) имеют семейства *Oppeliidae*, *Aspidoceratidae*, *Cardioceratidae*. Остальные семейства представлены единичными видами.

В биогеографическом плане основной фон составляют низкореальные таксоны, сопровождаемые тетис-низкореальными элементами. В па-

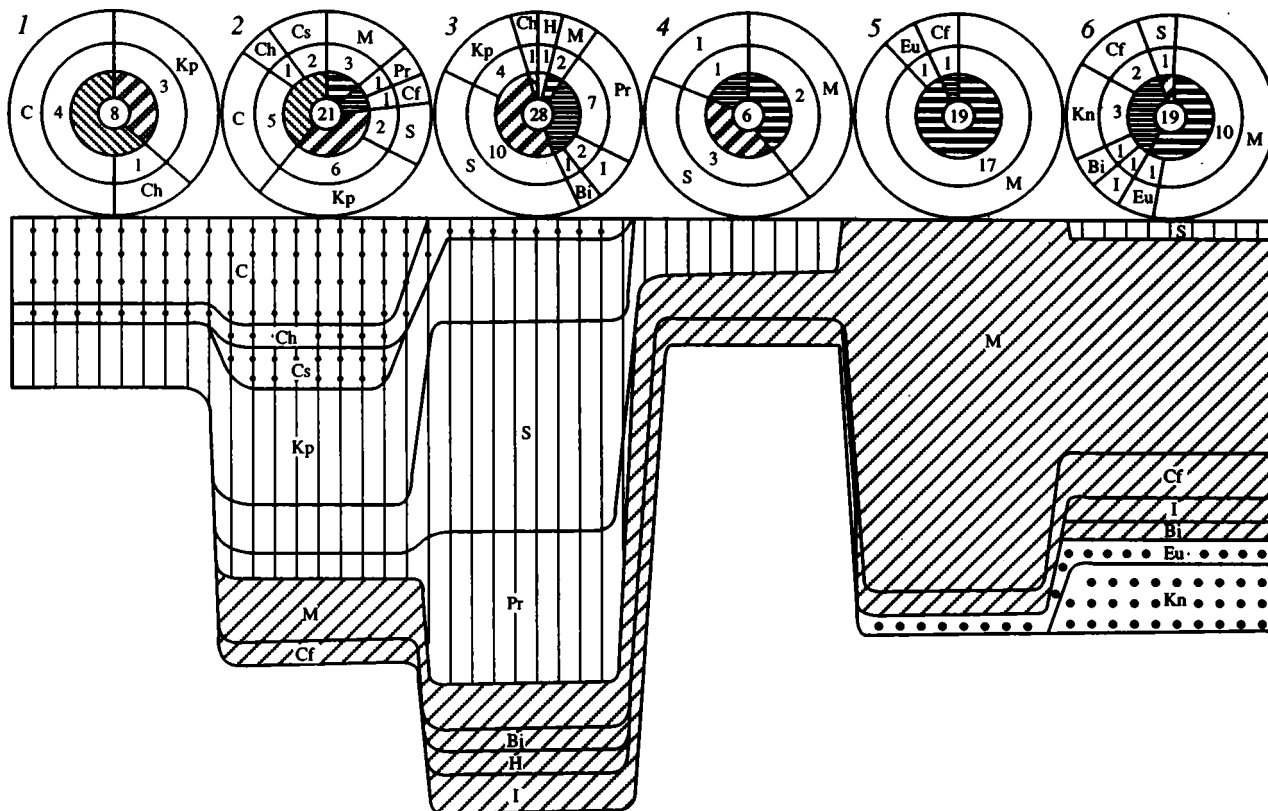


Рис. 3. Хорологический профиль. Ранний келловей.
Условные обозначения см. на рис. 4.

леосообществе отсутствуют тетические представители, а к высокобореальным могут быть отнесены *Pseudocadoceras*, встречающиеся единичными экземплярами. В целом аммонитовое сообщество келловей Мангышлака наиболее сходно с таковым Северо-Западной Европы и является несомненным элементом суббореальной палеозоохории.

Сравнение структуры аммонитовых сообществ соседних с Мангышлаком районов позволяет показать характер хорологических изменений по меридиональному профилю от бассейна р. Печоры на севере до хребта Кугитанг на юге (рис. 2–5). Проанализированы аммонитовые палеосообщества бассейна р. Печоры (Keyserling, 1846; Стратиграфия..., 1976; Меледина, 1977, 1987), центра Русской платформы (Nikitin, 1881, 1885; Меледина, 1987; Камышева-Елпатьевская и др., 1959; Сазонов, 1957, 1965; Алексеев и др., 1986), Мангышлака (Соколова, 1950; Репин и др., 1991), Туаркыра, Большого Балхана и Кугитанга (Аманниязов, 1962, 1971).

В целом изменения состав и хорологических особенностей аммонитовых сообществ келловей

по линии профиля происходят постепенно (клинально), подтверждая закономерность, выявленную Спэтом (Spath, 1932) и Бодылевским (1957). Тренд изменения разнообразия менее закономерен и не столь выдержан, как это предусматривается теоретической матрицей (Stehli et al., 1967).

Наибольшее разнообразие установлено для центральных районов Русской платформы, где в течение келловейского века существовало около 100 видов. Одной из возможных причин такого явления может быть то, что этот регион занимает срединное положение в пределах Бореального биогеографического пояса. Поэтому здесь могли обитать как высокобореальные, так и низкобореальные таксоны, имели возможность проникать сюда и тетис-низкобореальные элементы (*Macrocephalites*, *Choffatia*, *Peltoceras* и др.), что в целом способствовало повышению общего разнообразия местных аммонитовых сообществ. Клинальные изменения комплексов аммонитов при движении с севера на юг обуславливают практически непрерывную экотонную природу структуры аммонитовых палеосообществ и размытость границ палеобиохорий низкого ранга. Наиболее определенно в этом свете выглядит граница между

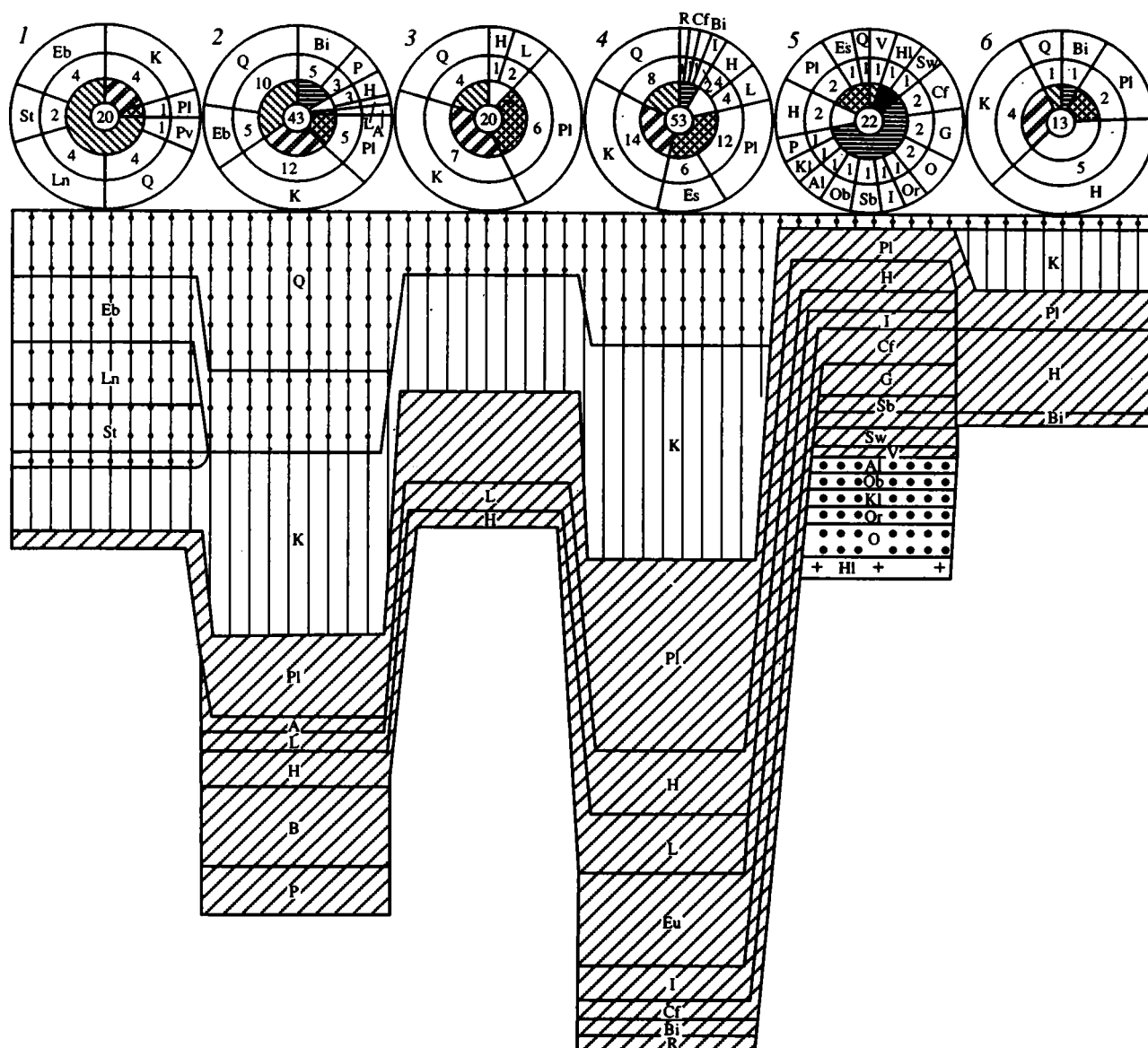


Рис. 5. Хронологический профиль. Поздний келловей.
Условные обозначения см. на рис. 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев С.Н., Репин Ю.С. Новые данные по келловейским отложениям Малинового оврага (Саратовское Поволжье) // Юрские отложения Русской платформы: Сб. научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 130–136.
- Аманниязов К.Н. Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962. 110 с.
- Аманниязов К.Н. Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1971. 248 с.
- Бодылевский В.И. Бореальная провинция юрского периода // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 91–96.
- Зоны юрской системы в СССР. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Камышева-Елпатьевская В.Г., Николаева В.П., Троицкая Е.А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского правобережья по аммонитам. Л.: Госгеолтехиздат, 1959. 227 с.

Ломинадзе Т.А. Келловейские аммониты Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 271 с.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей Сибири. М.: Наука, 1977. 290 с.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 182 с.

Палеогеография СССР. Т. 3. Триасовый, юрский и меловой периоды. М.: Недра, 1975. 200 с.

- Репин Ю.С., Рашван Н.Х.* Новые представители *Kosmoceras* (аммоноидеи) из келловей Мангышлака // Ежегодник ВПО. Т. XXXIV. Л.: Наука, 1991. С. 99–108.
- Савельев А.А.* Фаунистическое обоснование стратиграфии юрских отложений Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 218. С. 209–235.
- Савельев А.А., Калугин А.К., Азбель А.Я. и др.* Новые данные по стратиграфии юрских отложений Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1973. Вып. 344. С. 19–33.
- Сазонов Н.Т.* Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 154 с.
- Сазонов Н.Т.* Новые данные о келловейских, оксфордских и кимериджских аммонитах // Фауна мезозоя европейской части СССР и Средней Азии. М.: Недра, 1965. С. 3–49.
- Соколова Е.И.* Космоцератиды из верхнеюрских отложений Мангышлака. Л.: Гостоптехиздат, 1950. С. 93–155.
- Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 435 с.
- Callomon J.H., Dietl G., Page K.N.* Of the ammonite faunal horizons and standard zonations of the Lower Callovian Stage in Europe // 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Lisboa. 1987. P. 359–376.
- Callomon J.H., Dietl G., Niederhofer H.-J.* Die Ammonitenfaunen-Horizonte im Grenzbereich Bathonium/Callovium des Schwabischen Jura und deren Korrelation mit W-Frankreich und England // Stutgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 1989. № 148. S. 1–13.
- Keyserling A.* Wissenschaftlich Beobachtung auf einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843. St.-Pt., 1846. 408 s.
- Nikitin S.N.* Der Jura der Umgegend von Elatma // Mem. Soc. Natur. 1881. Bd. XV. Hf. 1. S. 1–51.
- Nikitin S.N.* Der Jura der Umgegend von Elatma // Mem. Soc. Natur. 1885. Bd. XV. Hf. 2. S. 43–66.
- Spath L.* The invertebrate faunas of the Bathonian–Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland) // Medd. Gronland. 1932. V. 87. № 7. P. 1–158.
- Stehli F.G., McAlester A.L., Helsey C.E.* Taxonomic diversity of Recent Bivalvia and some implications for geology // Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. V. 78. P. 455–466.

Рецензенты К.И. Кузнецова, И.А. Басов

УДК 563.12:551.781(571.65).66+520

КЛИМАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И МИГРАЦИЯ БИОТЫ В ПАЛЕОГЕНЕ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

© 1996 г. В. Н. Беньямовский, Ю. Б. Гладенков

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

Поступила в редакцию 23.02.95 г.

Анализ планктонных фораминифер палеогена в разрезах Камчатки и Корякского нагорья, а также Северной Пацифики и Японии позволил выявить несколько возрастных уровней с развитием тепловодных (субтропических) комплексов: позднетанетский, позднетанетский–раннеипрский, раннелютетский, позднелютетский–раннебартонский, раннеприабонский. Появление таких комплексов в высоких широтах объясняется потеплениями, которые приводили к масштабным (до 2–2.5 тыс. км) миграциям субтропических ассоциаций в северном направлении. В ряде случаев климатические колебания прошлого коррелируются с эвстатическими флуктуациями уровня Мирового океана. Отмечается большая скорость миграций и относительная кратковременность климатических теплых фаз по сравнению с холодными фазами.

Ключевые слова. Палеоген, планктонные фораминиферы, северо-запад Пацифики, климат, пессимумы, оптимумы, миграции.

ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что изучение палеонтологических остатков в стратиграфической последовательности позволяет устанавливать возраст вмещающих их пород. В значительной мере смена этих комплексов приводит также к выявлению особенностей эволюции биоты в геологическом прошлом. Смена палеобиоты в разрезах представляет и другую, крайне важную информацию, в частности, о характере климатических и эвстатических колебаний, масштабе миграций и пр. Эти палеогеографические и палеоклиматические сведения крайне важны именно сейчас, когда делаются попытки в деталях расшифровать природные события прошлого и на этом основании наметить сценарии будущих столетий. Вместе с тем, эти данные порой представляются интересными и для тектонистов – при интерпретации геологических структур, например, в случаях, когда на основании находок фауны разного облика эти структуры трактуются как экзотические террейны. В данной статье делается попытка показать пути расшифровки палеогеографических явлений на примере кайнозоя Северной Пацифики.

МАТЕРИАЛ И МЕТОД

Палеоген и неоген Северной Пацифики и ее обрамления в настоящее время изучаются весьма активно. Не случайно в печати появился целый ряд статей и монографий, в которых по-новому освещены как стратиграфические, так и палеогеографические вопросы (Серова, 1964; Гладенков и др., 1991, 1992; Гладенков, Шанцер, 1993; Glad-

enkov, 1994; Шербинина, 1992; Беньямовский, Фрегатова, 1993; Басилян и др., 1993; Орешкина, 1993; Баринов, 1994; Басов, 1993; Kaiho, 1991). При их решении особое место принадлежит сравнительным материалам по разным районам названной области, в частности по низким и высоким широтам Пацифики, а также северо-восточной части Азиатской окраины. Изучение авторами кайнозойских толщ Сахалина, Камчатки и Корякского нагорья с привлечением данных по Японии и Северной Пацифике позволило проследить изменения ископаемых комплексов не только в последовательно сменяющихся слоях разрезов, т.е. во времени, но и в отдельных временных срезах по латерали. И это дало основание для выяснения хода и характера многих палеогеографических событий, охватывавших как Северную Пацифику, так и переходную зону от океана к Азиатскому континенту.

Проведенный несколько лет назад анализ неогеновых моллюсков многих разрезов от Японии на юге до Чукотки на севере позволил построить модель климатических колебаний и связанных с ними миграций сообществ различных биогеографических провинций неогена (Гладенков, 1988, 1990; Гладенков, Синельникова, 1991). Было выяснено, во-первых, что в неогеновое время имели место несколько крупных потеплений, которые совпали с крупными трансгрессиями в переходной зоне от океана к континенту. Во-вторых, во время потеплений происходили значительные прохорезы тепловодных (субтропических и южнобореальных) биот в северном направлении (при похолоданиях, наоборот, имели место миграции северных

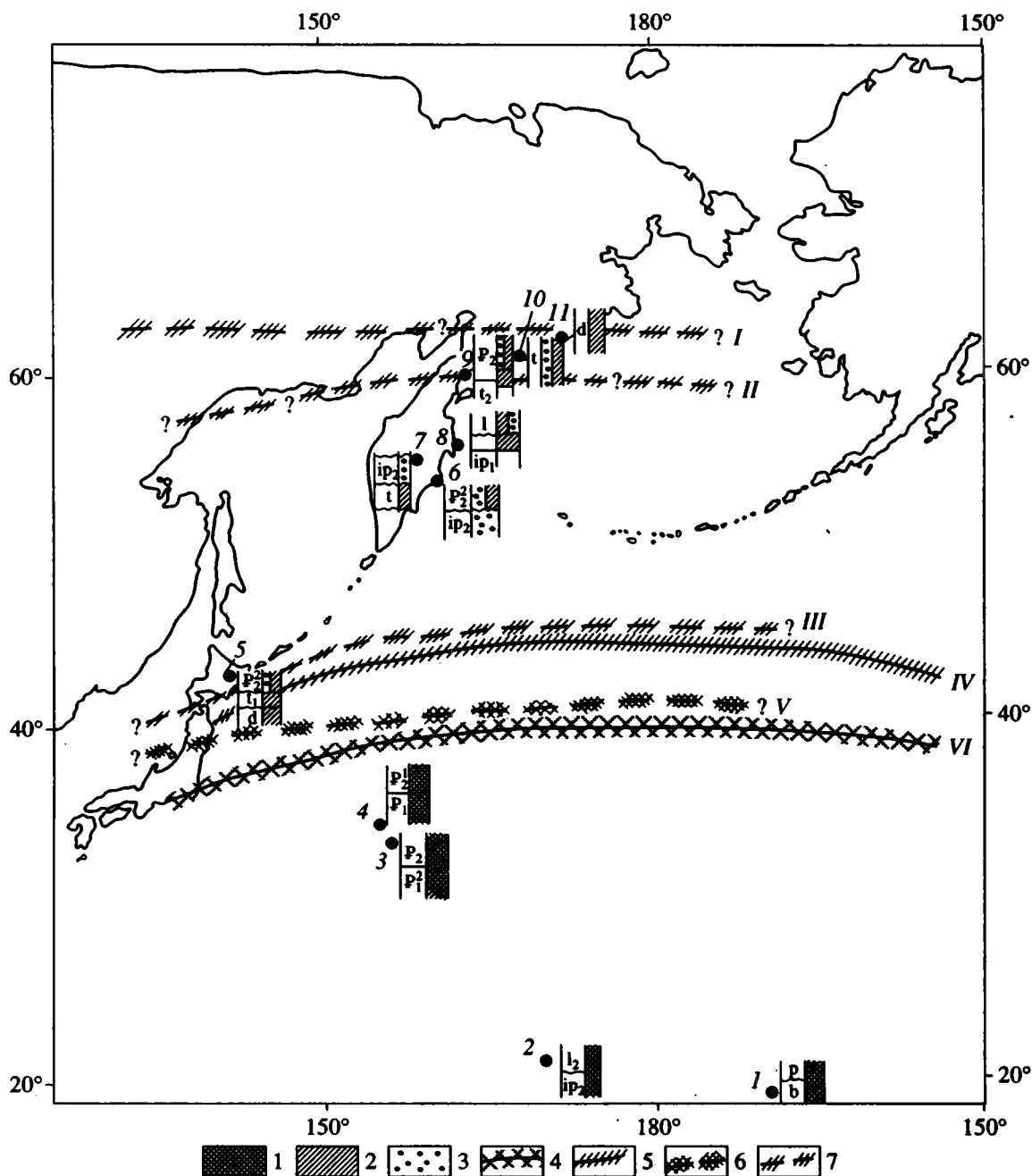


Рис. 1. Расположение опорных разрезов и климатических поясов палеогена северо-запада Тихоокеанского региона.

Опорные разрезы – цифры на схеме. Центральные Тихоокеанские горы: 1 – скв. 44, 2 – скв. 463; поднятие Шатского: 3 – скв. 305, 4 – скв. 47; 5 – Хоккайдо; 6 – Кроноцкий п-ов; 7 – Валагинский хребет; 8 – Камчатский мыс; 9 – Ильпинский п-ов; 10 – бассейн р. Пылгавая; 11 – Хатырская впадина.

Типы комплексов планктонных фораминифер: 1 – тепловодные, тропические, 2 – тепловодные, субтропические, 3 – умеренно-тепловодные. Северные границы климатических поясов – современных: 4 – тропического, 5 – субтропического; для палеоцена и эоцена: 6 – тропического, 7 – субтропического.

Положение северных границ климатических поясов в разные временные интервалы (римские цифры) – субтропического: I – в палеоцене и в начале раннего эоцена (оптимумы); II – в среднем эоцене (оптимумы); III – в эоцене (пессимумы); IV – в современное время (Галеркин и др., 1982); тропического: V – в палеоцене и эоцене, VI – в современное время (Галеркин и др., 1982).

Индексы: P_1 – палеоцен, d – даний, P_1^2 – верхний палеоцен, t – танет, P_2 – эоцен, P_2^1 – нижний эоцен, ip_2 – верхний ипр, P_2^2 – средний эоцен, l – лютет, b – бартон, p – приабон.

фаун и флор к югу). Эти миграции отличались значительным масштабом: например, во время первого климатического оптимума миоцена теплолюбивые комплексы смещались от Японии до Северной Камчатки и Корякского нагорья, т.е. до 2–2.5 тыс. км. При этом было замечено, что по латерали комплексы определенным образом меняются; в частности, в северном направлении происходит уменьшение числа тепловодных элементов биоты (соответственно и холодноводных к низким широтам). Примечательно также, что во время таких миграций порой происходит пространственное сближение теплолюбивых и холодноводных биотических комплексов. В-третьих, временные интервалы неогеновых похолоданий, как правило, в несколько раз превосходят временной диапазон потеплений, которые были относительно кратковременными.

Позднее подобный анализ был начат и в отношении палеогена этих же районов (Гладенков, Шанцер, 1993). В результате были получены общие сведения о характере изменения климата и миграциях палеобиоты. В частности, по моллюскам (и флоре) были намечены три климатических оптимума и соответствующие им три крупные миграции тепловодных комплексов с юга на север. Появление последних данных по палеогеновому планктону позволяет дать новое освещение этой проблеме.

При изучении Дальневосточного региона во многих разрезах палеоцена–эоцена были выявлены достаточно представительные комплексы планктонных фораминифер, которые реально позволили перейти на детальную зональную стратиграфию (Беньямовский и др., 1992). Ниже на основе этих данных делается попытка восстановления палеогеографических и биотических событий. Анализу подвергались комплексы всех зональных подразделений, отмеченные в разрезах по всей площади Северо-Западной Пацифики и ее обрамления (скв. 44, 463, 305, 577 в Тихом океане, естественные обнажения в Японии, на Камчатке и Корякском нагорье – Крашенинников, 1969, 1982; Крашенинников и др., 1988; Серова, 1969, 1978; Серова и др., 1980; Алабушева, 1989; Беньямовский и др., 1992; Fisher et al., 1971; Krashennikov, 1981; Kaiho, 1983; Kaiho, Saito, 1986; Corfield, 1987).

На рис. 1 показано расположение опорных палеогеновых разрезов в названном регионе, которые приурочены как к низким, так и высоким широтам. На нем отражены также возрастные объемы каждого разреза, в котором найдены остатки планктонных фораминифер.

Смена планктонных фораминифер в палеогеновых разрезах северо-запада Пацифики отражает эволюцию древних сообществ и их изменения в связи с различными абиотическими событиями,

среди которых одними из главнейших являются палеоклиматические флуктуации, трансгрессии и регрессии.

По отношению к температуре водной среды обитания планктонные фораминиферы палеогена Северной Пацифики можно разделить на три группы. Первая – тропические, теплолюбивые формы, обитавшие в основном в тропической области. Они редко мигрировали в субтропическую зону и полностью отсутствуют в разрезах севернее 40-го градуса Северо-Западной Пацифики. Вторая группа – относительно тепловодные, субтропические виды (эоглибигерины, морозовеллы, акаринины, глобигеринатеки), которые мигрировали в высокие широты при потеплениях до районов 60-го градуса. Наконец, третья группа видов (большинство субботин, псевдохастигрины, глобороталоидесы, катапсидраксы) обитали в высокоширотных бассейнах. Их представители были расселены также и в тепловодном поясе. Это – группа широкого, повсеместного распространения. Они являются индикаторами высокоширотных обстановок (Premoli Silva, Boersma, 1989).

Для сравнения напомним, что в современной биоте северной части Тихого океана выделяются три крупных группировки планктонных фораминифер (Беляева, 1969). К северу от 40-го градуса отмечается бореальный субарктический тип фауны, где преобладают представители семейства Globigerinidae. Южнее, между 20-м и 40-м градусами, располагается субтропическая группировка, в которой возрастает роль семейства Globorotaliidae (до 50% численности комплекса). Наконец, третья группа биоценозов – тропическая. Здесь содержание глобороталиид составляет более 50% и часто достигает 100. При этом надо отметить, что бореальные глобигерины и глобокуадрины распространяются к югу вплоть до экватора, хотя здесь они очень малочисленны и относятся к группе космополитных видов. Северная граница распространения Globorotaliidae достигает 40-го градуса, что совпадает с северной границей тепловодной зоны в океане.

