ПУТИ ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

ГЕОС

TOWARD DETAILED STRATIGRAPHIC SCHEMES AND PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS

Responsible Editors:
Yu.B.Gladenkov, K.I.Kuznetsova

Moscow
GEOS
2001

Выдающийся российский геолог

Владимир Васильевич

МЕННЕР

Введение

Приближение XXI века является для стратиграфии, как и для других разделов геологии, хорошим поводом лишний раз подвести определенные итоги своей деятельности за последние десятилетия и, с другой стороны, спрогнозировать ее развитие в будущем. Сотрудники лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН решили в связи с этим дать освещение одной из важных проблем стратиграфии, связанной с детализацией стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций, и подготовить на эту тему специальную работу.

Этой проблеме большое внимание уделялось основателем лаборатории В.В. Меннером, который специально затронул в своих последних публикациях целый ряд ее аспектов (Меннер, 1979). Кстати, когда он организовал в 70-х годах в ГИН РАН лабораторию, он дал ей название "Лаборатория детальной стратиграфии фанерозоя", подчеркивая генеральную направленность исследований ее коллектива. В 2000 г. Владимиру Васильевичу Меннеру исполнилось бы 95 лет, и это тоже повод, чтобы обратиться к тематике, которая так его волновала и интересовала.

Настоящая работа содержит ряд тематических разделов по единой проблеме – совершенствование и детализация стратиграфических схем, выявление путей, методов и приемов такой детализации. Каждый автор в своем очерке обращает внимание на те моменты, которые особенно актуальны сейчас для практики, исходя из накопленных и проработанных геологических данных, особенностей изученного палеонтологического материала и специфики разрезов "своей" части стратиграфической колонки. Другими словами, каждый опирался прежде всего на свой опыт стратиграфических исследований и свой поиск путей детализации стратиграфических схем фанерозоя.

Помимо сотрудников лаборатории, в книге приняли участие специалисты из других лабораторий ГИН и других организаций. Их участие значительно расширило круг рассматриваемых проблем, ибо они затронули, в частности, многие важные методические вопросы стратиграфии. Так, сравнительные данные по дочетвертичному фанерозою и квартеру позволяют оценить приемы расчленения разрезов разных частей стратиграфической шкалы и определить их рабочий уровень. Вместе с тем, кроме биостратиграфических проблем, которые занимают в книге центральное место, в ней освещен ряд аспектов, связанных с использованием в стратиграфии физических методов, ставших в последнее время особенно популярными (сейсмо- и секвентостратиграфия и пр.). Специальное внимание уделено также "абсолютному" датированию, которое давно вошло в геологическую практику, но отношение к которому требует определенной деликатности. Всех авторов вне зависимости от их научных интересов сближает одно – все они ученики или последователи В.В.Меннера.

Когда эта книга задумывалась, авторы разделов решили придерживаться определенного плана. Было решено обратить внимание на состояние проблемы детализации стратиграфических схем, которое было 25–30 лет назад, современное ее состояние и перспективы в будущем; основные методы и приемы дробного стратиграфического расчленения (как и что нужно делать для детализации); степень реального разрешения стратиграфических схем; перспективы совершенствования схем и палеогеографических реконструкций и т.п.

Обозначенные в книге проблемы рассмотрены специалистами-стратиграфами, изучающими разные палеонтологические группы: конодонты, радиолярии, фораминиферы, диатомовые, брахиоподы, моллюски, млекопитающие, флора и пр. Это позволило анализировать многие биостратиграфические проблемы с разных точек зрения (ведь у каждого исследователя свои приемы и своя "изюминка" в построении стратиграфических схем) при сохранении общего направления исследования.

Выяснилось, например, что на многие аспекты детализации схем специалисты по планктонным и бентосным группам смотрят не всегда одинаково. И это естественно. Так же как естественно освещение каждым автором какой-либо определенной стороны проблемы совершенствования схем (вопросы детализации, субглобальной или региональной корреляции, палеогеографии и пр.).

Хочется думать, что наша книга будет представлять интерес с двух точек зрения. С одной стороны, она – подведение определенных итогов стратиграфических исследований по данной тематике на рубеже XX и XXI веков. С другой стороны, она может оказаться полезной стратиграфам нового поколения, которым в той или иной форме придется в начале XXI века обратиться к детализации стратиграфических схем.

Монография подготовлена в юбилейный для Геологического института РАН год – ему исполняется 70 лет. ГИН, где стратиграфическое направление исследований стало, наряду с тектоническим и литологическим, определяющим, на протяжении всей своей истории был одним из лидеров отечественной стратиграфии. В значительной мере это определялось тем, что его сотрудники искали новые пути в стратиграфии – как в расчленении древних толщ, так и в широких корреляциях. Авторы надеются, что данная книга окажется в русле гиновских традиций. Они при этом сознавают, что детализация стратиграфических схем является важным, но не единственным направлением стратиграфии наступающего столетия.