Обратим внимание на некоторые особенности смены палеобиоты, выявленные при изучении разрезов. Опорным разрезом палеогена Камчатки и Корякского нагорья является разрез п-ова Ильпинский (Волбуева и др., 1994). Его палеоцен–эоценовая часть довольно равномерно охарактеризована планктонными фораминиферами (Беньямовский и др., 1992). Распределение характерных комплексов планктонных фораминифер в этом разрезе показано на рис. 2. Стратиграфически снизу вверх здесь отмечаются несколько уровней с тепловодными ассоциациями.

В верхней части южно-ильпинской свиты (поздний танет) встречены тепловодные акаринины (*Acarinina soldadoensis*, A. cf. *acarinata*) и морозо-

веллы (*Morozovella aequa*). Тепловодные формы сопровождаются космополитными видами, широко распространенными в умеренной климатической зоне и присутствовавшими в тепловодном поясе: *Subbotina pana* (табл. I, фиг. 1–3), *S. velascoensis* (табл. I, фиг. 4, 5), *S. basuana* (табл. I, фиг. 12–14), *S. triloculinoides*, *S. aff. linaperta*.

Следующий комплекс тепловодных тропических–субтропических форм с *Morozovella subbotinae* (табл. II, фиг. 16, 17), *M. geissi* (табл. II, фиг. 18, 19), *M. wilcoxensis* (табл. II, фиг. 14, 15), *Acarinina whitei* отмечен в нижней подсвите кыланской свиты (ранний ипр). В самых верхах этой свиты (ранний лютет) выявлено распространение относительно тепловодной *Subbotina boweri* (мелкая разновидность).

В верхней подсвите вышележащей килакирнунской свиты обнаружен еще один тепловодный комплекс, включающий разные виды субботин и глобигеринатек: *Subbotina boweri* (табл. II, фиг. 24–26), *S. frontosa* (табл. II, фиг. 2, 3), *Globigerinatheka cf. index* (табл. II, фиг. 1) поздний лютет–ранний бартон. Наконец, в кровле килакирнунской свиты (ранний приабон) зафиксировано появление тропического вида *Globigerinatheka cf. tropicalis* (табл. I, фиг. 22).

В целом анализ распределения планктонных фораминифер в разрезе вскрывает чередование комплексов, содержащих тепловодные формы (морозовеллы, некоторые субботины, акаринины, глобигеринатеки), и ассоциаций, лишенных субтропических элементов и представленных исключительно формами (широкого) повсеместного распространения (субботины, псеудохастигерины, глобороталоидесы). При этом фазы появления тепловодных форм приходились на поздний даний, поздний танет–ранний ипр, ранний лютет, поздний лютет–ранний бартон и ранний приабон. Для сравнения приведем данные по смежным регионам.

Прекрасными разрезами, содержащими обильные и разнообразные комплексы планктонных фораминифер, являются разрезы глубоководных скважин 47, 305, 577 и др. на поднятии Шатского в северо-западной части Тихого океана. Здесь вскрыты в непрерывном залегании осадки палеоцена–низов среднего эоцена. В них установлена стандартная последовательность субглобальных зон планктонных фораминифер. Комплексы представлены массовыми и разнообразными тепловодными видами эоглобигерин, некоторых субботин, акаринин, некоторых планороталитесов, морозовелл. Они сопровождаются формами широкого распространения: субботинами и псеудохастигеринами. Их описание дано в известных публикациях (Крашенинников, 1982; Krashennikov, 1981; Corfield, 1987).

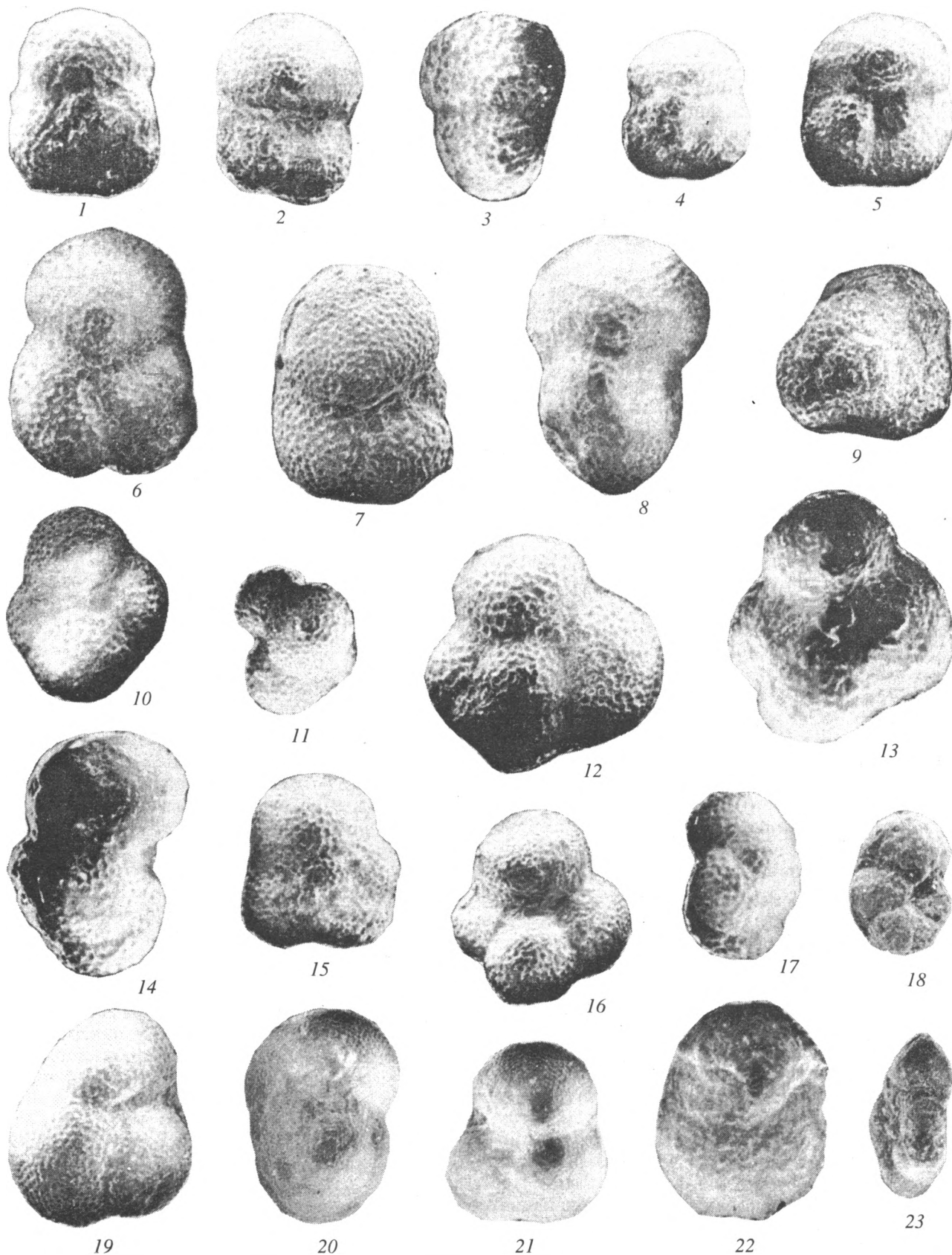
Средний и верхний эоцен в наиболее полном виде представлены в скважинах, расположенных юж-

нее – в районе Центрально-Тихоокеанских гор (скв. 44, 463 и др.). Здесь приводятся комплексы тепловодных субботин, морозовелл, глобигеринатек, орбулиноидесов, труктороталоидесов, кривоуханткенин, а также виды умеренных широт: псеудохастигерины, глобороталоидесы, субботины (Крашенинников, 1982).

Интересными для нашего анализа являются также данные по Японии (Хоккайдо). Здесь изучен один из важных разрезов, в котором вскрыты слои, переходные от мела к палеогену (Kaiho, Saito, 1986). На верхне-маастрихтских отложениях залегают датские слои, содержащие фораминиферы нижних зон дания: *Eoglobigerina eugubina* и *Subbotina praebulloides*. В формации Хобоши (восточная часть Хоккайдо) обнаружены *Globocunusa daubjergensis*, *Planorotalites compressa*, *Subbotina pseudobulloides*, что позволяет относить эти отложения к следующей зоне дания – *Globocunusa daubjergensis*. В породах вышележащей формации Чиппоанай выявлена *Planorotalites pseudomenardii* танетского возраста (Крашенинников, 1969). По А. Бозерма и И. Премоли Силва (Premoli Silva, Boersma, 1989; Boersma, Premoli Silva, 1991) *Subbotina praebulloides* в дании и *Planorotalites* в позднем палеоцене – это обитатели средних широт. Поэтому мы полагаем, что в обеих формациях комплексы были относительно тепловодными. Третий уровень потепления связан с развитием среднеэоценовых, относительно тепловодных фораминифер *Subbotina boweri* и *S. frontosa* в верхней части формации Каваруппи (Kaiho, 1983).

В последние годы появился новый материал по различным разрезам Камчатки. Кроме опорного Ильпинского разреза северо-восточной Камчатки планктонные фораминиферы встречаются здесь и южнее – в Валагинском хребте, а также на полуостровах – Кроноцком и Камчатского мыса (Беньямовский и др., 1992; Бахтеев и др., 1994). В танетской части ветловской свиты Валагинского хребта были обнаружены тепловодные *Acamina subsphaerica*, *Planorotalites ehrenbergi*, *P. pseudomenardii*, *Morozovella sp.*, *M. aequa*.

Весьма любопытно, что палеоэоценовый планктон обнаружен также севернее п-ва Ильпинский – на Корьякском нагорье. В разрезе палеогена Хатырской скважины отмечен комплекс верхнедатских планктонных фораминифер с *Eoglobigerina cf. fringa*, *Subbotina pseudobulloides*, *S. trinidadensis*, *S. triloculinoides* (Алабушева, 1989). В статье А. Бозерма и И. Премоли Сильвы (Boersma, Premoli Silva, 1991) указываются *E. fringa* и *S. trinidadensis* как индикаторы низкоширотного планктона, а *S. pseudobulloides* как индикаторы среднеширотного. В бассейне р. Пылгаваям и на п-ве Говена отмечены танетские виды широкого географического распространения: *Subbotina pana*, *S. velascoensis*, *S. triangularis*, *S. triloculinoides*, *S. post-*



triloculinoides, к которым добавляются тепловодные *Acarinina acarinata*, *A. primitiva*, *Planorotalites elongata* (Серова, 1970; Серова и др., 1980).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФЛУКТУАЦИИ И МИГРАЦИИ ПАЛЕОБИОТЫ

Последовательный анализ палеогеновых комплексов фораминифер от более южных разрезов к более северным выявил две особенности. Во-первых, в ряде разрезов высоких широт (Восточная Камчатка и Корякское нагорье) на некоторых уровнях были обнаружены относительно тепловодные (субтропические) формы. Выделяется пять таких уровней: позднедатский, танет-раннеипрский, раннелютетский, позднелютетский-раннебартонский и раннеприабонский (рис. 2).

Если нанести на карту ареалы распространения перечисленных тепловодных видов для обозначенных уровней, то выяснится, что в палеогеновое время тепловодные субтропические сообщества несколько раз (по крайней мере четыре-пять) смещались в северном направлении до 2–2.5 тыс. км. Такое смещение северной границы субтропической зоны к северу на 18°–20° по широте было вызвано крупными потеплениями (рис. 1).

По-видимому, миграция северной границы субтропической зоны носила разномасштабный характер. Так, в раннем палеоцене она помещалась в районе Корякского нагорья, а в позднем ипре и в среднем лютете “спускалась” с высоких широт до Хоккайдо на 18°–20° по широте. В позднелютетско-раннебартонском и раннеприабонском оптимумах граница достигала лишь северной Камчатки (т.е. располагалась на нескольких градусах южнее, чем в раннем палеоцене).

Таким образом, можно думать, что в палеогеновое время в Северной Пацифике проходили разномасштабные миграции – своеобразные инъекции субтропической палеобиоты в северном направлении. На рис. 3 они с учетом пространственного масштаба миграций и их соответствия тем или иным отрезкам геологического времени образуют своеобразные клинья, направленные с

юга на север. Однако не следует думать, что тепловодные комплексы сохранялись неизменными в разных районах своего распространения: их систематический и количественный состав изменяется по широтам. В южных широтах они более богаты тепловодными и теплолюбивыми формами, а в северных состав тепловодных форм гораздо беднее.

В позднедатских осадках поднятия Шатского отмечен разнообразный комплекс, который включает тепловодных представителей родов *Chiloguembelina*, *Eoglobigerina*, некоторых *Subbotina*. На Корякском нагорье (2–2.5 тыс. км севернее) сохраняется ядро комплекса, представленного редкими, единичными видами низкоширотного планктона *Eoglobigerina cf. fringa*, *Subbotina pseudobulloidis*, *S. trinidadensis*.

В танетском миграционном клине происходят следующие преобразования комплексов с юга на север. На юге (скв. 47, поднятие Шатского) танетские зоны составлены многочисленными тепловодными видами: морозовеллы (15 видов), планороталитесы (3), акарины (7), субботины (2). Кроме них в комплексе присутствуют виды субботин (5), имеющих широкое распространение. Рассматриваемый комплекс на 84% составлен тепловодными формами. На севере (широта п-ова Ильпинский) резко сужается клин тепловодных видов. Доля их составляет 29%. Остальные, 71%, принадлежат космополитным субботинам. Еще севернее (бассейн р. Пылгаваям) морозовеллы исчезают, остаются тепловодные акарины *A. acarinina acarinata*.

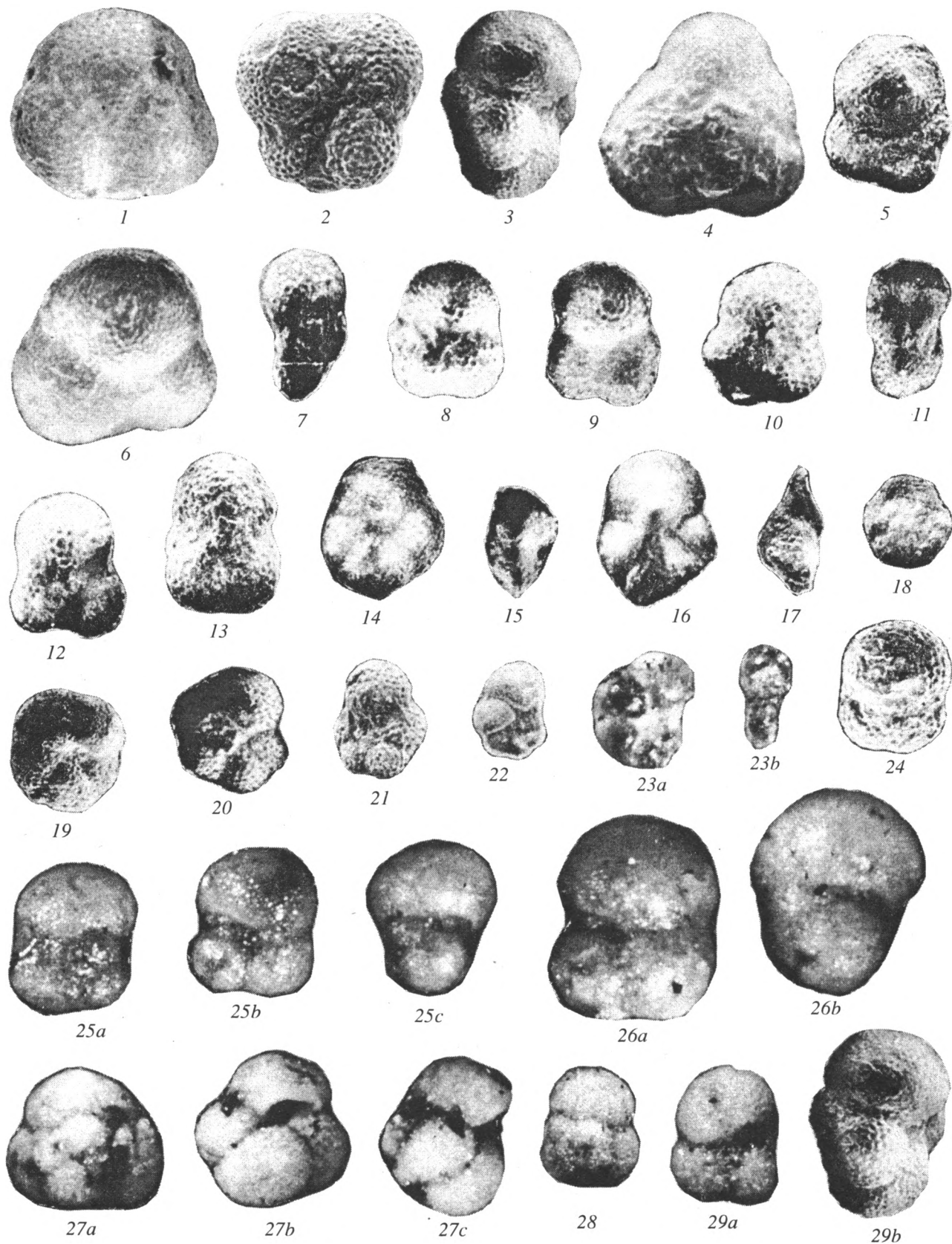
На севере у раннеипрских тепловодных морозовелл *Morozovella subbotinae* (табл. II, фиг. 16, 17), *M. geissi* (табл. II, фиг. 18, 19) меняются морфологические черты в сторону уменьшения размеров раковин, утончения их стенки, потери крупной орнаментации и скульптуры. Эти морфологические изменения представителей тепловодного планктона фиксировались в палеогене высоких широт Тихого океана (Крашенинников и др., 1988) и Атлантического океана (Premoli Silva, Boersma, 1989).

Таблица I

1–3 – *Subbotina nana* (Khalilov). Кыланская свита: 1 – обр. 402/56 (1), спиральная сторона; 2 – обр. 408 (8e) (1), пупочная сторона; 3 – обр. 402/6a (1), боковая сторона; 4, 5 – *Subbotina velascoensis* (Cushman). Кыланская свита: 4 – обр. 402/66 (3), спиральная сторона; 5 – обр. 402/66 (4), пупочная сторона; 6, 7, 8 – *Subbotina compressaeformis* (Khalilov).

Кыланская свита: 6 – обр. 402/66 (5), спиральная сторона; 7 – обр. 23/6v (2), пупочная сторона; 8 – обр. 23/6a (1), боковая сторона; 9, 10, 11 – *Subbotina aequiensis* (Loeblich and Tappan).

Кыланская свита: 9 – обр. 408/8e (2), боковая сторона; 10 – обр. 24/10 (2), пупочная сторона; 11 – обр. 24/10a (3), спиральная сторона; 12, 13, 14 – *Subbotina basuana* (Khalilov). Кыланская свита: 12 – обр. 402/66 (2), спиральная сторона; 13 – обр. 402/46 (1), пупочная сторона; 14 – обр. 402-66 (1), боковая сторона; 15, 16, 17 – *Subbotina pseudoosena pseudoosena* (Subbotina). Кыланская свита: 15 – обр. 408/8r (2), спиральная сторона; 16 – обр. 401/8r (3), пупочная сторона; 17 – 401/8r (4), боковая сторона; 18, 23 – *Pseudohastigerina micra* (Cole). Козловская свита (п-ов Кроноцкий): 18 – обр. 438/2 (1), боковая сторона; килакирнунская свита: 23 – обр. 400/3r (4), вид со стороны устья; 19, 20, 21 – *Subbotina frontosa* (Subbotina). Килакирнунская свита: 19 – обр. 400/96 (2), пупочная сторона; 20 – обр. 400/86 (3), боковая сторона; 21 – обр. 400/26 (1), пупочная сторона; 22 – *Globigerinata theca cf. tropicalis* (Blow and Banner). Килакирнунская свита: 22 – обр. 400/1a (1), боковая сторона. Все изображения на таблицах даны с увеличением в 100 раз.



Раннелютетская миграция выражается в проникновении на север лишь одной тепловодной формы *Subbotina boweri*, позднелютетско-раннебартонская – появлением трех видов *Subbotina frontosa*, *S. boweri* (крупная форма), *Globigerinatheka cf. index*, раннеприабонская – одним видом *G. cf. tropicalis*.

Из анализа распределения фораминифер по разрезу следует, что тепловодные клинья разделены промежутками, где господствовали космополитные формы. Комплексы средне-позднеипрского и лютетского промежуток имеют довольно выдержанный и однообразный состав *Subbotina inaequispira* (табл. II, фиг. 5, 7), *S. pseudoeocaena pseudoeocaena* (табл. I, фиг. 15, 16), *S. posttriloculinoides* (табл. II, фиг. 4, 6), *S. eocaenica irregularis* (табл. II, фиг. 12, 13), *S. patagonica*, *S. linaperta* (табл. II, фиг. 10, 11), *S. patagonica*, *S. linaperta* (табл. II, фиг. 8–11), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (табл. II, фиг. 21–23), *P. micra* (табл. I, фиг. 18, 23), *Globorotaloides ex gr. suteri* (табл. II, фиг. 20). Средне-позднебартонский промежуток характеризовался добавлением некоторых видов *Subbotina incretacea*, *S. praebulloides* (табл. II, фиг. 28, 29), *A. cf. rugosoaculeata*, *Catapsidrax dissimilis* (табл. II, фиг. 27), *Globorotaloides suteri*.

Кстати, сходные представители субботинид, псеудохастигеринид, глобороталоидесов и катапсидраксов преобладают в высокоширотных провинциях Атлантического океана (Premoli Silva, Boersma, 1989; Boersma, Premoli Silva, 1991). Естественно, при определении стратиграфического положения слоев с тепловодными комплексами крайне важно знать точную привязку их к зональной шкале. Между тем, как уже было сказано, стратиграфический диапазон тепловодных видов в низких и высоких широтах может не совпадать (рис. 4). Тем не менее, последовательность сменя-

емости комплексов и ход развития планктонных фораминифер в целом сохраняется. На этом основании, собственно, и определено стратиграфическое положение раннелютетских, позднелютетско-раннебартонских и раннеприабонских видов в северных широтах. Правильность таких построений подтверждается синхронностью появления ряда тепловодных глобигеринатек, субботин в средне-высокоширотных разрезах североатлантической и восточноевропейской палеобиогеографических областей.

Данные по наннопланктону п-ва Ильпинский (Гладенков и др., 1988) вполне согласуются с построениями по планктонным фораминиферам. В этом разрезе отмечены четыре уровня наннопланктона. Возраст первого – древнего комплекса (на уровне зоны *Subbotina pana*) – танетский, второго (зона *Morozovella wilcoxensis*) – раннеипрский, третьего (зона *Pseudohastigerina wilcoxensis*) – средне-позднеипрский, четвертого (зона *Subbotina praebulloides*) – бартонский.

В заключение раздела обратим внимание на еще один важный момент, связанный с определенным различием биотических комплексов разных широт Пацифики. Несовпадение систематического состава и уровней появления характерных и зональных видов планктона в низко-среднеширотной и средне-высокоширотной зонах Тихого океана является причиной существования различающихся схем деления палеогена северной Пацифики. В таблице сопоставлены схемы зонального деления палеогена по планктонным фораминиферам двух поясов Северо-Западной Пацифики: тропическо-субтропического и северосубтропического (зоны перехода от океана к континенту). Данная таблица составлена на основании данных по распределению планктона в высокоширотных зонах Тихого океана и Берин-

Таблица II

1 – *Globigerinatheka cf. index* (Finlay). Килакирнунская свита: 1 – обр. 400/8a (5), боковая сторона; 2, 3 – *Subbotina eocaena* (Guembel). Кыланская свита: 2 – обр. 401/8г (6), пупочная сторона; 3 – обр. 400/20a (2), боковая сторона; 4, 6 – *Subbotina posttriloculinoides* (Khalilov). Кыланская свита: 4 – обр. 401/36 (1), спиральная сторона; килакирнунская свита: 6 – обр. 400/8в (1), пупочная сторона; 5, 7 – *Subbotina inaequispira* (Subbotina). Кыланская свита: 5 – обр. 23/36 (2), пупочная сторона; 7 – обр. 400/36 (1), боковая сторона; 8, 9, 10, 11 – *Subbotina linaperta* (Finlay). Кыланская свита: 8 – обр. 401/66 (1), спиральная сторона; 9 – обр. 500/3в, пупочная сторона; килакирнунская свита: 10 – обр. 400/96 (1), пупочная сторона; 11 – обр. 400/96 (2), боковая сторона; 12, 13 – *Subbotina eocaenica irregularis* (Subbotina). Кыланская свита: 12 – обр. 401/8г (4), спиральная сторона; 13 – обр. 401/8г (5), пупочная сторона; 14, 15 – *Morozovella wilcoxensis* (Cushman and Ponton). Кыланская свита: 14 – обр. 402/6a (2), спиральная сторона; 15 – обр. 402/46 (2), боковая сторона; 16, 17 – *Morozovella subbotinae* (Morozova). Кыланская свита: 16 – обр. 402/56 (5), пупочная сторона; 17 – обр. 408/8е (1), боковая сторона; 18, 19 – *Morozovella reissi* (Loeblich and Tappan). Кыланская свита: 18 – обр. 402/66 (6), спиральная сторона; 19 – обр. 408/8е (2), пупочная сторона; 20 – *Globorotaloides ex gr. suteri* Bolli. Кылакирнунская свита: 20 – обр. 400/10a (2), спиральная сторона; 21, 22, 23a, 23b – *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton). Кыланская и килакирнунская свиты: 21 – обр. 401/8в (1), боковая сторона; 22 – обр. 401/8в (8), боковая сторона; 23a – обр. 401/8в (3), боковая сторона; 23b – обр. 401/8в (3), вид со стороны устья; 24, 25a, 25b, 25c, 26a, 26b – *Subbotina boweri* (Bolli). Килакирнунская свита: 24 – обр. 400/86 (20), спиральная сторона, 25a – обр. 400/86 (7), спиральная сторона; 25b – обр. 400/86 (7), пупочная сторона; 25c – обр. 400/86 (7), боковая сторона; 26a – обр. 400/86 (5), спиральная сторона, 26b – обр. 400/86 (6), боковая сторона; 27a, 27b, 27c – *Catapsidrax dissimilis* Bolli. Килакирнунская свита: 27a – обр. 400/3г (7), спиральная сторона; 27b – обр. 400/3г (7), пупочная сторона; 27c – обр. 400/3г (7), боковая сторона; 28, 29a, 29b – *Subbotina praebulloides* (Bolli). Килакирнунская свита: 28 – обр. 400/3г (8), спиральная сторона; 29a – обр. 400/3г (9), пупочная сторона; 29b – обр. 400/3г (9), боковая сторона. Все изображения на таблицах даны с увеличением в 100 раз.

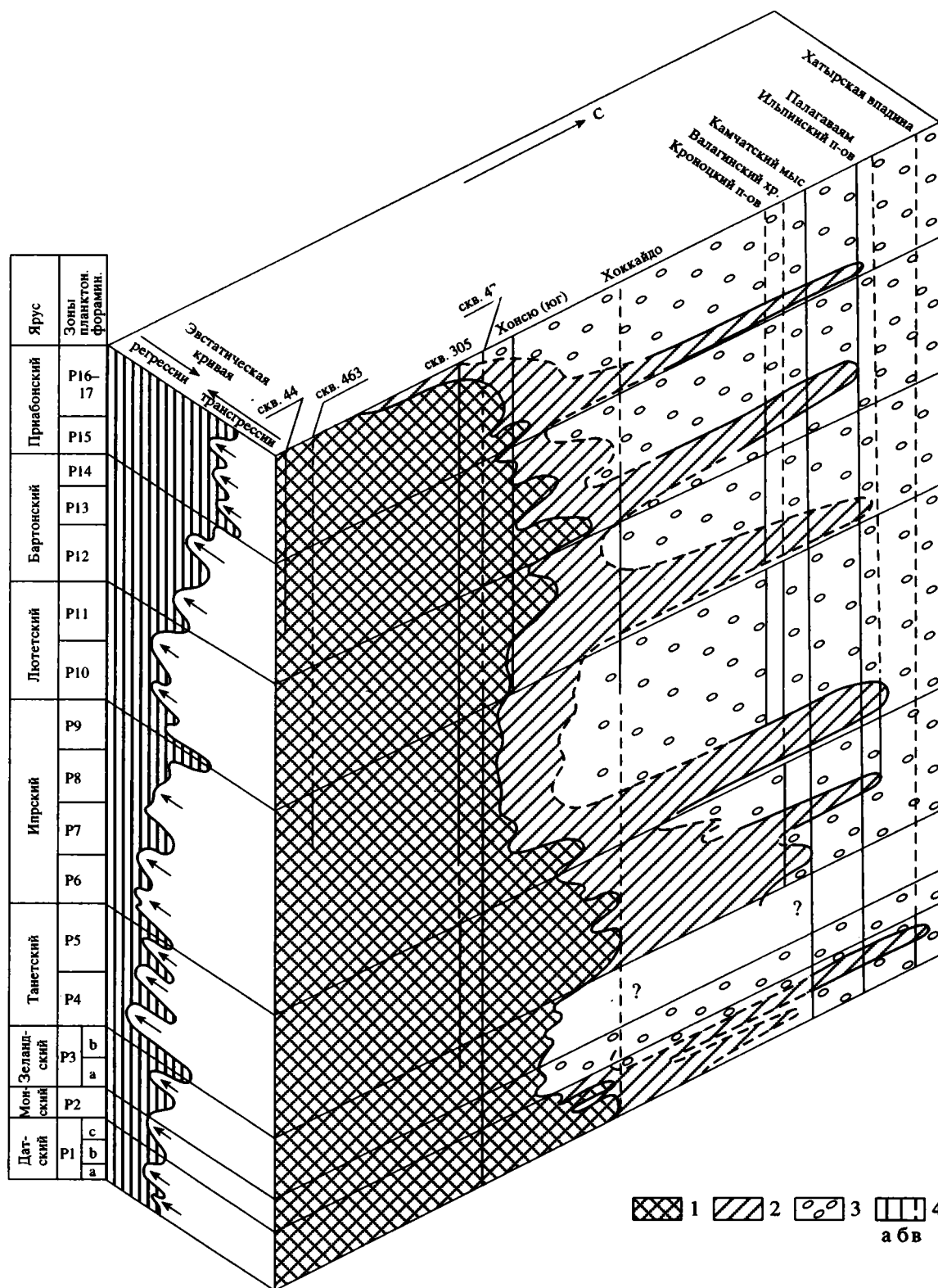


Рис. 3. Миграции комплексов планктонных фораминифер палеогена северо-западной Пацифики.

Типы биот планктонных фораминифер: 1 – тропический, 2 – субтропический, 3 – субтропический, тепловодно-умеренный, 4 – положение и полнота разрезов: а – достоверно присутствующие зоны в разрезе, б – интервалы зон, в – отложения отсутствуют.

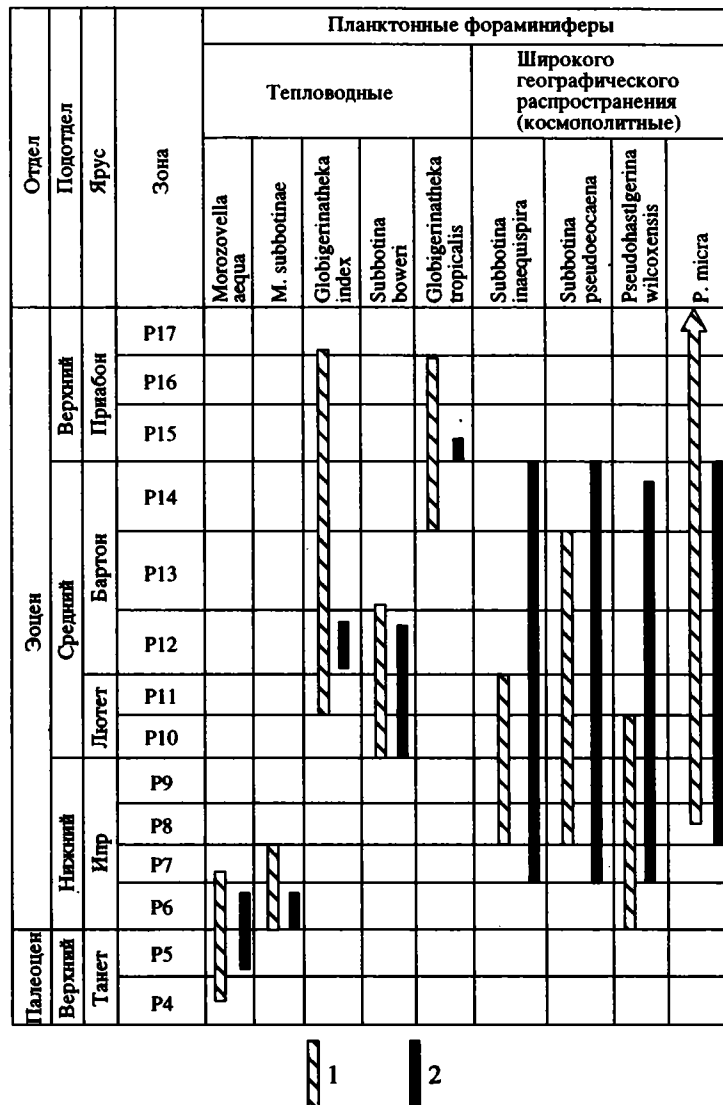


Рис. 4. Диапазоны стратиграфического распространения планктонных фораминифер в различных палеоклиматических зонах северной Пацифики.

1 — диапазоны распространения в тропической-субтропической зоне (по Крашенинникову и др., 1988); 2 — диапазоны распространения в субтропической-умеренной зоне (Беньямовский и др., 1992; Волобуева и др., 1994).

гономорского сектора Северо-Западной Пацифики (Крашенинников и др., 1988; Беньямовский и др., 1992; Волобуева и др., 1994).

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ, ТРАНСГРЕССИИ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ

Намеченные фазы относительных потеплений и похолоданий климата палеогена в пределах Северо-Западной Пацифики в целом совпадают с колебаниями климата, выявленными в других регионах Пацифики (Shackleton, Kennett, 1975; Kennett, Stott, 1991). В ряде случаев для температурных характеристик вод палеогеновых бассейнов

использовался изотопный метод. Так, еще в 70-х годах Р. Дугласом и С. Савиным (Douglas, Savin, 1975) приводились данные по изотопии кислорода, полученные по раковинам планктонных фораминифер, и палеотемпературам, установленным для палеогена Северной Пацифики в районе поднятия Шатского (скв. 47, 305).

Эти материалы свидетельствуют о довольно постоянном и сравнительно высоком температурном режиме данной части Тихоокеанской области в раннем кайнозое. В палеоцене температура поверхностных вод составляла 20–23°C, в среднем – 21–22°C, а в конце позднего эоцена-начале олигоцена она снизилась на 4–6° до 16–17°C.

Сопоставление зональных схем палеоцен-эоцена по планктонным фораминиферам разных районов Северной Пацифики

Отдел	Подот.	Ярус	Тропическая–южносубтропическая область	Северо-западная Пацифика (Дальневосточный регион)
Эоцен	Верхний	Приабон-ский	T. centralis–G. Gortanii	Нет данных ----- Globigerinatheka tropicalis
			G. cocoensis	
			G. semiinvoluta	
	Средний	Бартон-ский	T. rohri	Subbotina praebulloides
			O. beckmanni	
			M. lehneri	Globigerinatheka index
		Лю-тет-ский	G. kuglari	Subbotina boweri
			H. aragonensis	
	Нижний	Ипрский	M. palmerae	Pseudohastigerina wilcoxensis
			M. aragonensis	
			M. formosa	
			M. subbotinae	Morozovella wilcoxensis
Палеоцен	Верхний	Та-нет-ский	M. velascoensis	Morozovella aequa
			P. pseudomenardii	Planoratalites pseudomenardii
		Зе-ланд-ский	M. pusilla	Нет данных -----
			M. angulata	
	Нижний	Датский	A. uncinata	----- Subbotina trinidadensis–S. pseudobul- loides
			S. trinidadensis	
			S. pseudobulloides	
			E. eugubina	

Исходя из того, что изотерма 20° является границей тропического комплекса современных планктонных фораминифер Тихого океана (Беляева, 1969), возможно, район поднятия Шатского в течение всего палеогена находился на границе тропической и субтропической областей.

Крайне заманчиво рассмотреть соотношение климатических изменений палеогена северной Пацифики с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, отразившимися в трансгрессиях и регрессиях (рис. 5) на окраинах континентов и в переходных зонах (Naq et al., 1987).

В датском веке произошла значительная глобальная трансгрессия, сопровождавшаяся, в частности, образованием обширных эпиконтинентальных бассейнов на западе Евразии. Трансгрессия вызвала миграцию тепловодных эоглобигирин, некоторых субботин в северные районы Европы, европейского Перитетиса, а также в окраинные бассейны Северной Пацифики (Корякское нагорье).

Поздний палеоцен ознаменовался второй обширнейшей трансгрессией, отчетливо проявившейся, в частности, на громадных просторах Европейской палеобиогеографической области – от Англии до Копет-Дага и на Дальнем Востоке (палеоценовые отложения северо-западной Камчатки (Серова и др., 1989). В конце палеоцена началось также значительное глобальное потепление, о чем свидетельствует изотопная кривая, построенная для Пацифики и других частей Мирового океана (Shackleton, 1986; Kaiho, 1991; Kennett, Stott, 1991), а также наличие тепловодных комплексов моллюсков на шельфе Дальнего Востока и паратропической флоры (пальмы *Sabal*) на Камчатке (Буданцев, 1984; Гладенков, Шанцер, 1993; Челебаева, Шанцер, 1993). По этим данным пик потепления пришелся на первую половину ипра.

Средне-позднеипрская трансгрессия совпала в рассматриваемом регионе с относительным похолоданием.

Раннеэоценовая трансгрессия происходит на фоне некоторого потепления, что нашло отраже-

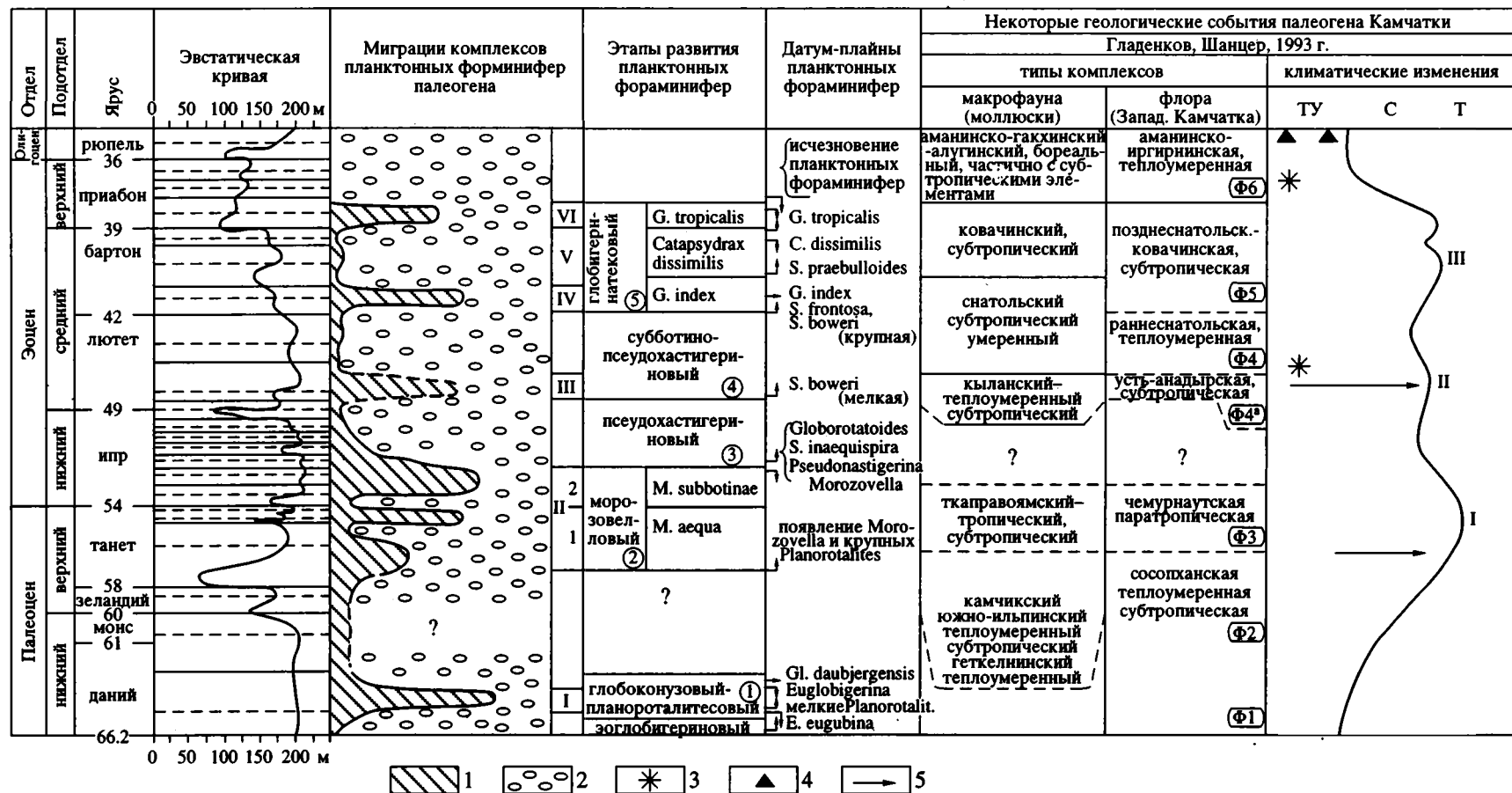


Рис. 5. Абиотические и биотические события палеогена северо-западной Пацифики.

Шкала времени, эвстатическая кривая и ярусная разбивка по Б. Хаку (Haq et al., 1987) с дополнениями (Найдин, Беньямовский, 1989, 1994).

Типы биот планктонных форминифер: 1 – субтропический, 2 – умеренный; 3 – геоний; 4 – массовое появление диатомей; 5 – миграция моллюсковой фауны; климат: ТУ – теплоумеренный, С – субтропический, Т – тропический; I–III – климатические оптимумы.

ние в изотопной кривой, относительно теплолюбивом составе моллюсков, а также растительного покрова Камчатки (Гладенков, Шанцер, 1993; Kaiho, 1991) и появлении тепловодной *Subbotina boweri*. Некоторые исследователи отмечают климатический оптимум на рубеже раннего—среднего эоцена на Западно-Сибирской равнине (Волкова, Кулькова, 1994).

Позднелютетская-раннебартонская и раннеприабонская эвстатические трансгрессии также сопровождалась некоторыми потеплениями (изотопные данные, материалы по моллюскам и флорам). Это стимулировало миграции тепловодных глобигеринатек, некоторых субботин и акаринов в окраинные моря Дальневосточной провинции примерно до 60-й параллели.

ВОПРОС ОБ ЭКЗОТИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНАХ

Выявление миграций палеобиоты значительного масштаба (до 2–2.5 тыс. км) может по-новому осветить проблему сонахождения древних комплексов разной палеогеографической характеристики, которая трактуется часто без должного основания как результат приращения экзотических террейнов. Нахождение в бореальных и аркто-бореальных широтах пространственно сближенных относительно тепловодных и холодноводных комплексов в тех или иных толщах далеко не всегда является доказательством сочленения террейнов и их перемешивания в прошлом на многие сотни и даже тысячи километров с низких широт в высокие. Только комплексный структурный, биостратиграфический и палеогеографический анализ может дать объективное заключение по этому вопросу. Если фауна в совмещенных структурно-фациальных зонах или блоках (террейнах) достаточно сходная, если между ними намечается сходство формаций или выстраиваются формационные ряды, то доказать наличие экзотических террейнов очень трудно, несмотря на близость пространственного нахождения холодноводных и тепловодных ассоциаций. Всегда надо помнить о возможности миграций тепловодных комплексов с юга на север, т.е. о заметном расширении субтропической климатической зоны. Такое расширение может сопровождаться соответственным сужением бореальной зоны, что и может привести к сближению комплексов разного климатического облика. Подобное сближение, особенно при наличии тектонических нарушений, принимаемых за швы (между блоками), в которых находятся разные по облику фауны и флоры, многие геологи без критического анализа готовы принять в качестве доказательства террейнов экзотического типа. Приведенные выше материалы заставляют с большой осторожностью относиться к подобным реконструкциям. Об этом приходится говорить специально в отношении па-

леоцена и эоцена, потому что именно для этого времени в последние годы появились палеомагнитные и палеотектонические реконструкции, которые не находят подтверждения в литологических и палеонтологических данных (Коваленко, 1992; Парфенов и др., 1993), и это требует особого тщательного, не тенденциозного, а всестороннего анализа этой проблемы. Приведенные выше данные по палеогеографу Дальнего Востока свидетельствуют скорее в пользу “простой” интерпретации относительно тепловодных и холодноводных элементов палеобиоты – как результата ее миграций в прошлом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обращает на себя внимание несколько особенностей выявленных палеогеновых миграций.

Во-первых, как уже отмечалось выше, они отличаются значительным масштабом (до 2–2.5 тыс. км).

Во-вторых, во время потеплений северная граница тропической зоны смещалась к северу относительно незначительно по сравнению с перемещением северной границы субтропической зоны. Если в первом случае смещение достигало только нескольких градусов по широте, то во втором – практически 15°–20°. Другими словами, во время потеплений основное расширение тепловодной области шло за счет субтропической зоны, в связи с чем субтропические комплексы и получали распространение на широкой площади. Во время относительных похолоданий субтропическая зона “сжималась”, а умеренная соответственно расширялась – со смещением ее южной границы к югу.

Третья особенность – это большая скорость миграций. Фактически все они проходили геологически быстро (если не мгновенно), или, если быть точнее, во временных рамках тех или иных биостратиграфических зон.

Четвертая особенность, выявляющаяся из анализа изложенного материала, заключается в разной временной продолжительности потеплений и похолоданий. Еще на материале неогена было замечено, что обычно климатические оптимумы по продолжительности были в 3–4 раза меньше, чем разделяющие их пессимумы (Гладенков, Синельникова, 1990). На палеогеновых данных намечается та же тенденция, хотя может быть не всегда столь резко выраженная. Если брать палеоген в целом и рассмотреть пять отмеченных выше эпох крупных потеплений во времени, то выясняется, что разделявшие их эпохи относительных похолоданий несколько продолжительнее оптимумов.

Интересно сравнить полученные данные по реконструкциям климата палеогена по планктон-

ным фораминиферам с материалами по этим же районам на основании бентосных групп и флоры. Согласно этим материалам (Гладенков, Шанцер, 1993) в палеогене можно выделить три крупных потепления. Одно из них приходится на конец палеоцена–начало эоцена, второе – на ранний лютет, третье на бартон–начало приабона. В их пределах иногда намечались мелкие флуктуации (в частности, в бартон–приабонское время). По моллюскам и флоре датский интервал не был подробно охарактеризован. Таким образом, имеется определенная сходимость климатических сценариев, полученных по разным палеонтологическим группам: в пределах палеогена намечаются четыре сравнительно крупных климатических оптимума, которые отражают явления, видимо, не только регионального, но и субглобального масштаба.

В подтверждение этого вывода уместно привести данные по востоку Европейской палеобиогеографической области (Северный Кавказ–разрез по р. Хеу, Прикаспийская синеклиза) и Атлантическому океану (Крашенинников, Музылев, 1975; Найдин, Беньямовский, 1994; Boersma, Premoli Silva, 1991).

В позднем дании–начале позднего палеоцена в первом из вышеназванных регионов появляются тепловодные субботины, акаринины и морозовеллы. Следующие распространение тепловодных морозовелл – *Morozovella aequa* – происходит также, как и в Дальневосточном регионе, в позднем танете и продолжается в ипре (причем в раннем ипре они наиболее постоянны и многочисленны: *Morozovella subbotinae*, *M. marginodentata*, *M. lensiformis*). Следующее появление тепловодных форм – глобигеринатек и ханткенин – *Globigerinatheka index*, *Hantkenina alabamensis* и др. происходит, также как и на северо-западе Пацифики, в позднем лютете–раннем бартоне. Наконец, последнее вторжение тепловодного планктона в бассейн Северного Перитетиса в эоцене синхронно с Северотихоокеанской палеобиогеографической областью (ранний приабон) и связано с расселением глобигеринатек *Globigerinatheka tropicalis*, *G. index*.

В палеоцене–эоцене Атлантического океана, по данным Бозрмы и Премоли Силвы (Boersma, Premoli Silva, 1991), фиксируются миграции тепловодных видов в высокие широты примерно в те же отрезки геологического времени, что и на северо-западе Пацифики, а именно: в зонах P1d (поздний даний), P 3a (начало позднего палеоцена); P5, P 6–7 (поздний танет–ранний ипр), P12 (ранний бартон), P16 (средний приабон).

Авторы признательны И.А. Басову, прочитавшему статью в рукописи и сделавшему ряд ценных замечаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алабушева А. О первой находке планктонных фораминифер в датских отложениях Хатырской впадины (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1462–1465.
- Баринов К.В. Моллюски, детальная стратиграфия и основные события позднего неогена Дальнего Востока России // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1994. 25 с.
- Басилян А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 5. С. 79–94.
- Басов И.А. Эволюция планктонных фораминифер тепловодной области Тихого океана в палеогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 72–80.
- Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
- Беляева Н.В. Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан. М.: Наука, 1969. С. 73–119.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Этапы развития фораминифер палеогена Северной Пацифики // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 96–101.
- Буданцев Л.Ю. К вопросу о границе между ранним и поздним кайнофитом на севере Пацифики // Среда и жизнь на рубеже эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 20–24.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Климатические оптимумы в кайнозое Западной Сибири (по палинологическим данным) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 108–112.
- Волбуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Ч. 2. Систематическая часть // Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 178 с.
- Галеркин Л.И., Бараш М.Б., Сапожников В.В., Пастернак Ф.А. Тихий океан // М.: Мысль, 1982. 316 с.
- Гладенков Ю.Б. Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса // Тр. ГИН. 1990. Вып. 428. 210 с.
- Гладенков Ю.Б., Багдасарян Г.П., Беньямовский В.Н. и др. Планктон в палеогене п-ова Ильпинский (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85–91.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.В., Басилян А.Э. и др. Детальное расчленение неогена Камчатки // Тр. ГИН. 1992. Вып. 478. 204 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н. Моллюски и климатические оптимумы миоцена Камчатки // Тр. ГИН. 1991. Вып. 453. 172 с.

- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки // Тр. ГИН. 1991. Вып. 467. 182 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер Е.А. Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 97–108.
- Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский (Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 3. С. 78–95.
- Крашенинников В.А. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей // Тр. ГИН. 1969. Вып. 20. 187 с.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана // Тр. ГИН. 1982. Вып. 369. 140 с.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г. Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 212–224.
- Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана // Тр. ГИН. 1988. Вып. 428. 120 с.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Ст. 2. Даний, монс и зеландий за пределами стратотипических районов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 1. С. 21–38.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Разрез Сувлакая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 75–86.
- Орешкина Т.В. Диатомеи и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 65. Вып. 3. С. 84–90.
- Парфенов Л.В., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 1151–1175.
- Серова М.Я. Периодичность смены комплексов фораминифер в отложениях открытых океанических бассейнов (на примере третичных отложений Камчатки) // Тр. VII сессии ВПО. 1964. С. 39–45.
- Серова М.Я. Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской провинции // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969. С. 104–114.
- Серова М.Я. Планктонные фораминиферы палеогена и неогена северной части Тихоокеанской провинции // Вопросы микропалеонтологии. 1978. Вып. 21. С. 162–179.
- Серова М.Я., Даниленко Л.А., Коляда А.А., Петрина Н.М. Расчленение верхнемеловых и палеогеновых отложений Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 10. С. 186–199.
- Серова М.Я., Фотьянова Л.И., Фрадкина А.Ф. Морские и континентальные даний-палеоценовые отложения северо-западной Камчатки // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: Биолого-почвенный ин-т, 1989. С. 186–199.
- Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Этапность развития флор в палеогене Камчатки (последовательность и воздействующие факторы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 17. № 4. С. 73–76.
- Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеоокеанография палеогена Тихого океана по наннопланктону // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1992. 28 с.
- Boersma A., Premoli Silva I.P. Distribution of Paleogene planktonic foraminifera – analogies with the Recent? // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 83. P. 29–48.
- Corfield R.M. Patterns of Evolution in Palaeocene and Eocene planktonic Foraminifera / Hart M.B. (ed.) Micropalaentology of Carbonate Environments, British Micropalaentological Society Series, Ellis Horwood. 1987. P. 93–110.
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific // Initial Rep. of the DSDP. (D.C.): US Gov. Print. Off. 1975. V. 32. P. 509–520.
- Gladenkov Y.B. Cenozoic palaeogeography and climatic change in the North Pacific // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1994. V. 108. P. 311–318.
- Fisher A.G., Heezen B.C. et al. // Initial Report of DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print Off. 1971. V. 6. P. 47–145.
- Gladenkov Y.B., Shantser A.E. Neogene of Kamchatka: Stratigraphy and Correlation of Geological Events // Pacific Neogene Events. Univ. Tokio Press. P. 173–182.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 136. P. 1156–1167.
- Kaiho K. Geologic ages of the Paleogene of Hokkaido, Japan, based upon planktonic foraminifera // Fossils. 1983. V. 34. P. 41–49.
- Kaiho K. Global changes of Paleogene aerobic / anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1991. V. 83. P. 65–85.
- Kaiho K., Saito T. Terminal Cretaceous Sedimentary sequence recognized in the Northernmost Japan, based on Planktonic Foraminiferal Evidence // Proc. Japan Acad. 1986. V. 62. Ser. B. P. 145–148.
- Kennett J.P., Stott L.D. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene // Nature. 1991. V. 353. № 6341. P. 225–229.
- Krashenninnikov V.A. Paleogene planktonic foraminifera from Deep Sea Drilling Project Leg 62 Sites and adjacent areas of the Northwest Pacific / Thiede J., Vallier T. et al. (eds.) Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.S.): US Gov. Print. Off. 1981. V. 62. P. 365–377.
- Premoli Silva I., Boersma A. Atlantic Paleogene Planktonic Foraminiferal Bioprovincial Indices // Marine Micropaleontology. 1989. V. 14. P. 357–371.
- Shackelton N.J. Paleogene stable isotope events // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. V. 57. P. 91–102.

Рецензент И.А. Басов

УДК 561.551.781.51.782.1(571.1)

ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ СООБЩЕСТВА ОЛИГОЦЕНА–РАННЕГО МИОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 1996 г. В. С. Волкова, И. А. Кулькова

*Институт геологии и геофизики СО РАН
630090 Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия*

Поступила в редакцию 28.11.94 г.

Показано, что в конце эоцена основные геологические события в Западной Сибири заключались в смене отрицательных тектонических движений положительными, которые обусловили регрессию бассейна. Похолодание климата привело к вымиранию представителей субтропической флоры, к смене вечнозеленых лиственных лесов – хвойными.

В олигоцене главная роль в развитии биоты принадлежала климату. Для этого периода характерны два этапа развития растительности. В течение первого – в раннем–среднем олигоцене (атлымское–новомихайловское время) господствовали хвойные в составе смешанных хвойно-широколиственных лесов. С вторым – поздним олигоценом–ранним миоценом (туртасское и абросимовское время) – связано развитие туртасской флоры с участием субтропических растений. Указанные этапы характеризовались континентальным типом осадконакопления. Анализ флоры показал, что на рубеже позднего олигоцена и раннего миоцена существенных перестроек в растительной биоте не было. Поэтому проведение границы между туртасской и абросимовской свитами по палинологическим данным затруднено.

Ключевые слова. Западная Сибирь, олигоцен, ранний миоцен, атлымский, новомихайловский, туртасский, абросимовский горизонты, флора, палинокомплекс.

В Западной Сибири отложения олигоцена и нижнего миоцена имеют достаточно широкое распространение. Они объединены в горизонты; их мощность и литологический состав находятся в тесной зависимости от их приуроченности к разным фациальным зонам (Шацкий и др., 1973). На большей части территории олигоценовые и раннемиоценовые отложения скрыты под мощным чехлом позднеэоценовых и четвертичных отложений. Исключения составляют низовья Иртыша, Оби (к северу от Ханты-Мансийска) и среднее течение р. Тавды, где континентальные отложения олигоцена и нижнего миоцена обнажаются выше уреза рек (Волкова, 1966; Шацкий и др., 1973).

В последние годы в результате среднемасштабной геологической съемки и бурения получен новый фактический материал для Ханты-Мансийской фациальной зоны (рис. 1) (Власов, Черепанов, 1984) и Колпашево-Александровской зоны (Кривенцов, 1984; Головеров и др., 1984). Новые данные позволили дополнить существующие представления о литофациальном составе палеогеновых пород и особенностях биоты названных выше горизонтов палеогена. Палинологический анализ отложений указанных горизонтов был выполнен в процессе изучения кернового материала в Институте геологии и

геофизики СО РАН в 1990-х годах по программе ГНТП России “Новейшие изменения природной среды и климата”. Изучение микрофитофоссилий позволяет установить переломные моменты в развитии биоты, связанные с глобальными и региональными перестройками палеогеографии и палеоклимата, а также наметить циклы осадконакопления и уточнить объемы и границы горизонтов. Ниже кратко рассматриваются основные палеогеографические события на основе ранее опубликованных материалов (Панова, 1971; Кулькова, 1981; Любомирова, 1985) с учетом полученных новых палинологических данных.

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН

Начиная с конца позднего эоцена территория Западной Сибири испытала дифференцированные тектонические движения. Большая часть равнины южнее 64° с.ш. испытывала слабые отрицательные движения. Благодаря этому в центральной части равнины продолжал существовать мелководный (тавдинский) бассейн. Однако связь с Мировым океаном на севере уже прекратилась. Морской бассейн с Тетисом сообщался только через Тургайский пролив. На севере низменности была уже сформирована денудационно-аккумулятивная равнина, а в центре шло накопление мор-

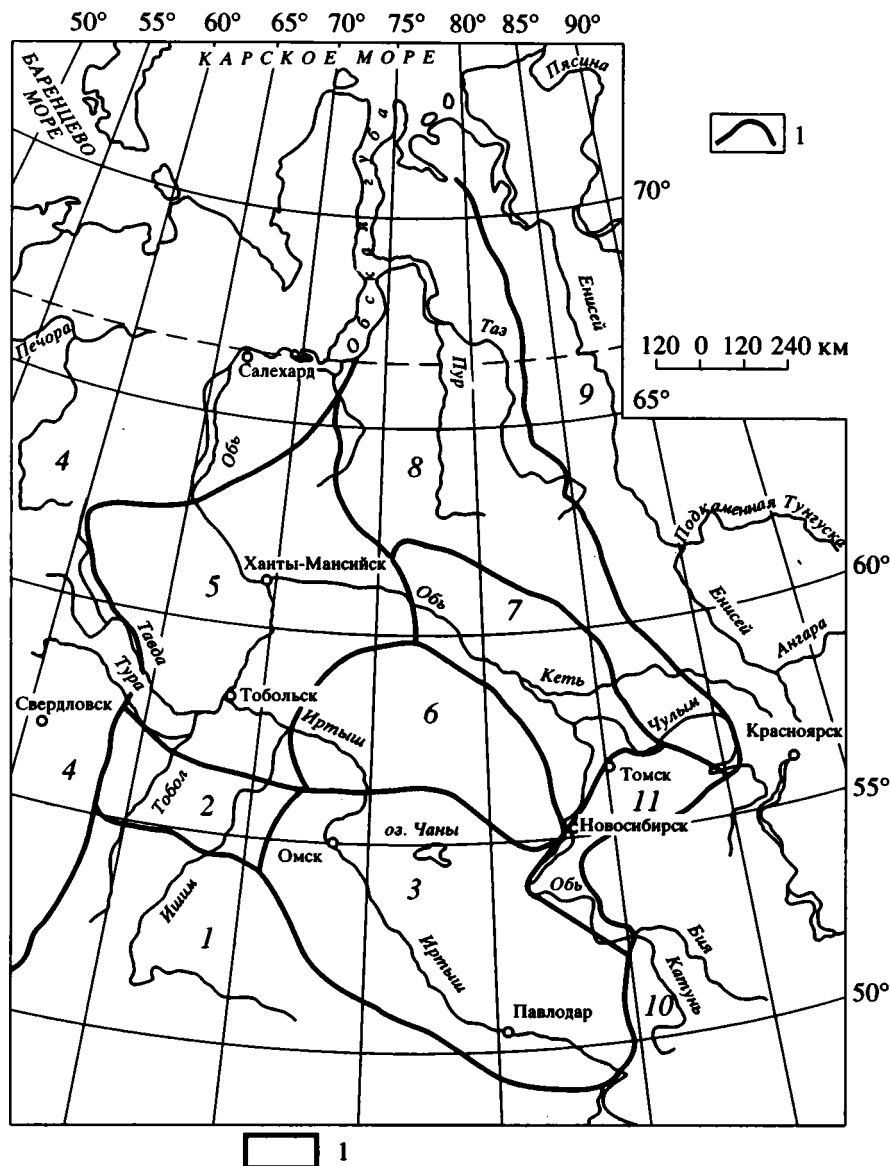


Рис. 1. Схема районирования континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Фациальные зоны: 1 – Приказахстанская, 2 – Ишимская, 3 – Кулундинско-Барабинская, 4 – Зауральская, 5 – Ханты-Мансийская, 6 – Тарско-Васюганская, 7 – Колпашевско-Александровская, 8 – Пур-Кетская, 9 – Приенисейская, 10 – Приалтайская, 11 – Томская. 1 – границы фациальных зон.

ских отложений тавдинской свиты. По данным А.И. Власова и Ю.П. Черепанова (1984), тавдинская свита верхнего эоцена подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена зелеными и серовато-зелеными плитчатыми алевритами и монтморилловыми пелитами с тонкими присыпками песков и алевритов. В породе встречаются включения пирита, обломки раковин, рыбные остатки, углефицированный детрит, единичные раковины фораминифер. Мощность отложений от 20 до 70 м.

Верхнетавдинская подсвита состоит из зеленых и зеленовато-серых алевритистых глин, в которых встречаются линзы песчано-алевритового

материала. В составе глинистой фракции доминируют монтмориллонит при участии гидрослюда, реже бейделлита. Кровля тавдинской свиты неровная. Ее отметки колеблются от 75 до 250 м (рис. 2), при этом образуются разновысотные ступени, которые по представлениям геологов (Власов, Черепанов, 1984) не имеют связи со структурным планом и обусловлены непрерывно-прерывистым характером регрессии тавдинского моря.

Тавдинская свита имеет бедную палеонтологическую характеристику. В отложениях встречаются редкие известковистые фораминиферы зоны *Criboelphidium reschtamicum*, остатки остракод, отпечатки водного папоротника *Azolla vera*.

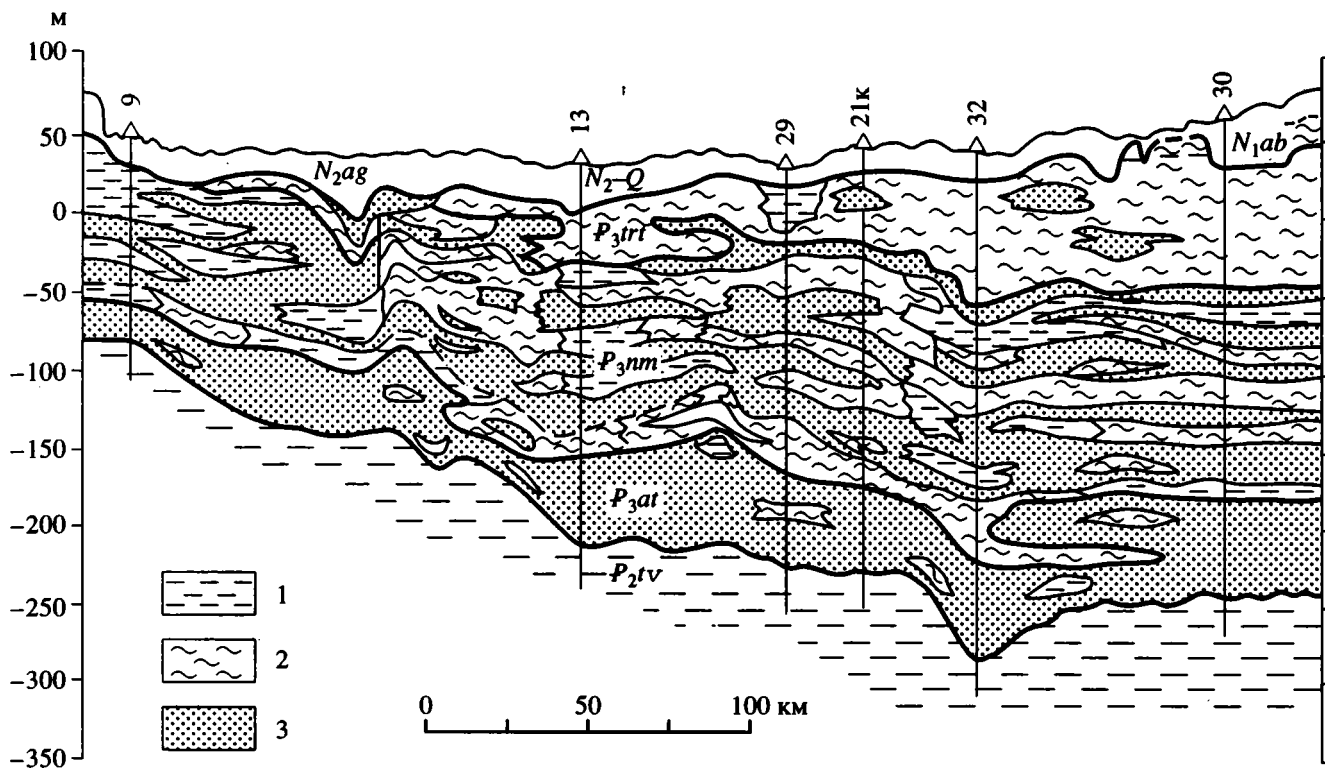


Рис. 2. Схема залегания палеогеновых отложений. Разрез по линии р. Конда–р. Демьянка (по данным А.Н. Власова, Ю.П. Черепанова, 1984).

1 – глины; 2 – алевроиты; 3 – пески. Индексы на профиле – свиты палеогеновых и неогеновых отложений Западной Сибири (см. текст).

В последние годы И.А. Кульковой (Кулькова, Шацкий, 1990) из отложений ряда скважин Ханты-Мансийской фациальной зоны были изучены цисты одноклеточных водорослей динофлагеллат и уточнен возраст свиты. Зоны динофлагеллат сопоставлены с зонами нанопланктона Европы. По этим данным, тавдинская свита отвечает 15–21 зонам по нанопланктону и ее формирование можно отнести к среднему–позднему эоцену. В стратиграфической схеме Западной Сибири, принятой на Межведомственном совещании в Тюмени в 1976 г., она датировалась поздним эоценом–ранним олигоценом.

Данные палинологии по отложениям тавдинской свиты (Любомирова, 1975; Кулькова, 1981, 1984; Панова, 1971) позволяют заключить, что еще в позднем эоцене палинофлора имела субтропический характер и значительно отличалась от флор раннего олигоцена. В составе флор позднего эоцена господствующее положение имели покрытосеменные, среди них – растения, продуцирующие мелкую трехборздную и трехборзднопопоровую пыльцу семейств Fagaceae, Araliaceae, Sterculiaceae, Anacardiaceae, Nyssaceae и различных формальных таксонов. Наиболее разнообразно представлены Fagaceae, Castanopsis, Casta-

nea, Lithocarpus. Уже в самом конце позднего эоцена в растительных формациях стали иметь значение растения, продуцирующие пыльцу типа древних вечнозеленых дубов *Quercus gracilis* Boitz, *Q. graciliformis* Boitz, *Tricolporopollenites libarensis* Th. et Pfl., сократилась роль *Castanopsis*. Распределение растительных сообществ показано на рис. 3.

На рубеже эоцена и олигоцена в связи с изменением климата в сторону похолодания уже сократилась доля участия теплолюбивых представителей *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Ilmaceae*, исчезла *Palmae*. значительные площади Хвойные занимали только в предгорьях.

РАННИЙ ОЛИГОЦЕН

Коренная перестройка всей палеогеографической обстановки произошла в раннем олигоцене. Главным фактором перестройки явилось изменение тектонического режима. В этот период вся Северная Азия испытала неравномерные тектонические движения положительного знака. Восходящие тектонические движения обусловили постепенную регрессию морского бассейна. По новым данным (Власов, Черепанов, 1984), на-

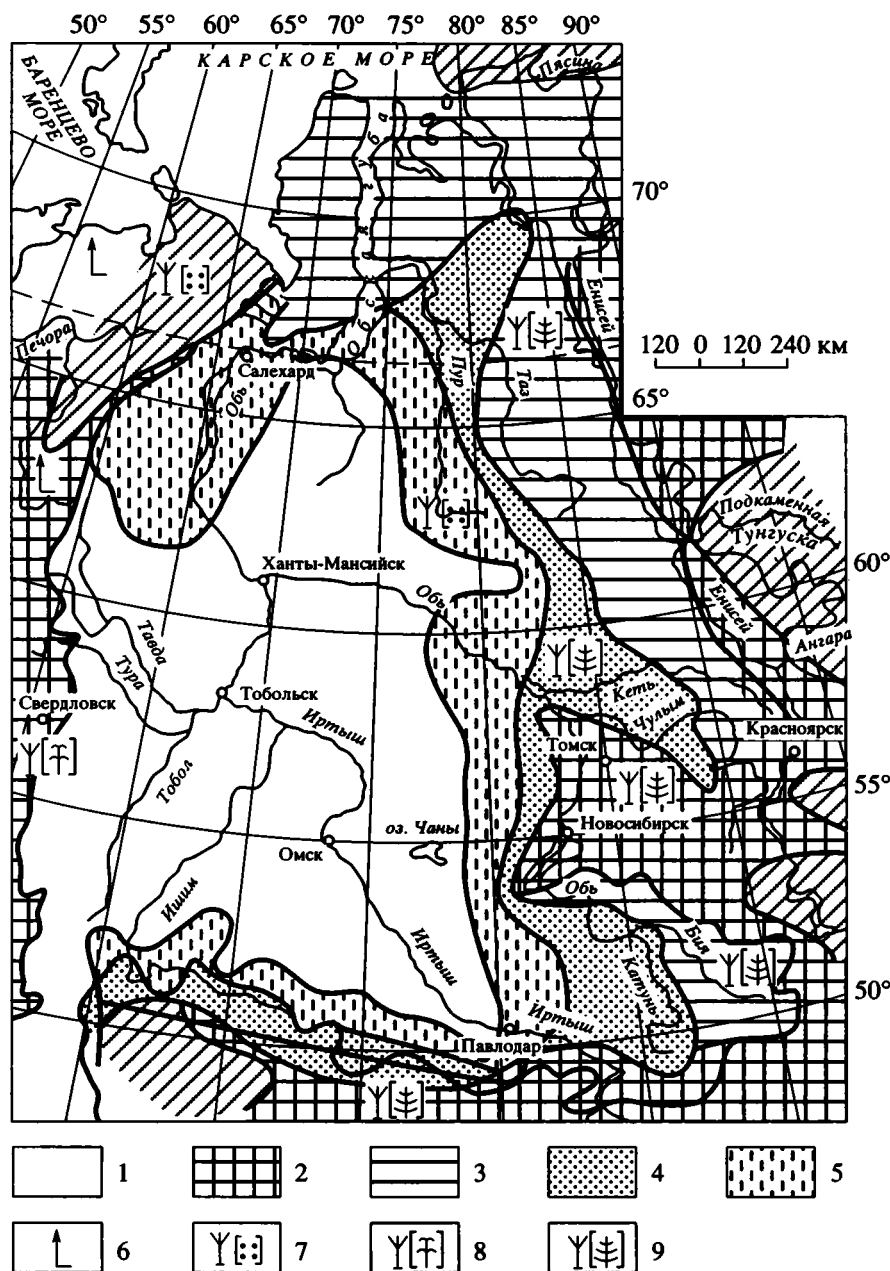


Рис. 3. Палеогеографическая схема конца эоцена. Распределение типов рельефа (по материалам В.А. Николаева, см. Архипов и др., 1970).

1 – морские подводные равнины; 2 – холмистые равнины на скальном палеозойском фундаменте; 3 – холмистые равнины на рыхлом мезозойском фундаменте; 4 – озерно-аллювиальные равнины; 5 – приморские и лагунно-дельтовые равнины, периодически затапливаемые морем; 6 – горная растительность из различных видов сосен, елей; 7 – лесная вечнозеленая растительность с преобладанием таксодиевых; 8 – лиственные вечнозеленые леса с пальмами; 9 – лесная растительность (хвойные и лиственные вечнозеленые леса с *Podocarpus*).

правления линейной эрозии тавдинской свиты отвечают решетке главных тектонических линейментов. С начала раннего олигоцена начался новый тектонический режим развития Западной Сибири, обусловивший начало континентального осадконакопления.

В раннем олигоцене широкое развитие получила речная сеть. Шло накопление аллювиаль-

ных, частично озерных отложений, объединенных в атлымскую свиту. Эта свита в естественных разрезах и скважинах представлена песками белыми кварцевыми мелкозернистыми. Среди них в ряде разрезов включены линзы и прослои плохо отсортированных неравномернозернистых до грубозернистых разностей, в которых крупные фракции представлены белым кварцем.

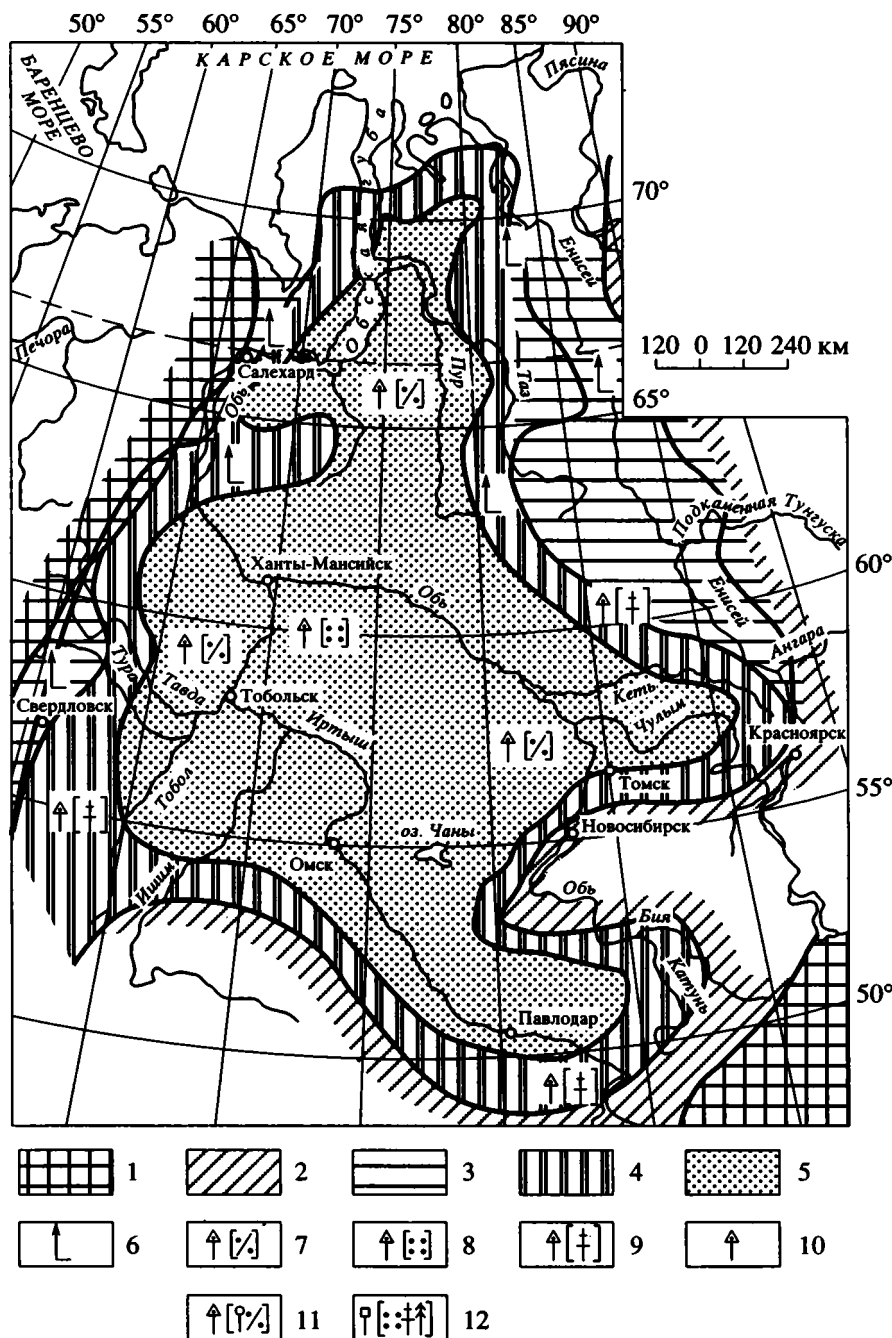


Рис. 4. Палеогеографическая схема среднего олигоцена (новомихайловское время).