Книга выходит в свет в знаменательный юбилей Горно-геологической службы России, которой исполняется 300 лет. В этой связи хочется сказать, что В.В. Меннер был одним из самых заметных деятелей российской геологии XX века. Он был ученым высочайшего уровня и одним из наиболее высокоуважаемых стратиграфов России и мира. Разносторонне образованный геолог, который всегда поддерживал новое в науке, талантливый исследователь и блестящий педагог, он вместе с тем был человеком широких интересов и культуры, высоконравственной личностью, ему были свойственны справедливость и достоинство, доброта и сочувствие. Владимир Васильевич остался в нашей памяти ярким представителем русской интеллигенции.

Хочется заключить это вступление словами поэта: "Не смейте забывать учителей, да будем мы достойны их усилий...".

Книга публикуется при поддержке Министерства природных ресурсов Российской Федерации и Российского геологического общества.

Раздел 1
Общие подходы к созданию дробных стратиграфических схем фанерозоя

1.1. Проблема детализации стратиграфических схем на фоне современных тенденций развития стратиграфии

Разбираются пути детализации стратиграфических схем фанерозоя с обращением к разным методам и приемам. Рассматривается детализация схем как на палеонтологических (биособытия, фенетика), так и на непалеонтологических данных (магнито-лито-цикло- и др. стратиграфия). Обосновывается возможность выделения инфразональных подразделений с диапазоном в тысячи лет.

Possibilities to elaborate more detailed stratigraphic schemes for the Phanerozoic by application of different methods and procedures are discussed. Refinement of the schemes can be achieved by using both paleontological (bioevents, phenetics) and nonpaleontological (magneto-litho-cyclo- and other stratigraphic) data. A possibility to distinguish infrazobnal units having a duration of thousand years is substantiated.

"Иметь в шкалах подразделения, длительность накопления которых измеряется десятками тысяч лет, а то и тысячелетиями – это слишком заманчивый приз для стратиграфов, чтобы кто-нибудь мог от него отказаться.".
В.В. Меннер (1991, с. 184)

За последние 100 лет стратиграфия в русле геологической науки прошла большой путь. Среди достигнутых результатов можно, в частности, упомянуть следующие (Гладенков, 1998).

(1) Была выявлена неоднородность Международной стратиграфической шкалы (МСШ) с ее тремя частями (докембрийской, фанерозойской и четвертичной); (2) определена уникальность фанерозойской шкалы, определившей методические и идейные основы стратиграфии в целом и достигшей ярусного и зонального расчленения; (3) показано, что из арсенала методов стратиграфии наибольшее значение имел и имеет биостратиграфический метод; (4) постоянно проходило совершенствование МСШ, уточнялся объем стратонов; (5) совершенствовалась стратиграфическая классификация и номенклатура; (6) в связи с использованием разных методов для расчленения разрезов стратоны получили комплексную характеристику; (7) шкала геологического времени достигла большой точности; (8) была показана важность составления региональных шкал; (9) стратиграфические шкалы (СШ) стали рассматриваться как отражение последовательностей геологических (в том числе биосферных) событий; (10) детализация шкал была одной из общих тенденций развития СШ.

Из всего перечисленного нас будет интересовать последнее – проблема детализации СШ. В этой проблеме имеются, видимо, несколько аспектов. Во-первых, следует выяснить, каков современный уровень расчленения древних толщ и нужна ли дальнейшая детализация СШ. Во-вторых, надо определить, имеются ли резервы для создания более дробных СШ и какие пути и методы здесь предпочтительнее. На эту тему несколько лет назад автор опубликовал специальную работу (Гладенков, 1995), некоторые положения которой представляется целесообразным еще раз повторить.

Зональная стратиграфия и ее совершенствование

Ряд аспектов, касающихся зональной и инфразональной стратиграфии был специально освещен несколько лет назад В.В. Меннером (Меннер, Гладенков, 1986). На парижской сессии Международного геологического конгресса в 1900 г. при утверждении стратиграфической шкалы ее самыми дробными единицами были приняты система и отдел. Таким образом, не только зоны, но и ярусы не

входили в разряд общих подразделений (они были отнесены к региональным единицам). Понадобилось семьдесят лет, чтобы сначала ярус, а потом зона (хронозона) были включены в общую шкалу. Шестидесятые и семидесятые годы были годами бескровной революции в стратиграфии – именно тогда относительно быстро были выделены зоны практически во всех системах фанерозоя (в палеозое – около 130, в мезозое – 145, в кайнозое – до 45 зон) (Гладенков, 1991). После этого зоны прочно вошли в геологическую практику