1 – средневысотные плато и низкие горы; 2 – низкое плато; 3 – денудационные равнины; 4 – денудационно-аккумулятивные равнины; 5 – аккумулятивные равнины, по данным В.А. Николаева (Архипов и др., 1970); 6 – горная лесная растительность; 7 – хвойно-широколиственные леса с участием березы; 8 – лесная растительность влажных субтропиков с участием таксодиевых; 9 – полидоминантные хвойно-широколиственные леса с участием сосны; 10 – полидоминантные хвойно-широколиственные леса; 11 – хвойно-широколиственные леса с *Juglans*, *Ulmus*, *Betula*; 12 – широколиственные леса с таксодиевыми, сосной и елью.

В песках часто содержатся остатки лигнитизированной древесины. В ряде разрезов в песчаной толще зафиксированы линзы и прослои глин гидрослюдистого и каолитового состава. Атлымская свита имеет мощность от 5 до 50 м. Свита особен-

но широко распространена в Ханты-Мансийской и Колпашево-Александровской фациальных зонах. В бассейнах рек Конды и Демьянки она покрывает ступени рельефа тавдинского времени на разных абсолютных отметках от 70 до 250 м

(рис. 2). Нижняя граница свиты четкая. Нередко в основании залегает базальный слой из гравия и галек. Верхняя граница менее четкая. Во всех фациальных зонах она проводится условно на разных уровнях по появлению в разрезах прослоев глин и суглинков, которые, однако, по простирацию не выдерживаются. Они как бы вкраплены в пески и супеси вышележащей новомихайловской свиты. Особенно это четко прослежено в скважинах в бассейне реки Конды (рис. 2). Новомихайловская свита считается одновозрастной атлымской и датируется в стратиграфической схеме Западной Сибири нижним-средним олигоценом.

Однако следует подчеркнуть, что новомихайловская свита знаменует собой смену речного осадконакопления озерным и озерно-болотным, свидетельствующим об относительно спокойной тектонической обстановке.

Новомихайловская свита состоит уже больше из глинистых разностей, чем песчаных. К ее верхней части приурочены пласты бурых углей мощностью 5–10 м (Шацкий и др., 1973). Степень угленосности свиты различна и повышается на склонах положительных структур, особенно в Тарско-Васюганской и Колпашево-Александровской фациальных зонах. Мощность 80–100 м.

По составу тяжелой фракции атлымская и новомихайловская свиты близки. В той и другой господствуют рудные (до 55%) и минералы группы эпидот-цоизита (17–45%). Обнаружены лейкоксен, апатит, гранат, турмалин в близких соотношениях (от 1 до 5%). Характерно повышенное содержание циркона (до 10%). Присутствует зеленая роговая обманка. Спорадически встречаются аутигенные минералы: сидерит, пирит, марказит и лимонит. Постоянно встречается растительный детрит. В отдельных образцах он составляет до 100% мелкой фракции. Присутствие большого количества органики и аутигенных минералов является характерным свойством озерных отложений новомихайловской свиты.

В формировании растительной биоты первой половины олигоцена большую роль имели климатические флуктуации. Значительное понижение температур воздуха июля, января и среднегодовых в раннем олигоцене (атлымское время) обусловили широкое распространение представителей семейств Pinaceae, Taxodiaceae, Picea, т.е. растений, требующих сходных природных условий. Такое же соотношение пыльцы этих групп установлено и для новомихайловской свиты. В составе растений ведущее место занимали *Pinus coraiensis* Zakl, *P. cembraeiformis* Zakl, *P. sibiriciformis* Zakl, *P. strobiformis* Zakl. Присутствует пыльца *Abies*, *Picea*. Из покрытосеменных преобладает пыльца *Juglandaceae* с господством *Carya spackmanii*, *Trav* и *Betulaceae*. Постоянно присутствует

пыльца *Quercus* cf. *glauca* Pan, *Q. gracilis*, *Q. graciliformis*, *Castanopsis*. Встречена также пыльца субтропических *Palmae*, *Myrtea*, *Rhus* и др. На основе содержания этой пыльцы Л.А. Пановой (1971) установлен комплекс с *Carya spackmanii*. Состав этого комплекса меняется по площади. Наиболее полно он представлен в разрезах в Кулундинско-Барабинской фациальной зоне. К северу от этой зоны, в бассейне рек Тары и Васюгана он сменяется комплексом с преобладанием различных видов *Myrica*, *Quercus*, *Betula*, *Juglans*. Пыльца *Q. spackmanii* встречается в небольших количествах. В Новосибирском Приобье среди хвойных возрастает количество *Picea*, а из покрытосеменных растений возрастает количество пыльцы *Carpinus perfectus* Pan. и различных видов *Liquidambar*.

Анализ палинофлоры из большого числа скважин показал, что между флорами атлымской и новомихайловской резкого различия нет.

В результате тектонических процессов в конце среднего олигоцена (новомихайловская свита) была сформирована огромная озерная, частично аллювиальная равнина, которая занимала всю центральную часть Западной Сибири (Архипов и др., 1970; рис. 4). На западе и востоке она была окружена неширокой полосой денудационно-аккумулятивной равнины, переходящей в свою очередь в денудационную.

Многочисленные палинологические остатки из скважин, расположенных к северу и югу от широтного участка Оби и в низовьях реки Пур, свидетельствуют, что на территории заболоченной аккумулятивной равнины в новомихайловское время были развиты хвойно-широколиственные леса с участием березы (*Betula gracilis*). В центре равнины располагалась лесная растительность с таксодиевыми и субтропическими растениями (*Palmae*, *Myrtea*, *Rhus*, *Magnolia*). Денудационно-аккумулятивные участки были здесь покрыты полидоминантными лесами с различными видами сосен. Горная лесная растительность из ели, пихты, тсуги и разнообразных сосен занимала невысокие участки плато и среднегорья.

ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН

В начале позднего олигоцена в результате перестройки структурного плана в центральной части равнины возникло крупное замкнутое море-озеро, в котором вновь начался процесс накопления озерных осадков, описанных в литературе как туртасская свита. Туртасская свита (зелено-ватые-серые тонкослоистые алевроиты) занимает Ханты-Мансийскую и Тарско-Васюганскую фациальные зоны. Глубина залегания поверхности этой свиты колеблется от 50 до 120 м. В долинах рек и сводах положительных структур верхние

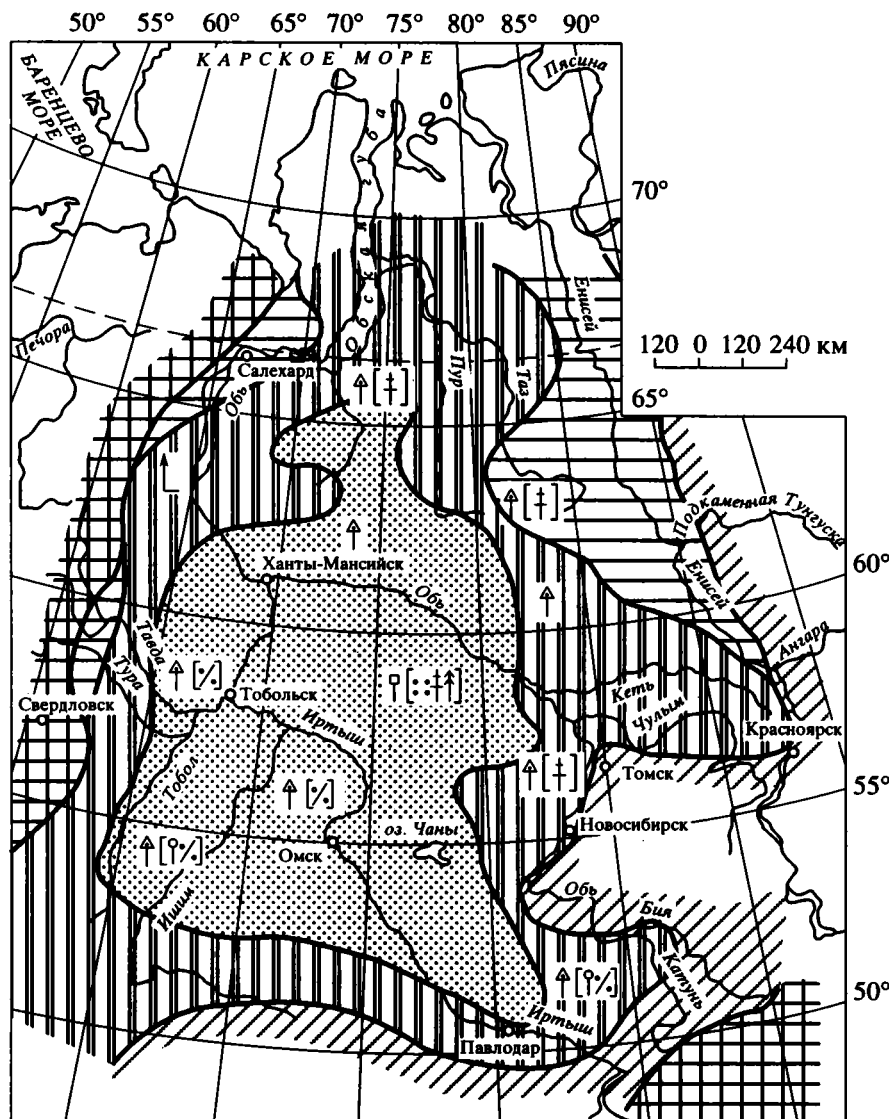


Рис. 5. Палеогеографическая схема позднего олигоцена (Туртасское время). Условные обозначения см. на рис. 4.

горизонты туртасской свиты обнажаются на дневной поверхности. Обнажения туртасской свиты изучались в низовьях Иртыша (Волкова, Панова, 1964) на р. Уйе, в районе с. Кошкуль (Волкова, Кулькова, 1984) и в долине р. Туртасса. В отличие от нижележащей новомихайловской свиты туртасская не содержит углей. На новомихайловской свите она залегает с разрывом, а иногда и с угловым несогласием (обн. на р. Иртыш близ д. Миссия). Перекрываются свиты абросимовской свитой, содержащей бурые угли.

В составе туртасской свиты преобладают алевроиты с тончайшей горизонтальной слоистостью ленточного типа, которая подчеркивается тонкими присыпками песка. Мощность свиты колеблется от 50 до 75 м. Характерны устойчивый фациальный и минеральный составы, а также присутствие

диатомовых водорослей и радиолярий. Тонкая горизонтальная слоистость в породах и большая площадь их распространения позволили С.Б. Шацкому считать, что накопление туртасской свиты происходило в мелководном озерном бассейне, хотя он не исключал и ее морского происхождения. Однако палеонтологическими находками морской генезис свиты не подтвержден. Верхнеолигоценый возраст свиты обосновывается раковинами гастропод, вивапарид, пресноводной диатомовой флорой, богатейшим комплексом пыльцы и спор (Панова, 1971) с *Fagus grandifoliformis*, который в отложениях Северного Приаралья встречен вместе с комплексом моллюсков с *Cardium abundas*, отвечающему хатскому ярусу Западной Европы (Коробков, 1965). В палинокомплексе туртасской свиты много пыльцы различных ви-

дов сосен (Волкова, Панова, 1964; Панова, 1974), отмечается пыльца различных видов *Podocarpus*. Здесь появляется пыльца новых видов *Platycarya*, *Betula* (*B. suberecta* Pan.), *Carpinus duinensiformis* Pan., *Corylus sibirica* Pan., *C. bifurcata* Pan. Увеличивается количество пыльцы *Ulmus*, возрастает, в отличие от спектров атлантикской и новомихайловской свит, содержание пыльцы *Fagaceae*. Эта пыльца, как и в эоцене, занимает ведущее значение. Характерно появление новых видов *Quercus*, *Fagus*, *Castanea*. По морфологии эта пыльца была уже ближе к пыльце современных представителей этих родов. Из них наиболее характерными, по данным Л.А. Пановой, является *Fagus grandifoliformis* Pan., *Castanea*, *Castanopsis*. Меняется состав субтропических растений. Появляются новые виды *Liquidambar mangelsdorffiana* Pan., *Nyssa rotunda* Pan., *Plex obscuriacostata* Pan. Отмечается постоянное присутствие трав, водно-болотных и кустарничковых растений – *Sparganium*, *Potamogeton*, *Trapa*, *Ericaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*. Состав флоры был характерен для тургайского типа растительности, представляющего собой полидоминантные хвойно-широколиственные леса, характер которых на территории равнины был различным. На севере туртасской аккумулятивной зоны и ее окраинах были развиты полидоминантные хвойно-широколиственные леса с большим разнообразием видов сосен. Денудационно-аккумулятивные участки равнины были заняты горными лесами из ели, подокарпусов в сочетании с сосновыми и березовыми. К югу от широтного участка Оби в составе широколиственных лесов по болотам произрастали растения субтропиков с обилием таксодиевых. В Омско-Тарском Прииртышье, в Кулунде и в районах Новосибирского Приобья господствовали хвойно-широколиственные леса с *Juglans*, *Ulmus*, *Betula* (рис. 5). В их составе значительную роль имели *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Platycarya*, *Carya* и другие мезофильные теплолюбивые породы. Климатические условия были сравнительно теплые. Температуры января, июля и среднегодовые, по сравнению с ранним олигоценом, были выше соответственно на 4, 6 и 2°C. Отклонения от современных значений возрастали с юга на север. В конце позднего олигоцена огромный туртасский бассейн начал сокращаться.

РАННИЙ МИОЦЕН

В раннем миоцене началось площадное заболачивание, торфо- и угленакопление. Озерные глины с прослоями бурых углей известны в литературе под названием абросимовского горизонта (раннее верхнетуртасская, верхнезнаменская подсвиты). Абросимовский горизонт в последней унифицированной схеме (1976) принят в объеме нижнего миоцена как возможный аналог отложений аквитанского яруса. Как показало изучение

ископаемых флор (Никитин, 1984; Волкова, Кулькова, 1984), абросимовский горизонт в полном объеме ни в естественных обнажениях, ни в скважинах не встречается. Он состоит из слоев с определенными типами флор ляминским, екатерининским, васюганским и киреевским комплексами. В.А. Мартынов (1984) отмечает, что в конкретных разрезах встречается один-два стратона, подчиненных абросимовской свите. В связи с этим стратотип горизонта и свиты может быть составлен лишь из частей разрезов на р. Иртыше в с. Екатерининское, на реках Абросимовке, Васюгане, Лямине и на Оби в с. Киреевском. Нами изучались флоры во всех указанных пунктах, кроме р. Лямин. Кроме того, в последние годы исследовались отложения в многочисленных скважинах Ханты-Мансийской, Тарско-Васюганской и Александрово-Колпашевской зонах. В палинокомплексах, так же как и в туртасской свите, преобладает пыльца хвойных и широколиственных мезофильных пород тургайского типа. В связи с этим возникает проблема проведения нижней границы абросимовской свиты. Нередко палинологи по комплексу пыльцы и спор нижнюю границу установить не могут. Это указывает на то, что климатические условия в раннем миоцене были близки к таковым позднего олигоцена. Достаточно теплый климат был в состоянии обеспечивать существование широколиственной флоры.

В спектрах господствует пыльца различных видов *Quercus*, особенно *Quercus sibirica* Pan., по которому Л.А. Пановой назван комплекс, и *Ulmaceae*. Постоянно присутствует пыльца *Quercus alnifoliformis* Pan., *Q. williamsoniana* Pan., *Q. mira* Pan., *Castanea*, *Platycarya*, *Carya glabraeformis* Pan., *Alnus*, *Betula gracilis* Pan., *B. suberecta* Pan., *Carpinus duinensiformis* Pan., *Corylus*, различные виды *Juglans*, *Pterocarya*, а также субтропических растений (*Liquidambar*, *Plex* sp., *Nyssa* sp.), трав и прибрежно-водных растений *Sparganium* sp., *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Diervilla*, *Ericaceae*, *Compositae*. Среди споровых растений возрастает содержание спор *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Osmundaceae*. Единично отмечены споры *Schizaea* sp., *lygodium* sp.

В абросимовское время наступило относительное потепление, количество осадков возросло, но видовой состав флоры изменился мало. Различия во флорах туртасского и абросимовского времени заключаются только в количественном содержании пыльцы *Quercus sibirica*, *Liquidambar*, *Plex* sp., *Nyssa* sp. С другой стороны, все же сокращается содержание пыльцы *Castanea*, *Platycarya*, *Carya glabraeformis*, *Fagus*.

Флора киреевского типа абросимовского горизонта отличалась господством содержания

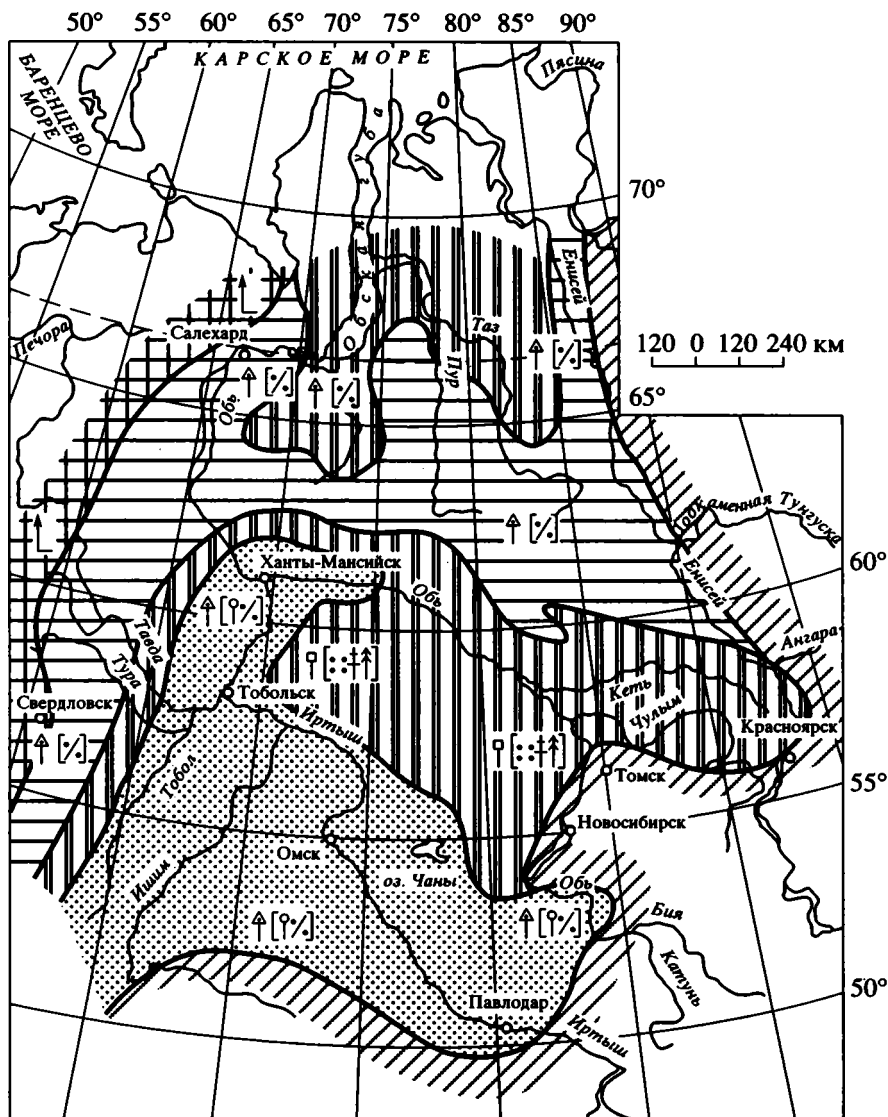


Рис. 6. Палеогеографическая схема позднего олигоцена—раннего миоцена (абросимовское время). Условные обозначения см. на рис. 4.

пыльцы *Juglans* (до 10–19%), *Quercus* (до 17%) и *Fagus*.

Увеличивается количество пыльцы *Betula* и *Alnus*. Растительность была близка к канадским березово-ореховым лесам с участием дубов и бука (Волкова, Кулькова, 1984). В целом для абросимовского времени характерно развитие хвойно-широколиственных и широколиственных лесов с примесью субтропических и различных водно-болотных растений (рис. 6).

Очень четко выражена граница между отложениями абросимовского горизонта и вышележащими слоями бещеульской свиты среднего миоцена. На рубеже среднего миоцена произошло оживление неотектонических движений, кото-

рые привели к оживлению речных процессов. Бещеульская свита представлена чередованием прослоев разнотернистых песков кварцевых белых и желтовато-белых с суглинистыми слоями коричневатого-желтоватого цвета. Толща осадков приобретает пестроцветную окраску “бурундучной” слоистости. В это время произошла не только смена фаций, но и палинологических комплексов (Александрова, 1979).

Для бещеульской свиты установлен комплекс пыльцы с *Alnus*–*Polypodiaceae*. Для него характерно резкое увеличение содержания пыльцы *Alnus*, *Betula*, *Polypodiaceae*. Сокращается содержание различных видов *Juglans*, *Carya*, *Carinus*, *Quercus*. Увеличивается количество водно-болотных

растений Sparganium, Nymphaeaceae, Polygonaceae, Compositae, Ericales. Резкое изменение в составе биоты было обусловлено похолоданием.

ВЫВОДЫ

Анализ палинологических данных, как и строение и состава осадочных толщ региона, позволили сделать ряд выводов. На рубеже эоцена и олигоцена благодаря общему воздыманию всей северной Азии произошла смена морского осадконакопления на континентальное. Начиная с раннего олигоцена начался новый тектонический этап развития Западно-Сибирского региона, который обусловил воздымание равнины и оживление речной деятельности. Похолодание на этом рубеже способствовало смене субтропического типа растительности – лиственных листопадных вечнозеленых лесов на хвойно-широколиственные, которые продолжали существовать и на протяжении всего среднего олигоцена (новомихайловское время). Строение отложений, их близкий минеральный состав, смена речных озерными и озерно-болотными осадками, близость палинологических комплексов позволяют заключить, что атлымский и новомихайловский горизонты отражают единый этап осадконакопления, длившийся на протяжении раннего и среднего олигоцена.

Второй этап также охватывает два горизонта – туртасский и абросимовский. Строение разрезов свидетельствует о смене озерно-речных и озерных осадков (туртасская свита) озерно-болотными с пластами бурых углей. Эти два горизонта также соответствуют законченному этапу осадконакопления. Резкой смены растительности на рубеже верхнего олигоцена–раннего миоцена (абросимовская свита) по палинологическим данным не установлена. В связи с этим более логично было бы относить абросимовскую свиту к позднему олигоцену, а нижний миоцен начинать с бещеульского горизонта. На рубеже абросимовского-бещеульского горизонтов происходит и смена осадконакопления озерно-болотного вновь на речное и существенные перестройки во флорах. Граница между этими горизонтами выражена четко. На этом рубеже произошло значительное похолодание, которое обусловило перестройку в растительной биоте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова А.В. Палинологическое обоснование стратиграфии эоцена–раннего миоцена Томского Приобья // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 99–114.
- Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А. Западно-Сибирская равнина // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 277.
- Власов А.И., Черепанов Ю.П. К стратиграфии палеогена Нижнего Прииртышья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1984. С. 82–87.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения Низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 171 с.
- Волкова В.С., Панова Л.А. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега Нижнего Иртыша // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1964. Вып. 44. С. 56–96.
- Волкова В.С., Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири в позднем кайнозое // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1984. С. 54–62.
- Головеров А.Г., Костеша О.Н., Ильинок Л.Л. и др. Палеоген среднего течения р. Чулым // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1984. С. 82–100.
- Коробков А.И. Стратиграфия олигоценовых отложений Северного Устюрта и Северного Приаралья на основании изучения моллюсков: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1965. 15 с.
- Кривенцов А.В. Морской палеоген восточной части Обь-Иртышского междуречья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1984. С. 87–92.
- Кулькова И.А. Палиностратиграфия и палинофлоры палеогена Сибирской платформы, юга Западной Сибири, Северного Казахстана // Мезозой и кайнозой Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. С. 180–184.
- Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 51–54.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геол. и геофиз. 1990. № 1. С. 25–30.
- Любомирова К.А. Палеогеновый период // Палеофитогеография Севера СССР в мелу и палеогене. Л.: Недра, 1985. 92 с.
- Мартынов В.А. Природная обстановка и геологические рубежи неогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1984. С. 151–158.
- Никитин В.П. Миоценовые флоры Западной Сибири (по материалам палеокарпологических исследований) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1984. С. 146–151.
- Панова Л.А. Олигоцен Западной Сибири // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971. С. 40–60.
- Шацкий С.Б., Александрова Л.В., Богданов В.А. и др. Палеоген центральных районов Западной Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 4–56.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК (022):551.7

О НОВОМ ИЗДАНИИ МЕЖДУНАРОДНОГО РУКОВОДСТВА ПО СТРАТИГРАФИИ

© 1996 г. А. И. Жамойда

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 28.09.94 г.

Изложено основное содержание второго модифицированного и существенно дополненного издания Международного руководства по стратиграфии (International Stratigraphic Guide, 1994 г.), его особенности и отличие от первого издания (1976 г.) и в ряде случаев от отечественного Стратиграфического кодекса (1992 г.). Существенным дополнением второго издания является введение глав о стратиграфических подразделениях, ограниченных несогласиями, и магнитостратиграфических подразделениях, включение в состав литостратиграфических единиц неслоистых интрузивных и метаморфических геологических тел, а также словаря английских стратиграфических терминов. Дана высокая оценка Руководства – результата плодотворного международного сотрудничества геологов.

Ключевые слова. Стратиграфическое руководство, стратиграфические подразделения, литостратиграфические, биостратиграфические, хроностратиграфические единицы.

В 1976 г. произошло заметное событие не только в мировой стратиграфии, но и в определенной мере – во всей геологии. В результате многолетней работы Международной подкомиссии по стратиграфической классификации (МПСК) было издано под редакцией председателя подкомиссии проф. Х. Хэдберга первое “Международное руководство по стратиграфии” (International Stratigraphic Guide, 1976). Несмотря на рекомендательный характер (а возможно, именно поэтому) Руководство-76¹ сыграло большую роль в достижении возможного взаимопонимания между геологами разных стран в области стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуры, а также применения определенных процедур в геологической практике.

Руководство-76 было переведено в ряде стран, в том числе в СССР (Международный стратиграфический справочник, 1978); многие национальные стратиграфические кодексы были построены на его основе (Ковалевский, 1984, 1986).

В том же 1976 г. Х. Хэдберг передал Руководство вышеуказанной Подкомиссии, проф. А. Сальвадору. Предложение последнего о продолжении работы над дополнениями и уточнением требований Руководства единодушно поддержали члены Подкомиссии. Запланированная работа была завершена к 1992 г.

Второе, ревизованное и дополненное, издание “Международного руководства по стратиграфии”

было опубликовано (International Stratigraphic Guide, 1994). Заметим, что первый “Стратиграфический кодекс СССР” (1977, 1979) вышел через год после издания первого “Международного руководства”, а второе дополненное издание отечественного кодекса опередило второе издание Руководства на два года.

Издание Руководства-76 на русском языке и рассмотрение его основного содержания в ряде специальных публикаций (Меннер, 1978; Жамойда, Мойсеева, 1980; Zhamoida, 1984 и др.) позволяет настоящей статье посвятить изложению отличий второго издания Руководства от первого. Это тем более оправдано, что концепция, на которых построены оба издания, осталась единой.

Остановимся коротко на особенностях подготовки Руководства-94.

А. Сальвадор и члены Подкомиссии решили сохранить рекомендательный характер Руководства. А. Сальвадор предложил подготовить и включить в него новые главы, посвященные подразделениям, ограниченным несогласиями и магнитостратиграфическим единицам, а также словарь стратиграфических терминов (с переводом на различные языки) и дополнительную библиографию. На обсуждение были поставлены вопросы о включении в Руководство сейсмической, океанической и почвенной стратиграфии, а также изверженных и метаморфических пород (ISSC. Circular № 54, 1976).

А. Сальвадором была проведена огромная работа. Обычно в начале он рассылал вопросник относительно определенной главы или темы. На ос-

¹ “International Stratigraphic Guide” (1976) именуется в дальнейшем как Руководство-76, а его второе, дополненное издание – как Руководство-94.

нове обобщенных ответов им составлялся первый вариант новой или ревизованной главы. После получения замечаний и предложений готовился и публиковался второй проект главы и т.д., до окончательного. Вопросы, ответы, обсуждения и проекты глав составляли основное содержание циркуляров Подкомиссии. Уже само число циркуляров (от № 54 в 1976 г. до № 86 в 1993 г.) говорит об активной деятельности членов Подкомиссии и прежде всего ее председателя.

Большинством членов Подкомиссии было решено не включать в Руководство главы о сейсмо-стратиграфии, циклическо-событийной стратиграфии (Cyclic-event stratigraphy), почвенной и океанической стратиграфии, а также специальные главы, посвященные стратиграфии докембрия и четвертичной системы. Не встретило возражений внесение главы о магнито-стратиграфических подразделениях. Интенсивно обсуждались вопросы, связанные с подразделениями, ограниченными несогласиями (Unconformity-bounded units), и с изверженными и метаморфическими породами. Мои попытки показать нестратиграфический статус этих подразделений привели лишь к некоторым поправкам и оговоркам, которые сделал А. Сальвадор в текстах соответствующих глав Руководства. О них будет сообщено ниже, так же как и о моих предложениях к другим главам.

В “Предисловии” А. Сальвадор отмечает значение Руководства-76 для успешного развития мировой стратиграфии и взаимопонимания между геологами разных стран, высоко оценивает определяющую роль проф. Х. Хэдберга как организатора Подкомиссии, соавтора и редактора первого издания Руководства, перечисляет важнейшие добавления во втором издании, упоминает об использовании Северо-Американского стратиграфического кодекса и Полевого руководства для геологов Австралии при составлении Руководства-94. Здесь же помещены две диаграммы, показывающие динамику публикаций по вопросам стратиграфической классификации и терминологии и выхода национальных и региональных кодексов с 1930 по 1990 г.

А. Сальвадор счел необходимым поместить полностью “Предисловие” Х. Хэдберга к Руководству-76, что подчеркивает преемственность обоих изданий.

Структура Руководства-94, наименование глав и большинства разделов остались прежними.

В главу 1 – “Введение” – внесены лишь новые сведения о числе членов Подкомиссии, представляющих около 75 национальных и международных организаций стратиграфов и указаны основные источники, использованные для составления новых глав. В то же время исключен раздел о результатах голосования относительно публикации Руководства-94, как и приложение к Руководству-

76 с составом МПСК и таблицей голосования ее членов.

Прежней осталась цель издания: “Способствовать международному согласию относительно принципов стратиграфической классификации, разработать общеприемлемые в международном масштабе стратиграфическую терминологию и правила стратиграфических процедур – все в интересах развития международных связей, координации, взаимопонимания и, таким образом, повышения эффективности стратиграфических работ во всем мире” (International Stratigraphic Guide, 1976, p. 1; 1994, p. 2). Подчеркивается, что руководство не является кодексом, и указывается на его рекомендательный характер, на необходимость смягчения стандартов, что как раз и обеспечивает прогресс в исследованиях. В ситуациях, которые не предусмотрены Руководством, рекомендуется подходить с учетом здравого смысла.

Принципы стратиграфической классификации (глава 2), как и в первом издании, сведены к обоснованию нескольких равнозначных категорий стратиграфических подразделений, выделенных по разным признакам (свойствам) пород. Отмечается, что единицы разных категорий обычно не совпадают. Однако в заключение сказано, что все характеристики взаимно дополняют друг друга.

Наиболее известными и широко используемыми по-прежнему названы литостратиграфические, биостратиграфические и хроностратиграфические единицы. В Руководстве-76 в этом абзаце были перечислены не категории стратон, а разделы (elements) стратиграфии: литостратиграфия, биостратиграфия и хроностратиграфия.

Главное терминологическое нововведение этой и других глав – это замена во всех определениях различных стратиграфических единиц слов “rock strata” или “stratified rocks” на “rock bodies”. Такая замена потребовалась составителю, поскольку Руководство-94 было дополнено главами о подразделениях, ограниченных несогласиями, и телами интрузивных и метаморфических пород. Только в определениях биостратиграфических единиц осталось выражение “a body strata”.

Категории, которым посвящены отдельные главы, названы официальными (formal). Другие используемые в стратиграфии виды единиц (минералогические, экологические, сейсмические стабильные изотопы) оцениваются как “пока неофициальные” (so far informal).

В таблице приведены термины, обозначающие основные стратиграфические единицы разных категорий, принятых в Руководстве-94.

Глава 3 “Определения и практика применения” (procedures) начинается, как и в первом издании, с определения стратиграфии, которое расширено за счет явного включения в объект исследований всех породных тел (all rock bodies),

Категории и подразделения стратиграфической классификации (Summary of Categories and Unit-Terms of Stratigraphic Classification)

Стратиграфические категории Stratigraphic Categories	Основные стратиграфические подразделения Principal Stratigraphic Unit-terms	
Литостратиграфическая Lithostratigraphic	Группа Формация Пачка Пласт(ы), Bed(s),	Group Formation Member Поток(и) Flow(s)
Ограниченная несогласиями Unconformity-bounded	Синтема Synthem	
Биостратиграфическая Biostratigraphic	Биозоны Biozones: Зоны распространения Range zones Интервал-зоны Interval zones Зоны родословной Lineage zones Комплексные зоны Assamblage zones Зоны изобилия Abundance zones Другие виды биозон	
Другие (неофициальные, стратиграфические категории (минералогические, стабильных изотопов, экологические, сейсмические и другие)	Зона (с соответствующей приставкой или прилагательным)	
Хроностратиграфическая Chronostratigraphic	Эонотема Эратема Система Отдел Ярус Подъярус (Хронозона)	Eonothem Erathem System Series Stage Substage (Chronozone)
	Эон Эра Период Эпоха Век Время (Хрон)	Eon Era Period Epoch Age Subage (or Age) (Chron)

Эквивалентные геохронологические единицы
Equivalent Geochronologic Units

Примечание. Таблица из International Stratigraphic Guide, 1994 с переводом терминов на русский язык.

формирующих земную кору, и добавления требования картируемости стратиграфических подразделений. В то же время из определения исключены требования изучения формы стратон, а также интерпретации условий и способа их образования. По существу, точного определения стратиграфии не дается, а лишь трижды повторяется утверждение, что в сферу исследований этой науки должны входить все породные тела².

“Стратиграфическая процедура включает описание, определение категории и ранга, наименование и корреляцию этих подразделений с целью установления их соотношений в пространстве и последовательности во времени” (International Stratigraphic Guide, 1994, p. 13). Определения всех других терминов остались прежними; лишь к

некоторым даны незначительные добавления. Так, расширено применение неофициальных подразделений – к водоносным слоям, резервуарам нефти и газа, угольным пластам, карьерам, сейсмическим горизонтам; кроме хронокорреляции введены, как и в Северо-Американском кодексе, термины лито- и биокорреляция. Упрощено определение слоя (Stratum), сведенное только к особенностям литологического состава; в определении зоны опущено указание на незначительность ее стратиграфического объема.

Вторая часть главы 3, посвященная установлению, ревизии и описанию стратиграфических подразделений, осталась по основному содержанию прежней, но значительно переработана по форме, приобрела большую стройность: обобщены многочисленные параграфы в четыре раздела; отдельно даны требования к наименованию стратон и их публикации (по примеру нашего,

² Указанная проблема активно дискутируется и в нашей стране (Жамойда, 1994).

отечественного Кодекса); уточнены некоторые формулировки. Добавлена рекомендация о сохранении традиционных и широко употребляемых стратиграфических названий. Опущено трудно выполнимое требование о том, что написание названия должно соответствовать тому написанию, которое принято в стране, где находится стратотип.

В главе 4 о стратотипах существенно изменено определение стратотипа границы. Мне удалось убедить А. Сальвадора, что стратотипом границы (Boundary-stratotype) и стандартом для ее определения не может быть лишь точка в конкретном разрезе (ISSSC Circular № 76, 1989). В результате стратотипом границы признан “конкретный разрез слоев горных пород, в котором выбрана конкретная точка, служащая стандартом для определения и распознавания стратиграфической границы”, что и иллюстрируется соответствующим рисунком (International Stratigraphic Guide, 1994, p. 26, fig. 2). Таким образом, по существу, принята формулировка нашего Стратиграфического кодекса (1977, 1992).

Одним из моих возражений против включения в сферу стратиграфии подразделений, ограниченных несогласиями, и неслоистых изверженных и метаморфических пород было естественное утверждение о невозможности выбора для них стратотипа. А. Сальвадор нашел выход из этого положения путем расширения понятия типовое местонахождение (Type Locality). Этот термин уже обозначает не только географическое место, где расположен стратотип слоистого стратона или стратотип его границы. “Для стратиграфических подразделений, представленных неслоистыми изверженными или метаморфическими породными телами типовым местонахождением является конкретное местонахождение, где подразделение было впервые установлено и названо, как стандарт его определения” (International Stratigraphic Guide, 1994, p. 27). Не думаю, что двойственное значение одного термина – лучший выход из трудного положения. Замена в данном случае стратотипа, т.е. разреза, типовым местонахождением, на мой взгляд, остается признанием “нестратиграфичности” указанных выше образований.

В требования к стратотипам добавлены: наличие геологической карты района расположения стратотипа, обеспечение его сохранения. Для хроностратиграфических (общих стратиграфических) единиц рекомендуется выбирать стратотипы их нижней границы.

В последующих главах описываются стратиграфические подразделения пяти категорий.

Литостратиграфические подразделения (глава 5), определяются и различаются на основе литологических особенностей и стратиграфического положения. Введение последнего критерия

сближает формулировку с определением стратона в отечественных Стратиграфических кодексах (1977, 1992). Особо отмечено, что рассматриваемые подразделения являются основой единиц геологического картирования. Определение же главного литостратиграфического подразделения – формации – дополнено требованием из Северо-Американского стратиграфического кодекса (North American Stratigraphic Code, 1983): формация не может считаться валидной и использоваться, если не может войти в легенду карты района, где она была предложена. Это положение в первом издании отмечалось скорее как желательное.

Раздел о наименовании литостратиграфических подразделений расширен за счет пояснений, касающихся литологической части названий, а также наименований неслоистых интрузивных, метаморфических и неопределенного происхождения геологических тел. Как и в Руководстве-76, рекомендуется наименование, состоящее из географического термина и названия преобладающей породы (гранит, гнейс, сланец и т.д.); при сложном составе – термин “комплекс”. Допускается употребление терминов “меланж” или “офиолит”. Для неслоистых образований не рекомендуется термин “свита” (suite), объясняя это тем, что в бывшем Советском Союзе и в ряде стран Европы он употребляется в ином смысле. Это отклик на мои замечания (ISSC Circular № 69, 1985).

Признается, что во многих случаях стратиграфическое положение таких тел неопределимо. Поэтому используется геохронометрический возраст с помощью изотопного метода, а также относительный возраст по отношению к слоистым и (или) другим неслоистым породам.

Новая, 6-я глава о подразделениях, ограниченных несогласиями (Unconformity – bounded Units), обсуждалась в Подкомиссии долго и обстоятельно, с 1981 г. Однако дискуссия о стратиграфическом статусе таких подразделений началась еще в 40-е годы (Sloss et al., 1949). Х. Уилер (Wheeler, 1959) предлагал включить их в Американский кодекс. Ки Хонг Чанг (Chang, 1975) опубликовал специальную статью и предложил термины “синтема” и “интертема” (synthem и interthem). Под названием аллостратиграфических они включены в Северо-Американский стратиграфический кодекс 1983 г. (Ковалевский, 1986).

После обсуждения вопросов, заданных членам Подкомиссии ее председателем, в четырех циркулярах последовательно помещались проекты отдельных формулировок и самой главы. В своих ответах я отмечал, что это скорее тектонические подразделения, и сообщал, что в российском стратиграфическом кодексе они не предусмотрены. И сейчас не могу отнести их к классической стратиграфии, но, по-видимому, они могут быть

объектами глобальной стратиграфии в моем понимании (Жамойда, 1994).

В результате многолетней работы было принято следующее определение подразделений, ограниченных несогласиями: это породные тела, ограниченные снизу и сверху значительными и узнаваемыми нарушениями в стратиграфической последовательности (угловые и параллельные несогласия, диастемы) преимущественно регионального или внутрорегионального распространения. Они могут включать в себя подразделения других категорий (лито-, био-, хроно-, магнитостратиграфические и др.), от дробных до крупных, как по вертикали, так и по латерали. Диагностическими критериями этих подразделений служат только два определенных (designated) пограничных несогласия. Однако описание состава, мощности, ископаемых, геоморфологии и возраста необходимы при выделении рассматриваемых подразделений.

В качестве основной единицы устанавливается синтема, которая при необходимости может подразделяться на субсинтемы (subsynthems). Две синтемы или более объединяются в суперсинтему (supersynthem). Ранжирование синтем может базироваться только на значениях ограничивающих нарушений с учетом величины углового несогласия, интервала времени стратиграфического hiatus и географического распространения несогласий. Стратотипы (применение этого термина вряд ли здесь оправдано) нижнего и верхнего пограничного несогласия могут быть выбраны в разных разрезах (я бы сказал – участках или районах). Синтемам присваиваются географические названия.

Обращают на себя внимание два замечания, а скорее примечания. Во-первых, указывается, что подразделения с несогласными границами обычно могут быть необходимыми только тогда, когда другие категории стратиграфических подразделений не могут быть установлены (по-видимому, в данном объеме). Во-первых, указанные подразделения могут иногда рассматриваться как эквивалентные седиментационным циклам или различного рода тектоническим единицам (циклам, этажам и т.д.); однако, если для выделения последних требуется генетическая или причинная интерпретация, то синтемы выделяются просто как стратиграфические подразделения (по Руководству) и не требуют подобных разъяснений. Обычно более широко они используются в пределах стабильных кратонов и орогенных поясов.

Отмечено, что такие подразделения были основной при установлении многих ранее выделенных стратиграфических единиц, в том числе многих систем (так в Руководстве) в их первичном понимании.

Глава 7, посвященная биостратиграфическим подразделениям, дважды пересоставлялась

А. Сальвадором, а в окончательном варианте по своей структуре оказалась идентичной главе, помещенной в Руководстве-76. В то же время глава несколько сокращена, даны более краткие и четкие характеристики таксонов, предложена иная терминология некоторых зон.

Биостратиграфия определяется как раздел стратиграфии, имеющий дело с описанием ископаемых (организмов) в стратиграфическом разрезе (stratigraphic record) и с расчленением слоев на подразделения, основанные на содержащихся в них ископаемых.

Биостратиграфическое подразделение – это совокупности слоев горных пород, которые устанавливаются и характеризуются на основе содержащихся в них ископаемых.

Как и в Руководстве-76 включены следующие биостратиграфические зоны: распространения (с двумя разновидностями: зона распространения таксона – Taxon-Range Zone и зона совместного распространения таксона – Concurrent-Range Zone), интервал-зона, комплексная и акме-зона (переименована в зону расцвета или изобилия, Abundance Zone). Филозона выделена из зоны распространения. Исключена оппель-зона, которая рассматривается как разновидность комплексной или политаксонной зоны совместного распространения. Разные виды зон самостоятельны и независимы.

По-прежнему термин “биозона” употребляется в качестве сокращения термина “биостратиграфическая зона”. Вместо интерзоны и интразоны отсутствия ископаемых предложен один термин – интервал отсутствия ископаемых (Gap interval). Включена зонула (Zonula) как дробное подразделение зоны или подзоны.

Требование полного (горизонтального и вертикального) распространения таксона для соответствующей зоны заменено рекомендацией указания известного стратиграфического и географического распространения. Для зоны совместного распространения рекомендуется учитывать только два совместно встречаемых таксона, которые и определяют границы зоны.

Среди интервал-зоны (Interval Zone) выделяется разновидность – зона последнего появления таксона (Last-occurrence Zone или Highest-occurrence Zone), которая часто используется при описании разрезов скважин.

Филозона, получившая название зоны родословной (Lineage-Zone), по мнению составителя, является скорее хронозональным подразделением. Надо отметить, что определение этой зоны и дальнейшее примечание содержат некоторые неопределенности. Так, изъятие из определения зоны упоминания о тенденции (тренде) развития филогенетической линии приводит к потере самого ее существования, поскольку “определенная лока-

лизация ископаемых таксонов в стратиграфическом разрезе и их объективная идентификация” приложима к любому виду зон. Синонимами этой зоны принимаются эволюционная, морфогенетическая и филогенетическая зоны, но не филозона в понимании Ван Хинте (Van Hinte, 1969).

Как и в Руководстве-76, перечисляются синонимы биогоризонтов (уровни, границы, поверхности, маркеры, datum planes и др.). К ним добавлены две аббревиатуры, которыми обозначаются уровни первого или последнего появления ископаемого: FAD = First appearance datums и LAD = Last appearance datums.

Несколько ослаблено требование к выбору стратотипов биостратонов, однако рекомендовано указывать на один или более разрезов, которые содержат диагностические для данной зоны таксоны.

Не рекомендуется использовать только видовые названия, если ранее не указаны родовые, а кодовые (буквенные или цифровые) следует употреблять с осторожностью и в качестве неофициальных.

Магнитостратиграфические подразделения (глава 8) впервые вошли в Руководство-94, хотя обсуждение вопроса об их включении и определении начал еще Х. Хэдберг в 1972 г. Он же предложил первый вариант главы (ISSC Circular № 55, 1977). Окончательный текст был подготовлен Международной подкомиссией по стратиграфической классификации и Подкомиссией по временной шкале магнитной полярности (Subcommission on a Magnetic Polarity Time Scale).

В первом разделе главы кратко и популярно сообщается о природе магнитопольярных подразделений и двух путях их применения: измерение остаточного магнетизма в породах, что используется при обычных стратиграфических исследованиях, и определение морских магнитных аномалий, что обеспечивает более полную запись инверсий магнитного поля Земли в течение последних 150 млн. лет и может быть использовано при реконструкции геологической истории океанических областей. Дальнейший текст посвящен остаточному магнетизму в породах.

Магнитостратиграфия определяется как отрасль стратиграфии, имеющая дело с магнитными характеристиками подразделений пород.

Магнитостратиграфические подразделения (магнитозоны) – это породные тела, объединяемые сходными магнитными характеристиками (не только магнитопольярными), которые позволяют отделять их от смежных породных тел. Магнитопольярное подразделение – это породное тело, охарактеризованное такой магнитной полярностью, которая позволяет отделить его от смежных породных тел.

Магнитопольярный горизонт (Magnitostatigraphic polarity-reversal horizon) представляет собой поверхность или очень тонкий переходный интервал в последовательности породных слоев, отмеченный инверсией магнитной полярности (на практике порядка 1 м мощности), и обозначает границы магнитопольярного подразделения.

Основным подразделением является магнитостратиграфическая зона полярности или просто зона полярности (Polarity Zone). Зоны могут подразделяться на субзоны и микрозоны, а также объединяться в суперзоны и мегазоны полярности. Рекомендуемые подразделения не привязаны в Руководстве-94 к каким-либо интервалам геологического времени или к единицам общей стратиграфической шкалы, как это сделано в отечественном Стратиграфическом кодексе (1992). Магнитозоны могут характеризоваться одним типом полярности или приблизительно равным сочетанием прямой и обратной полярности или преобладанием одной из них.

Магнитопольярные подразделения устанавливаются в результате специальной обработки опорных разрезов или стратотипов с использованием изотопных датировок и палеонтологических данных. Официальное название подразделения состоит из географического названия, указания на тип полярности и ранга единицы. Примеры названий: Gauss Normal Polarity Zone; Jaramillo Reversed Polarity Subzone. Мелкие единицы могут обозначаться цифрами и буквами и рассматриваться как неофициальные. Для обозначения времени в магнитостратиграфии не рекомендуется использовать термины: эпохи, событие (event), интервал, заменяя их на хрон или полярный хрон (Polarity Chron) или хронозону.

Глава 9 о хроностратиграфических подразделениях по своему основному содержанию почти идентична соответствующей главе в Руководстве-76. Главное отличие – в исключении хронозоны из официальной иерархической шкалы, которая заканчивается подъярусом, а ярус признан “базисной работающей единицей” (basic working unit) хроностратиграфии, которая обеспечивает возможность глобальной корреляции. Если прежде рекомендовалось выделять ярусы в возможно полном разрезе в благоприятных фациях, то в Руководстве-94 указано, что ярусы определяются по стратотипам их нижних границ с помощью рекомендуемой Международной комиссией по стратиграфии “Точки глобального стратотипа границы” (Global boundary stratotype section and point – GSSP; Стратиграфический кодекс, 1992. Приложение 2).

Хроностратиграфия определяется как отрасль, занимающаяся выяснением относительно времени образования геологических тел и их возрастом. Указаны те же две ее задачи: установление временных отношений местных и регио-

нальных стратонев и разработка Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы с определенной иерархией единиц. Определение же хроностратиграфического подразделения существенно изменено.

Хроностратиграфические подразделения – это “...породные тела, которые включают все породы, образованные в течение конкретного интервала геологического времени, и только те породы, которые образовались в данный промежуток времени. Хроностратиграфические подразделения ограничены изохронными горизонтами” (International Stratigraphic Guide, 1994, p. 78). Хронозона рассматривается в качестве неиерархической, но официальной хроностратиграфической единицы, устанавливаемой в рамках временного объема любой ранее установленной единицы: формации, пачки, биозоны, магнитозоны и т.д. Она может отвечать любому временному интервалу.

Если раздел о подразделениях четвертичной системы полностью сохранен и лишь указан временной объем системы (1.6–1.64 млн. лет), то раздел о подразделениях докембрия не только расширен, но и существенно переработан. В Руководстве-76 провозглашалось единство принципов расчленения докембрия на крупные хроностратиграфические подразделения с расчленением фанерозоя, даже если способы временной корреляции будут различными. Такой же подход рекомендует отечественный Стратиграфический кодекс (1977, 1992). В Руководстве-94 архей и протерозой (с границей между ними 2 500 млн. лет) оцениваются, по существу, не как хроностратиграфические подразделения, а как геохронологические, т.е. подразделения геологического времени, не связанные с последовательностью пород, к которым они могут относиться. Образования докембрия подразделяются на произвольные (arbitrary) геохронологические единицы, имеющие различное распространение. На принятие разных принципов расчленения для фанерозоя и докембрия в общей глобальной шкале составитель вынужден был пойти после включения в сферу изучения стратиграфии изверженных и метаморфических пород.

Специальный раздел посвящен Стандартной глобальной хроностратиграфической (геохронологической) шкале. В Руководстве-94 она дополнена графами с указанием отделов систем фанерозоя и датировками границ между системами по А. Пальмеру (Palmer, 1983), Н. Снеллингу (Snelling, 1987) и У. Харланду (Harland et al, 1990). Графа с продолжительностью периодов исключена. Докембрий разделен на архей и протерозой, которые квалифицируются как зоны³. Опущены девять из десяти примечаний, помещенных в Руководстве-76, посвященных истории установления и наиме-

нования единиц стандартной шкалы. По моему мнению, эти полезные примечания надо было бы еще и расширить. В то же время в примечании указано о разделении третичной системы на палеогеновую и неогеновую подсистемы.

Нами уже отмечалось ранее (Жамойда, 1980; Жамойда, Моисеева, 1984), что структура отечественного и некоторых других национальных кодексов в какой-то мере подсказала еще Х. Хэдбергу ввести раздел “Региональные хроностратиграфические шкалы”. В Руководстве-94 он дополнен указанием о том, что установление местных и региональных хроностратиграфических подразделений подчиняется правилам, принятым для единиц Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы.

Процедура выделения хроностратиграфических подразделений, по существу, сведена к требованиям выбора стратотипов границ; отмечается предпочтительность выбора нижней границы, которая автоматически оказывается верхней границей подстилающего подразделения. В дополнение к общим требованиям к стратотипу (глава 4-С) указаны некоторые особые требования к стратотипу границы: непрерывность разреза в морских отложениях без значительных изменений лито- и биофаций по вертикали (для местных хроностратиграфических подразделений пригодны и неморские отложения); обилие, хорошая сохранность и представительность остатков организмов; минимум структурных деформаций и метаморфизма; по возможности, наличие хороших маркирующих горизонтов или других признаков, удобных для возрастной корреляции. Также отмечены обязательность полноценного изучения такого разреза и публикация результатов. Рекомендуется, по возможности, учитывать исторический приоритет и обычай.

Отмечено, что Международная комиссия по стратиграфии координирует работы и одобряет выбор “точки глобального стратотипа границы” для единиц Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы.

В главе 10 рассмотрены соотношения между различными категориями (kinds) стратиграфических подразделений, к которым добавлены подразделения, ограниченные несогласиями, и магнитостратиграфические. Обе последних категории определены как объективные, т.е. могут быть установлены тогда, когда диагностические признаки, на которых они основаны, присутствуют в разрезах.

Границы подразделений, ограниченных несогласиями, всегда диахронны в той или иной степени, однако сами подразделения имеют хроностратиграфическое значение, а иногда могут отвечать какой-либо единице этой категории. Временной интервал этих подразделений может колебаться

³ В Стратиграфическом кодексе (1994) архей и протерозой предложено считать акротемами (акронами).

от века (подъярус) до превышающего геологический период.

Магнитные полярные подразделения, по существу, сходны с лито- и биоподразделениями, но отличаются от последних потенциально всесветным распространением, в чем имеют большое сходство с хроностратиграфическими единицами, так как изменение полярности происходит не более, чем за 5000 лет. Магнитополярные горизонты являются существенно изохронными и поэтому могут служить основой для характеристики хроностратиграфических подразделений. В то же время, поскольку магнитополярные зоны и горизонты имеют относительно малую индивидуальность, их место в разрезе может определяться только с учетом данных палеонтологического и изотопного определения возраста.

Таким образом, как и в Руководстве-76, в новом издании настойчиво проводится мысль о том, что все категории стратиграфических подразделений, хотя и самостоятельны, но тесно увязаны между собой, что было сформулировано Х. Хэдбергом не без влияния европейских геологов, в том числе нашей страны.

Словарь (Glossary) стратиграфических терминов впервые включен в Руководство-94, хотя работа по его составлению, причем на нескольких языках, планировалась еще при подготовке Руководства-76. Словарь содержит, включая синонимы, 376 терминов, употребляемых в английском языке. Поэтому многие термины, используемые в неанглоязычных национальных кодексах, не приведены. Из русских терминов включена только свита (suite), как одно из 4-х значений этого термина. 29 терминов имеют 2–3 значения. В дальнейшем МПСК планирует подготовить многоязычный терминологический словарь.

Завершается Руководство-94 (не считая предметного указателя), как и первое издание, перечнем национальных и региональных стратиграфических кодексов и литературой по стратиграфической классификации, терминологии и процедуре.

Перечень содержит как кодексы, так заменяющие их документы – всего 63 (из них 5 переводов, включая наш, изданный в 1979 г.). Большинство из 26 стран, представленных в перечне, имеют по одному изданию. Австралия и СССР – по 7 (список нашей страны начинается с брошюры “Стратиграфические и геохронологические подразделения”, 1954), Великобритания – 6, США и Китай – по 4, Южная Африка – 3, Норвегия, Болгария, ФРГ, Аргентина и Индонезия – по 2 издания. Во “Введении” А. Сальвадор приводит любопытную диаграмму динамики публикаций кодексов. Самым плодотворным пятилетием оказались 1965–1970 гг., в течение которых было выпущено 13 кодексов. После 1986 г. вышло всего 5 изда-

ний, включая отечественный кодекс 1992 г. и его проект 1988 г.

В список литературы вошли 1153 названия, из которых 186 (или 1/6) советских работ, начиная со статьи А.Н. Криштофовича 1939 г. о новой системе региональной стратиграфии. В Руководстве-76 из 1381 работы было 169 (или 1/8) отечественных. Показательно, что общая диаграмма динамики публикаций, также приведенная во “Введении” точно повторяет упомянутую диаграмму выхода кодексов, а именно нарастание изданий с 50-х годов, максимум в 1970–1979 гг. и резкое уменьшение изданий после 1990 г.

Думаю, что не стоит распространяться о большом значении рассмотренного фундаментального труда для мировой стратиграфии и геологии в целом, что специально подчеркнул президент Международной комиссии по стратиграфии проф. Ю. Ремане в своем “Вступительном слове”, с которого и начинается Руководство-94.

Закончить этот обзор хочу выражением искренней благодарности соавтору и редактору Руководства-94 проф. А. Сальвадору за его многолетнюю самоотверженную работу, завершенную столь достойно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета. Л.: Недра, 1980. Т. 7. С. 32–63.
- Жамойда А.И. Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. № 2. С. 3–11.
- Жамойда А.И., Моисеева А.И. Международное руководство по стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР – сходство и различия // Сов. геология. 1980. № 1. С. 55–65.
- Ковалевский О.П. Зарубежные стратиграфические кодексы // Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1984. С. 1–25.
- Ковалевский О.П. Новый Североамериканский стратиграфический кодекс // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 130–135.
- Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Меннер В.В. К истории становления Международного стратиграфического справочника // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 7. С. 78–86.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
- Стратиграфический кодекс (изд. 2-е, доп.). СПб: Межведомственный стратиграфический комитет, 1992. 120 с.
- Chang K.H. Unconformity-bounded stratigraphic units // Bull. Geol. Soc. America. 1975. V. 86. № 11. P. 1544–1552.
- ISSC (International Subcommission on Stratigraphic Classification). Circular № 54. 1976. 23 p.

- ISSC. Circular № 55. 1977. 21 p.
- ISSC. Circular № 69. 1985. 15 p.
- ISSC. Circular № 76. 1989. 9 p.
- Harland W.B. et al.* A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press, 1990. 163 p.
- International Stratigraphic Guide / Hedberg H.D. (ed.). New York: John Wiley and Sons, Inc. 1976. 200 p.
- International Stratigraphic Guide. Second Edition / Salvador A. (ed.). Geol. Soc. America Inc, 1994. 214 p.
- North American Stratigraphic Code // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. V. 67. № 5. P. 841–875.
- Palmer A.R.* The decade of North American Geology. 1983. Geologic Time Scale // Geology. 1983. V. 11. № 9. P. 503–504.
- Sloss L.L., Krumbein W.C., Dapples E.C.* Integrated facies analysis // Sedimentary facies in geologic history / Longwell C.R. (ed.). Geol. Soc. America Mem. 39. 1949. P. 91–123.
- Snelling N.* Measurement of geological time and the geological time scale // Modern Geology. 1987. V. 11. P. 365–374.
- Van Hinte J.E.* The nature of biostratigraphic zone // 1st Inter. Conf. on Planktonic Microfossils. Proceeding / Bronnemann P., Benz H.H. (eds). 1969. V. 2. P. 267–272.
- Wheeler H.E.* Unconformity – bounded units in stratigraphy // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1959. V. 43. № 8. P. 1975–1977.
- Zhamoida A.I.* Comparing the Soviet Stratigraphic Code with the International Guide // Episodes. 1984. V. 7. № 1. P. 9–11.

Рецензент Б.С. Соколов

УДК 565.7:551.796(282.247.42)

РАННЕГОЛОЦЕНОВАЯ ФАУНА НАСЕКОМЫХ И ПРИРОДНАЯ СРЕДА НИЗОВИЙ р. УРАЛ

© 1996 г. Ф. Г. Бидашко*, Ю. В. Петренко**

*Уральская противочумная станция,
417001 Уральск, ул. Чапаева, 36/1, Казахстан**Уральский педагогический институт,
417000 Уральск, просп. Ленина, 162, Казахстан**Ключевые слова.** Ископаемые насекомые, нижний голоцен, палеоэкология, р. Урал.

Представленная работа является продолжением начатых ранее исследований (Бидашко, Проскурин, 1984, 1987; Бидашко, 1987, 1988).

Местонахождение расположено на правом берегу р. Урал, в непосредственной близости от поселка Сарайчик Гурьевской области. Это обнажение неоднократно описано (Православлев, 1913; Жуков, 1945; Федоров, 1957).

По нашим наблюдениям, слои с остатками насекомых, представленные пепельно-зеленоватыми глинами с растительными остатками (преобладают макроостатки тростника), выполняют понижение старичного типа, срезанное берегом р. Урал в поперечной плоскости. По латерали хитиноносные слои переходят в пойменный аллювий мощностью 1.5–2 м с кристаллами гипса и включениями углефицированных остатков растений. Вниз они с перерывом сменяются горизонтом чередующихся охристых и желтых песков и светло-коричневых глин мощностью до 1 м. Ниже идет осыпь. Из песков нижнего горизонта извлечены и определены П.В. Федоровым моллюски *Didacna ebersini* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., которые, по его мнению, принадлежит нижнехвалынскому комплексу.

В радиоуглеродной лаборатории Уральского пединститута (г. Уральск) образец породы с остатками насекомых и растений под номером УПИ-435 датирован возрастом 9780 ± 65 лет.

Методика сбора, монтажа и подготовки остатков насекомых к определению описана нами ранее (Бидашко, 1987). Материал определен в Зоологическом институте РАН (Санкт-Петербург) путем сравнения с рецентными видами, а также с накопившимся к настоящему времени у нас палеоэнтомологическим материалом из Северного Прикаспия.

Данные таксономического анализа ориктоценоза приведены в табл. 1.

В группу полизоналов, ареалы которых охватывают и лесную зону, входят *H. piceus*, *Hygrotus cf. versicolor* Schall., *Coelostoma orbiculare* F.

К таксонам, ареалы которых расположены в лесостепной, степной и пустынной зонах относятся *C. lateralimarginalis*, *A. concinnus*, *Gonoccephalum* sp.

Распространение *Belorus* sp. и *Mesagroicus* sp. более строго ограничено северной частью степи, причем чернотелки *Belorus* распространены только до сухих степей включительно.

Интересными являются находки *Anemia dentipes* Ball. и *Megamecus variegatus* Gebl., северо-западное распространение которых ограничено юго-востоком Европейской части СНГ, а основная часть ареала охватывает в пределах СНГ юг Казахстана и Среднюю Азию.

Все найденные и определенные насекомые обитают в современный период в районе исследования.

Метод наложения ареалов показал, что климат и общие условия в районе работ в начале голоцена были сходны с современными. Реконструированные показатели палеоклимата представлены в табл. 2, а зонально-географическое

Таблица 1. Средние показатели климата, восстановленные по палеоэнтомологическим данным

Метеопоказатели				
1	2	3	4	5
–10 ... –11°C	24–25°C	150–175	1000	0.2

Примечание. 1 – среднеянварская температура воздуха; 2 – среднеиюльская температура воздуха; 3 – среднегодовая сумма осадков (мм); 4 – среднегодовая сумма испаряемости (мм); 5 – индекс увлажнения (отношение годовой суммы осадков к годовой сумме испаряемости).

Таблица 2. Ориктоценоз насекомых из Сарайчика (Ср-1)

Таксоны	Ископаемые остатки	Таксоны	Ископаемые остатки
<i>Coleoptera</i>		<i>Elateridae</i> indet.	1 Згр
<i>Carabidae</i>		<i>Buprestidae</i>	
<i>Dischirius</i> sp.	1 Н; 3 П	<i>Buprestidae</i> indet.	1 Н
<i>Bembidion</i> sp.	9 Н; 1 П; 4 Г	<i>Anthicidae</i>	
<i>Chlaenius</i> (<i>Chlaenites</i>) sp.	1 Г	<i>Anthicidae</i> indet.	1 Н; 6 П
<i>Pterostichus</i> sp.	1 П	<i>Tenebrionidae</i>	
<i>Agonum</i> sp.	1 П	<i>Belolpus</i> sp.	2 Г
<i>Carabidae</i> indet.	5 Г; 3 Згр; 1 Ср + Згр; 3 Ст	<i>Gonocephalum</i> sp.	1 Г
<i>Dytiscidae</i>		<i>Anemia dentipes</i> Ball.	1 Г
<i>Hygrotus</i> cf. <i>versicolor</i> Schall.	1 Н	<i>Chrysomelidae</i>	
<i>Hygrotus</i> sp.	1 Н	<i>Donacia</i> sp.	19 Н; 13 Г; 23 П; 4 Згр; 1 Ст
<i>Colymbetes</i> sp.	5 Н	<i>Pachnephorus tessellatus</i> Duft.	1 Н
<i>Graphoderes</i> cf. <i>austriacus</i> Sturm.	1 П	<i>Alticinae</i> indet.	1 П
<i>Cybister lateralimarginalis</i> Deg.	5 Н	<i>Curculionidae</i>	
<i>Dytiscidae</i> indet.	3 Згр	<i>Mesagroicus</i> sp.	1 Н
<i>Gyrinidae</i>		? <i>Megamecus variegatus</i> Gebl.	1 Г
<i>Aulonogyrus concinnus</i> Klug.	16 Н; 1 П	<i>Bothynoderes</i> sp.	2 Г
<i>Gyrinus</i> sp.	7 Н; 1 П	? <i>Xanthochellus eversmanni</i> Fahr.	1 Н
<i>Gyrinidae</i> indet.	11 Г	<i>Lixus</i> sp.	1 Н
<i>Hydrophilidae</i>		<i>Ceuthorrhynchus</i> sp.	1 Брп
<i>Berosus</i> sp.	1 Н	<i>Bagous</i> sp.	9 Н; 2 П; 2 Г; 1 Брп; 2 Ст
<i>Enochrus</i> sp.	7 Н; 3 Г	<i>Notaris</i> sp.	1 Н
<i>Coelostoma orbiculare</i> F.	1 Н	<i>Curculionidae</i> indet.	2 П
<i>Hydrous piceus</i> L.	5 Н; 1 П; 5 Г; 3 Згр 2 Ст; 3 Щит; 4 Кон; 2 Х	<i>Coleoptera</i> indet.	20 Н; 7 Г; 7 П; 7 Згр; 2 Брп; 2 Ср + Згр; 2 Ст; 17 Х
<i>Histeridae</i>		<i>Heteroptera</i>	
<i>Histeridae</i> indet.	1 Н	<i>Corixidae</i>	
<i>Staphylinidae</i>		<i>Corixidae</i> indet.	1 П
<i>Bledius</i> ex gr. <i>spectabilis</i> Kr.	1 П	<i>Heteroptera</i> indet.	1 П; 1 Г; 1 Ст; 1 Брп
<i>Staphylinidae</i> indet.	1 Н; 3 Г; 1 П; 1 Ц; 1 Брп	<i>Hymenoptera</i>	
<i>Scarabeidae</i>		<i>Formicidae</i>	
<i>Aphodius</i> sp.	1 Н	<i>Formicidae</i> indet.	2 Г
<i>Dryopidae</i>		<i>Insecta</i>	
<i>Dryops</i> sp.	1 Н	<i>Insecta</i> indet.	4 Г; 1 Ст; 50 Х
<i>Elateridae</i>		Всего исследовано:	365 остатков

Примечание. Н – надкрылье; П – переднеспинка; Г – голова; Ц – целое насекомое; Брп – брюшная половина насекомого; Згр – заднегрудь; Ср + Згр – слитные среднегрудь и заднегрудь; Ст – стерниты; Кон – конечность; Мнд – мандибулы; Щит – щиток. Х – фрагменты без уточненной морфологической принадлежности.

распространение наиболее показательных видов – на рисунке.

В составе изученного ориктоценоза доминируют водные жуки (73.3%). На уровне семейств доминируют за счет *Donacia* листоеды (26.4%). Во-

долюбы (16.2%) и вертячки (15.9%) находятся на второй позиции, причем среди водолюбов преобладают остатки *Hydrous piceus* L. (10.5%), а среди гиририд *Aulonogyrus concinnus* Klug. (7.5%). Жу- желицы занимают третье место и представлены

Таксоны	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Graphoderes cf. austriacus</i> Sturm.								
<i>Cybister lateralmarginalis</i> Deg.								
<i>Aulonogyrus concinnus</i> Klug.								
<i>Coelostoma orbiculare</i> F.								
<i>Hydrous piceus</i> L.								
<i>Belopus</i> sp.								
<i>Gonocephalum</i> sp.								
<i>Anemia dentipes</i> Ball.								
<i>Pachnephorus tessellatus</i> Duft.								
<i>Mesagroicus</i> sp.								
<i>Megamecus variegatus</i> Gebi.								
<i>Bothynoderes</i> sp.								

Зонально-географическое распространение таксонов – индикаторов ориктоценоза Ср-1: 1 – тундра; 2 – лесотундра; 3 – тайга; 4 – зона широколиственных лесов; 5 – лесостепь; 6 – степь; 7 – полупустыня; 8 – пустыня.

только прибрежными формами (14.5%). Долгоносики (11.4%), остатки которых в основном составляют склериты *Vagous* sp. (7.0%), находятся на четвертом месте. Среди плавунцов (7.0%) преобладают остатки *Colymbetes* sp. и *Cybister lateralmarginalis* Deg. Остальные пять семейств немногочисленны.

Своеобразный состав ориктоценоза, в котором доминируют водные и интразональные формы, можно объяснить экранирующим эффектом растительности. Вероятно, это была старица, берега которой были закрыты тростниковыми зарослями, которые затапливались и отделялись от плакорных местообитаний широкой полосой луговой растительности. Затопление тростниковых зарослей приводило к обеднению фаунистического состава прибрежных насекомых и ограничи-

вало доступ в захоронение не только плакорных, но и луговых форм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бидашко Ф.Г., Проскурин К.П. Природная обстановка низовий р. Урал в среднем плейстоцене по энтомологическим и ботаническим данным // Палеонтол. журн. 1984. Вып. 2. С. 82–88.

Бидашко Ф.Г. Комплексная методика сбора остатков насекомых с использованием флотации керосином и некоторые рекомендации по подготовке остатков насекомых к определению // Зоол. журн. 1987. Т. 66. Вып. 7. С. 1086–1089.

Бидашко Ф.Г., Проскурин К.П. Реконструкция природной среды Нижней Волги в сингильское время (средний плейстоцен) по энтомологическим и карпологическим данным // Палеонтол. журн. 1987. Вып. 4. С. 69–75.

Бидашко Ф.Г. Характеристика природных условий низового Поволжья в сингильское время по палеоэнтомологическим данным // Вопросы геологии и современной геодинамики Нижнего Поволжья. Саратов, 1988. С. 75–82.

Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. Т. 2. 236 с.

Православлев П.А. Каспийские осадки по р. Урал // Изв. Донск. политехн. ин-та. 1913. Отд. 2. № 2. С. 565–624.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 10. 297 с.

Рецензенты А.П. Расницын, А.Г. Пономаренко

УДК 551.79(550.93:546.1)

ДВОЙНОЙ КАРБОНАТНЫЙ ТЕРМОМЕТР КАК ИНСТРУМЕНТ КОРРЕЛЯЦИИ И РАСЧЛЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

© 1996 г. Л. А. Дорофеева, Р. Е. Прилуцкий, В. К. Шкатова

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,
199026 Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Поступила в редакцию 08.06.94 г., получена после доработки 21.12.95 г.

Ключевые слова. Корреляция, плейстоцен, Каспий, биогенный карбонат, изотопный состав кислорода, палеотемпература, палеосоленость, палеоклимат.

В настоящее время в четвертичной геологии наиболее широкое распространение и детальную разработку получила изотопно-кислородная глубоководная климатостратиграфия. В основу ее положена закономерность климатических колебаний, связанных с чередованием материковых оледенений и межледниковий, которая отражается на изотопно-кислородном составе карбоната кальция раковин океанических микроорганизмов (δ_c) и самой воды (δ_w). Холодные этапы характеризуются повышенным содержанием тяжелого изотопа кислорода ^{18}O как в воде, так и в карбонате, а теплые – пониженным. Последовательность климатических изменений зафиксирована в изотопно-кислородной кривой значений δ_c в четвертичных осадках. Для последних 730(780) тыс. лет выделено 19 изотопно-кислородных стадий с подстадиями продолжительностью в несколько тысяч–первые десятки тысяч лет (Martinson et al., 1987).

Стратификация и корреляция четвертичных отложений основываются на сопоставлении соответствующих изотопно-кислородных кривых, изменения которых обуславливаются климатическими событиями. Используемый сейчас изотопно-кислородный метод реконструкции палеогеографических условий дает только относительные характеристики изменения среды. Кроме того, применение метода затруднено также в тех случаях, когда нет оснований полагать, что изотопный состав кислорода воды в бассейне оставался неизменным и близким к современным океаническим (Epstein, Mayeda, 1953).

Совместное использование изотопно-кислородного и микропалеонтологического методов дало возможность изучить изменение температуры поверхностных вод океанов в течение кайнозоя (Николаев, 1986). Такой способ обладает значительной трудоемкостью и применим, главным образом к океаническим осадкам.

С целью получения аналогичных параметров для внутриконтинентальных бассейнов авторы

предлагают использовать недавно разработанный во ВСЕГЕИ метод двойного карбонатного термометра. Его применение предусматривает масс-спектрометрический анализ изотопного состава кислорода (Прилуцкий и др., 1986; Физические..., 1988) и атомно-абсорбционное определение содержания кальция и магния (Физические..., 1988) в одних и тех же пробах карбонатных раковин морских беспозвоночных. Метод был проверен на кальцитовых раковинах мезозойско-кайнозойских морских моллюсков Баренцева, Белого, Черного и Азовского морей. Величины погрешностей определения составляли 0.6‰, 1.0°C и 1.0‰, соответственно, для изотопного состава кислорода, температуры и солёности воды (Дорофеева и др., 1994).

Для выяснения эффективности этого метода при решении поставленной задачи были исследованы арагонитовые раковины двустворчатых моллюсков рода *Didacna* Eichwald. Они составляют руководящую группу в плейстоценовых отложениях внутриконтинентального солончатоводного бассейна Каспийского моря (Нижневолжский регион). Раковины дидакн отбирались из верхнехазарских отложений, хорошо датированных палеонтологическими, а также торий-урановым (Th–U), термолюминесцентным (ТЛ) и палеомагнитным методами.

По геолого-палеонтологическим данным установлено, что климатический оптимум плейстоцена приходится на трансгрессивную фазу позднехазарской трансгрессии (Шкатова, 1979), соответствующую подстадии 5e с оцененным (Martinson et al., 1987) возрастом 130–117 тыс. лет ривюрмского, земского, микулинского межледниковья. Регрессивная ее фаза – на более прохладное время подстадий 5d-a (117–74 тыс. лет) ранне-ривюрмского, ранневолдайского, ранневислинского оледенения Северной и Центральной Европы. В целом для верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья получены даты 91–122 тыс. лет (Th–U) и 84–130 тыс. лет (ТЛ) (Шкатова и др.,

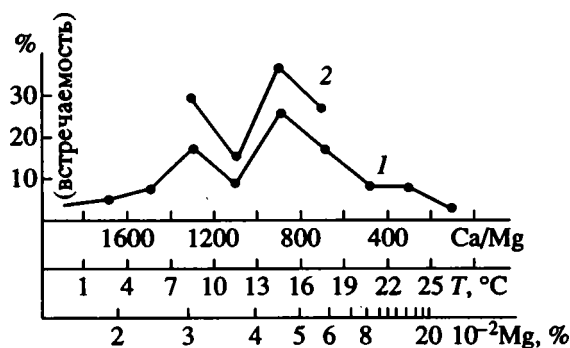


Рис. 1. Соотношение кривых распределения оптимальных температур роста современных дидакн, содержания магния и Ca/V отношения в арагоните позднехазарских дидакн.

1 – распределение содержаний магния и Ca/Mg отношений в арагоните позднехазарских дидакн (142 пробы из 38 раковин); 2 – распределение средних температур наиболее интенсивного роста современных дидакн и каридид (по данным Горбаренко и др., 1975; Горбаренко, Николаев, 1981).

1989, 1994; Барышников и др., 1991). В верхнехазарских отложениях установлена и впервые синхронно датирована Th–U- и Tl-методами *r*-субзона, идентифицированная с эпизодом Блейк, и получены датировки в диапазоне 89–117 тыс. лет (Шкатова, 1991).

Раковины дидакн хорошей сохранности, обычно с отчетливой скульптурой линий нарастания, предварительно тщательно очищались от следов вмещающей породы. Качество очистки контролировалось с помощью бинокулярной лупы ($\times 12.5$). Пробы арагонита для исследований отбирались стальной фрезой (диаметр 0.5 мм) бормашини последовательно и непрерывно от начальной (весна) до конечной (осень) зон нарастания третьего от вершины раковины годового кольца, которое на поверхности створки было ограничено вторым и третьим годовыми уступами. Их формирование было обусловлено замедлением темпов роста моллюсков зимой.

Минеральный состав раковинного вещества дидакн идентифицировался методом рентгеноструктурного анализа. Исследование провела Н.В. Кузнецова на дифрактометре УРС-50 в отфильтрованном Со-излучении со скоростью 2 град/мин при напряжении 15 кВ и силе тока 6 мА, эталон внешний – NaCl. Полученные дифрактограммы соответствовали эталонному арагониту (Рентгеновские..., 1965). Отсутствие следов вторичного кальцита по существующим представлениям (Парунин, Свиточ, 1981) свидетельствуют о сохранности первичного минерального и вещественного состава раковин дидакн.

Содержание магния в арагоните из последовательных зон нарастания раковин изменялось

от 0.02 до 0.12% и соответственно вариации Ca/Mg отношения составляли от 1600 до 400. Наиболее низкие концентрации магния содержал арагонит, отобранный вблизи годового уступа (0.02–0.04%). Формирование раковинного вещества непосредственно перед уступом на поверхности створки осуществлялось осенью, а сразу после уступа – весной. В эти сезоны года понижалась температура водной среды, а различия ее солености достигали максимума из-за резкого увеличения объема материкового стока весной. Арагонит, отобранный из центральной зоны годового кольца, имел наибольшее содержание магния (0.10–0.12%). Раковинное вещество центральной зоны моллюски формировали летом, когда происходило интенсивное прогревание воды, характеризовавшейся средним уровнем солености. По-видимому, изменение содержания магния и Ca/Mg отношения в арагоните дидакн было обусловлено, главным образом, сезонными вариациями температуры. Ее повышение вызывало увеличение концентрации магния и, соответственно, уменьшение Ca/Mg отношения.

Изменение солености воды, вероятно, не оказывало заметного влияния на уровень накопления магния в раковинах дидакн. Моллюски, населявшие северную область палеоморя, испытывали опресняющее влияние речного стока. Так, в современном Северном Каспии средняя соленость воды повышается в осенне-зимний период и снижается во время половодья до 2–3‰. При смешении морских и пресных вод имеют место кратковременные изменения солености в диапазоне 2–12‰. Границы и площадь зоны смешенных вод меняются в течении года в зависимости от объема речного стока и направления ветровой деятельности. Долговременные вариации солености (за последние 50 лет среднегодовая соленость изменилась от 11.7 до 6.4‰) также определяются динамикой стока пресных вод (Большаков, 1968; Каспийское море..., 1986). Отсутствие влияния солености на содержание магния в раковинном веществе морских моллюсков было установлено для разных видов острейд, митилид, каридид из морей, соленость вод которых резко различна от 7 до 34‰ (Физические и химические..., 1988).

В целом распределение Ca/Mg отношения в арагоните дидакн имеет бимодальный характер (рис. 1). Один из максимумов (800–1000) был отмечен для 48% исследованных проб арагонита (38 раковин, 142 пробы), второй (1200–1400) – для 18%. Очевидно, формирование раковинного вещества дидакн, содержащего 0.03–0.07% магния, происходило в более узком температурном диапазоне, чем внутригодовые колебания температуры воды. Так, современные дидакны в Каспийском море растут наиболее интенсивно в интервале оптимальных температур 10–16°C (рис. 1), что было установлено методом изотопно-кислородной тер-

мометрии (Горбаренко и др., 1975; Горбаренко, Николаев, 1981). Если принять во внимание, что температурные адаптации процессов роста были тождественными как у древних, так и современных дидакт, можно соотнести между собой максимумы на кривых распределения средних температур роста моллюсков и Ca/Mg отношений в арагоните их раковин (рис. 1). Если 14.5°C соответствует Ca/Mg отношение 900, а 8.5°C – 1300, то в первом приближении линейную зависимость между параметрами можно выразить уравнением:

$$T = 28 - 0.015 \text{Ca/Mg}, \quad (1)$$

где T – температура воды (°C), при которой происходило формирование арагонита, Ca/Mg – отношение в нем содержания кальция и магния (% мас.).

Поскольку дидакты формируют арагонит в условиях равновесного обмена изотопами кислорода со средой обитания (Горбаренко и др., 1975; Горбаренко, Николаев, 1981), то изотопный состав кислорода воды можно оценить также по зависимости Эпштейна–Майеды (Epstein, Mayeda, 1953), преобразованной к виду (Дорофеева и др., 1994):

$$\delta_s = \delta_k - 15.1 + (117.9 + T/0.14)^{1/2}, \quad (2)$$

где T – температура воды (°C), δ_s и δ_k – изотопный состав кислорода соответственно, воды и карбоната кальция из раковины моллюсков (‰). Эта зависимость выполняется при условии, что δ_k измерен относительно стандарта PDB, а δ_s – относительно стандарта SMOW.

Совместное изучение изотопного состава кислорода и Ca/Mg отношений в арагонитовых раковинах дидакт позволит, таким образом, количественно оценить как температуру, так и изотопный состав кислорода в палеоводах Каспийского моря. Кроме того, по изотопному составу кислорода палеовод можно количественно оценить также их соленость.

Распределение тяжелого изотопа кислорода ^{18}O в водах Каспийского моря четко коррелирует с распределением солености (Брезгунов и др., 1987; Горбаренко и др., 1975; Горбаренко, Николаев, 1974, 1981). По результатам измерения солености (S , ‰) и изотопного состава кислорода (δ_s , ‰) была установлена линия смешения пресных и морских вод в Северном Каспии (Брезгунов и др., 1987):

$$S = 1.15\delta_s + 15.0. \quad (3)$$

Линию смешения морских и пресных вод в Южном Каспии в первом приближении можно выразить зависимостью:

$$S = 2.12\delta_s + 14.9, \quad (4)$$

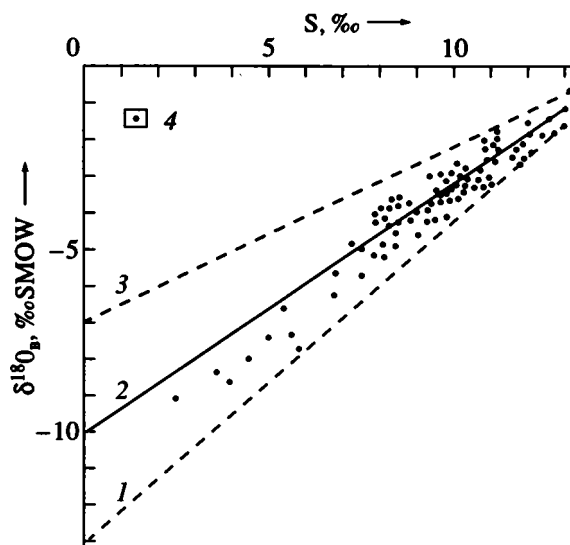


Рис. 2. Зависимость между соленостью (S) и изотопным составом кислорода (δ_s) воды Каспийского моря. 1 – линия смешения пресных и морских вод для Северного Каспия (Брезгунов и др., 1987); 2 – линия смешения пресных и морских вод со средними величинами изотопного состава кислорода и солености; 3 – линия смешения пресных и морских вод для Южного Каспия; 4 – результаты измерения изотопного состава кислорода и солености воды Северного Каспия (Брезгунов и др., 1987).

если принять во внимание, что средняя многолетняя соленость южнокаспийской воды составляет 13.2‰ (Большаков, 1968; Каспийское море..., 1986), средний изотопный состав кислорода соответствует -0.8‰ (Горбаренко, Николаев, 1974), изотопный состав кислорода пресных вод с соленостью 0.0‰ близок к изотопному составу кислорода атмосферных осадков. Последний в районе Каспийского моря соответствует $-7.0 \pm 0.9\text{‰}$, что можно оценить по среднегодовым температурам воздуха (Панин и др., 1991), используя ранее установленную зависимость (Брезгунов и др., 1982).

На диаграмме δ_s – S (рис. 2) измеренные величины солености и изотопного состава кислорода северокаспийских вод распределяются выше линии смешения морских и пресных вод (3). В результате испарения происходит фракционирование изотопов и увеличивается соленость (Брезгунов и др., 1987). Вместе с тем, все измеренные величины расположены ниже линии смешения вод (4) в Южном Каспии, где происходило, очевидно, наибольшее испарение. Влияние процессов испарения при определении солености воды по изотопному составу кислорода можно учесть, если использовать усредненную промежуточную линию смешения:

$$S = 1.49\delta_s + 14.9, \quad (5)$$

Изотопный состав кислорода (δ_k), содержание магния, Ca/Mg отношение в арагоните дидакн. Изотопный состав кислорода (δ_o), температура (T) и соленость (S) палеовод

Местонахождение (возраст, тыс. лет назад)	Под- стадии океа- ничес- кой шкалы	Вид	Число проб	Mg (%)	Ca/Mg	T (°C)	δ_k (‰) PDB	δ_o (‰) (SMOW)	S (‰)	Сезон года
Пос. Сероглазовка 115 ± 5.8 (ЛУ-932В)– $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 106 ± 6 (87-ВОЛ) ТЛ	5d	Didacna surachanica	3	0.030 (0.002)*	1345 (5)	7.5 (0.1)	–8.0 (0.2)	–10.0 (0.2)	0	Весна
		То же	2	0.060 (0.001)	645 (5)	17.5 (0.1)	–8.5 (0.2)	–8.0 (0.2)	2.5	Лето
		D. crassa nalivkini	2	0.030 (0.002)	1485 (190)	6.0 (2.5)	–8.0 (0.2)	–10.5 (0.8)	0	Весна
		То же	4	0.045 (0.005)	900 (180)	14.5 (2.5)	–4.8 (0.2)	–5.5 (0.5)	6.5	Лето
		D. sura- chanica	2	0.030 (0.002)	1340 (90)	8.5 (1.5)	–3.8 (0.2)	–5.5 (0.5)	6.5	Весна
		То же	1	0.050	860	15.0	–2.5	–2.5	11.0	Лето
		D. crassa nalivkini	2	0.035 (0.002)	1250 (150)	9.5 (2.0)	–5.0 (0.2)	–6.5 (0.5)	5.0	Весна
		То же	2	0.065 (0.001)	610 (35)	18.0 (0.5)	–3.2 (0.2)	–2.5 (0.2)	11.0	Лето
Пос. Ленино 117 ± 7.5 (ЛУ-925В)– $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 114 ± 7 (87-ВОЛ) ТЛ	5e	D. sura- chanica	2	0.050 (0.002)	785 (40)	16.5 (0.5)	–5.3 (0.2)	–5.0 (0.2)	7.5	Весна
		То же	4	0.100 (0.005)	385 (70)	21.0 (1.0)	–	–		Лето
		D. crassa nalivkini	3	0.040 (0.002)	985 (70)	13.5 (1.0)	–2.6 (0.7)	–3.0 (0.3)	10.5	Весна
		То же	2	0.120	280	22.5	–6.2	–4.5	8.0	Лето
Пос. Владимировка 122 ± 13 (ЛУ-853В)– $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 130 ± 11 (87-ВОЛ) ТЛ	5e	D. sura- chanica	2	0.050 (0.002)	785 (40)	16.5 (0.5)	–5.3 (0.2)	–5.0 (0.2)	7.5	Весна
		То же	4	0.100 (0.005)	385 (70)	21.0 (1.0)	–	–		Лето
		D. crassa nalivkini	3	0.040 (0.002)	985 (70)	13.5 (1.0)	–2.6 (0.7)	–3.0 (0.3)	10.5	Весна
		То же	2	0.120	280	22.5	–6.2	–4.5	8.0	Лето

* – в скобках приведены стандартные отклонения для средних величин.

где и пресные, и морские воды охарактеризованы усредненными величинами изотопного состава кислорода и солености (рис. 2). Стандартное отклонение рассчитанных по (5) значений солености от ее измеренных величин (Брезгунов и др., 1987) не превышает 0.4, 0.9 и 1.8‰, соответственно, в диапазонах солености 13–10, 9–5 и 4–0‰.

Результаты изучения Ca/Mg отношений и изотопного состава кислорода в арагонитовых раковинах позднечазарских дидакн, а также вычисленные в соответствии с формулами (1), (2) и (5) значения температуры, изотопного состава кислорода и солености палеовод приведены в таблице.

Дидакны, датированные 130–122 тыс. лет назад (пос. Владимировка), обитали в солоноватоводном бассейне, поверхностные воды которого хорошо прогревались от 14–16°C весной до 21–22°C летом. Соленость воды составляла 8–10‰, ее сезонные

вариации не превышали 2–3‰, что соответствовало сезонным изменениям средней солености в открытой зоне современного Северного Каспия (Каспийское море, 1986). Соленые воды Среднего и Южного Каспия распространялись на север дальше, чем ныне. Изотопный состав кислорода воды варьировал от –3 до –5‰ и был на 2–3‰ легче, чем в современном Каспийском море. Замкнутый палеобассейн находился в трансгрессивной фазе развития в результате увеличения речного стока. Поступавшие в палеоморе пресные воды характеризовались, по-видимому, небольшим вкладом талых ледниковых вод. Вероятно, атмосферные осадки на площади водосбора были представлены дождями теплого времени года в большей степени, чем снежным покровом. Палеоклимат Нижнего Поволжья был теплым и влажным.

В дальнейшем, около 117–114 тыс. лет назад (пос. Ленино), произошло похолодание климата. Как весной, так и летом температура палеовод

понижилась на 5°C (таблица). Определенным подтверждением достоверности полученных оценок палеотемператур могут служить низкие величины летней инсоляции солнца, рассчитанные для 114–116 тыс. лет назад (Berger, Loutre, 1991).

Наступившее похолодание могло вызвать облегчение изотопного состава атмосферных осадков, что отразилось в уменьшении содержания тяжелого изотопа ^{18}O в палеоводах до –6‰ весной. Вместе с тем летом имело место небольшое “утяжеление” изотопного состава кислорода палеовод до –2.5‰. Расширился также диапазон сезонных вариаций солености от 5–6‰ весной до 11‰ летом. Столь заметные сезонные вариации могли быть обусловлены увеличением относительного вклада талых вод в речном стоке и уменьшением объема пресных вод, поступающих в палеоморе летом. Возможно, похолодание сопровождалось внутригодовым перераспределением атмосферных осадков, увеличением их относительного количества в зимнее время года и уменьшением увлажненности воздуха летом. Палеобассейн вступил в регрессивную фазу развития, а палеоклимат Нижнего Поволжья стал более сухим и холодным, чем 130 тыс. лет назад.

Во временном срезе 110–106 тыс. лет назад (пос. Сероглазовка) похолодание еще более усилилось. Температура палеовод составляла 6–8°C весной и 15–17°C летом (таблица). Доминирующее влияние талых вод материкового стока приводило к облегчению изотопного состава кислорода водной среды до –10‰ весной. Проникновение морских вод в дельтовый район бассейна сопровождалось незначительным увеличением солености воды летом до 3–6‰. Регрессия Каспийского моря продолжалась.

Таким образом, наиболее теплым позднехазарское море было во время микулинского, земского межледниковья (130–117 тыс. лет назад), эквивалентного изотопной подстадии 5e. Регрессивную фазу развития позднехазарского бассейна (117–106 тыс. лет назад) можно соотнести с изотопной подстадией 5d – начало валдайского, ранневислинского оледенения.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что общепланетарное похолодание, наступившее в изотопную подстадию 5d, совпало с развитием регрессии Каспийского моря. Уменьшение общего объема речного стока вызвало значительное сокращение акватории палеобассейна. В его северной части, на территории Нижнего Поволжья, резко возросла доля изотопно облегченных вод по сравнению с собственно морскими, имевшими в изолированном бассейне наиболее высокое содержание тяжелого изотопа кислорода. Очевидно, что установленные в ходе исследования палеоклиматические события в Каспий-

ском бассейне протекали синхронно с событиями глобального значения.

Результаты исследований позволяют рекомендовать метод двойного карбонатного термометра в качестве инструмента для получения на количественной основе палеоклиматической информации о плейстоценовых трансгрессиях внутриконтинентального Каспийского моря. Кроме того, представляется возможным осуществить корреляцию ледниковых событий севера Восточной Европы с морскими каспийскими через фиксированные уровни появления изотопно легких талых вод, а также разработать континентальный эталон климато-стратиграфической шкалы для всего плейстоцена, что важно для целей геологического картирования и для прогностической климатологии. Результаты исследований представляют интерес для трансевразийской корреляции в системе океан–континент по глобальным палеоклиматическим сигнальным реперам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (95-05-14517).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барышников Г.Ф., Шкатова В.К., Шадрухин А.В. Находка черепа медведя *Ursus rossicus* в хазарских отложениях Нижнего Поволжья // Палеотериологические исследования фауны СССР // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1991. Т. 238. С. 100–120.
- Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Ферронский В.И. и др. Изотопный состав атмосферных осадков на территории Центральной и Восточной Европы // IX Всес. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. Т. 1. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982. С. 53–54.
- Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Якимова Т.В. Изучение водообмена в Северном Каспии на основе распределения изотопного состава кислорода воды // Водные ресурсы. 1987. № 1. С. 155–161.
- Большаков В.С. Сравнительная гидрологическая характеристика Черного, Азовского и Каспийского морей // Экологическая биогеография контактных зон моря. Киев: Наук. думка, 1968. С. 3–20.
- Горбаренко С.А., Николаев С.Д. Изотопный состав кислорода раковин // Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 78–94.
- Горбаренко С.А., Николаев С.Д. Распределение изотопов кислорода в воде Каспийского моря // Комплексное изучение Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974. Вып. 4. С. 122–125.
- Горбаренко С.А., Николаев С.Д., Попов С.В. Факторы, влияющие на изотопный состав кислорода карбоната раковин каспийских моллюсков // Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. Сб. № 4. С. 159–166.
- Дорофеева Л.А., Прилуцкий Р.Е., Бадинова В.П. О возможности реконструкции изотопного состава кислорода морских палеовод // Геохимия. 1994. № 7. С. 1030–1041.

Каспийское море. Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 261 с.

Николаев С.Д. Изменение природной обстановки океанов и морей кайнозоя (по изотопно-кислородным данным): Автореф. дис. ... докт. географ. наук. М.: МГУ, 1986. 47 с.

Панин Г.Н., Дзюба А.В., Осипов А.Г. О возможных причинах изменения испарения за последние десятилетия в районе Каспийского моря // Водные ресурсы. 1991. № 3. С. 5–17.

Парунин О.Б., Свиточ А.А. Изучение минерального состава раковин // Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 66–78.

Прилуцкий Р.Е., Цимберов М.Я., Бадинова В.П. Анализ изотопного состава кислорода и углерода карбонатов на масс-спектрометре МИ 1330 // Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 80–89.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 538 с.

Физические и химические методы исследования в палеонтологии. М.: Наука, 1988. 190 с.

Шкатова В.К. Гипотетическая климатическая кривая основных этапов осадконакопления Каспийского моря в позднем плейстоцене // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. Л.: Наука, 1979. С. 112–115.

Шкатова В.К. Датирование экскурса Блейк в верхне-хазарских отложениях Нижней Волги // IV Всесоюз. съезд по геомагнетизму: Тез. докл. Владимир-Суздальский: Ин-т физики Земли АН СССР, 1991. С. 51–53.

Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В. и др. Стратиграфия и возраст хазарских и хвалынских отложений Нижней Волги по данным радионуклидных и физических методов датирования // Геохронология четвертичного периода. Тез. докл. Всесоюз. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1989. С. 35.

Шкатова В.К., Дорофеева Л.А., Прилуцкий Р.Е. Изотопно-кислородная и кальций-магниева палеотермометрия и палеосоленость Каспия в плейстоцене // Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода, Тез. докл. М., 1994. С. 266.

Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. 1991. V. 10. № 4. P. 297–317.

Epstein S., Mayeda T. Variations of ^{18}O content of water from natural sources // Geochim. Cosmochim. Acta. 1953. V. 4. № 5. P. 213–224.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages—development of a high-resolution — 0 to 300000 — year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. V. 27. № 1. P. 1–29.

Рецензенты А.И. Жамойда, Б.Г. Покровский

ПРЕМИИ ИЗДАТЕЛЬСКОЙ КОМПАНИИ “НАУКА” ЗА ЛУЧШИЕ ПУБЛИКАЦИИ 1995 г.

Международная академическая издательская компания “Наука” (МАИК “Наука”) в 1995 г. учредила ежегодные премии за лучшие публикации года в издаваемых ею научных журналах. Тремя из этих премий в размере 1000 долларов каждая были отмечены следующие статьи в журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция”.

1. Цикл статей Н. М. Чумакова, М. А. Жаркова и их соавторов, посвященный разработке модели безледникового состояния биосферы, альтернативного современному ее состоянию: а) Н. М. Чумаков “Проблема теплой биосферы” (Стратиграфия. Геол. корреляция, 1995, Т. 3, № 3, С. 3–14); б) М. А. Жарков, И. О. Мурдмаа, Н. И. Филатова “Палеогеография середины мелового периода” (Стратиграфия. Геол. корреляция, 1995, Т. 3, № 3, С. 15–41); в) Н. М. Чумаков, М. А. Жарков, А. Б. Герман, М. П. Долуденко, Н. Н. Каландадзе, Е. Л. Лебедев, А. Г. Пономаренко, А. С. Раутиан “Климатические пояса в середине мелового периода” (Стратиграфия. Геол. корреляция, 1995, Т. 3, № 3, С. 42–63). В этих статьях на основании комплексного анализа палеонтологических, литологических и геохимических индикаторов палеоклимата реконструированы состояния основных элементов биосферы и их пространственное размещение для четырех веков среднего мела. Впервые для этого времени доказано отсутствие ледниковых и постоянных полярных ледовых шапок, выявлены главные палеогеографические, палеобиогеографические и палеоклиматические особенности Земли и установлено, что климат отличался повышением глобальной температуры на несколько градусов по сравнению с современной, сглаженной зональностью, отсутствием психросферы в океане, иным теплопереносом и специфическим ходом геохимических процессов в биосфере. Это определяло необычные и во многом еще труднообъяснимые особенности мелового периода. В статьях показано, что теплый, подобный среднемеловому, климат резко преобладал в прошлом, а климат современного типа характеризовал лишь дискретные, сравнительно короткие отрезки истории Земли. На основании этого обосновано существование в геологической истории двух принципиально разных состояний биосферы – холодного и теплого. Результаты этих исследований представляют большой методический и прогностический интерес для ряда наук о Земле, так как позволяют очертить область при-

менения актуалистического метода и дают представление о состоянии биосферы в периоды сильных глобальных потеплений. Статьи являются удачным образцом широких междисциплинарных исследований, проведенных по единой программе.

2. Цикл статей А. Ф. Вейса и П. Ю. Петрова, посвященный выяснению пространственной структуры протерозойских микробиот: а) А. Ф. Вейс, П. Ю. Петров “Главные особенности фациально-экологического распределения микрофоссилий в рифейских бассейнах Сибири” (Стратиграфия. Геол. корреляция, 1994, Т. 2, № 5, С. 97–129); б) П. Ю. Петров, А. Ф. Вейс “Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия” (Стратиграфия. Геол. корреляция, 1995, Т. 3, № 5, С. 13–41). В названных статьях на основании детальных микрофитологических и седиментологических исследований впервые реконструирована фациально-экологическая структура рифейской биоты во всех главных типах бассейна того времени. Показано, что эта структура проявлялась в пространственной упорядоченности латерального распределения древних микроорганизмов, включала четыре их главных группировки (глубководную, среднелатеральную, или “оптимальную”, переходную и мелководную) и контролировалась глубиной палеобассейна и связанным с ней уровнем гидродинамической активности среды в зоне обитания конкретных сообществ организмов. В работе установлено, что локализация таксономически наиболее богатой группировки микроорганизмов “оптимальной” зоны определялась взаимодействием между стремлением сообществ к латеральной экспансии в энергетически выгодные для фототрофов мелководные области шельфа и сдерживавшим эту экспансию ростом гидродинамической активности среды по профилю палеобассейнов. Результаты, полученные А. Ф. Вейсом и П. Ю. Петровым, важны для корректной оценки биостратиграфического потенциала рифейских микрофоссилий и для разработки широких проблем палеоэкологии и палеобиологии докембрия.

3. Статья И. М. Горохова, М. А. Семихатова, А. В. Баскакова, Э. П. Кутявина, Н. Н. Мельникова, А. В. Сочавы и Т. Л. Турченко “Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири” (Стратиграфия.

Геол. коррекция, 1995, Т. 3 № 1, С. 3–33). В ней предложена новая методика изучения Rb-Sr систематики карбонатных пород, повышающая точность результатов, существенно расширена база современных прецизионных данных о вариациях изотопного состава Sr в позднепротерозойской морской воде и внесены радикальные изменения в имевшиеся ранее представления о ходе этого изменения в среднем рифее и в начале позднего рифея (1300–850 млн. лет назад). Предложенная в статье оригинальная событийная интерпретация кривой изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рифейско-вендском океане, составленной на основании оригинальных и ранее опубликованных данных, позволила выявить те геодинамические и палеогеографические перестройки, которые влияли на изотопный состав Sr в Мировом океане и, следовательно, воздействовали на его общий химический состав. Тем самым продемонстрированы возмож-

ности использования Rb-Sr систематики карбонатных пород для анализа эволюции косной составляющей протерозойской биосферы. Вместе с тем, на основании оригинальных данных авторы уточнили возможности использования Sr-изотопной хеомстратиграфии в среднем и верхнем рифее. Статья И.М. Горохова с соавторами вносит существенный вклад в разработку широких проблем эволюции внешних оболочек Земли в позднем докембрии.

Редколлегия журнала "Стратиграфия. Геологическая коррекция" сердечно поздравляет первых лауреатов премий МАИК "Наука", желает им дальнейших творческих успехов и искренне надеется, что полученные премии для авторов нашего журнала – это только начало.

*Редколлегия журнала
"Стратиграфия. Геологическая корреляция"*

Сдано в набор 05.06.96 г.

Подписано к печати 06.08.96 г.

Формат бумаги $60 \times 88^{1/8}$

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 5.2 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

Бум. л. 7.0

Тираж 355 экз.

Зак. 357

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два интервала, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество всех авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стил изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки и номера телефонов автора (авторов).

Иллюстративный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируются автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места размещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, О, К и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

- 1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий;
- 2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;
- 3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);
- 4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

“НАУКА” ♦♦♦♦ МАИК “НАУКА” ♦♦♦♦ “ИНТЕРПЕРИОДИКА”

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady
Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis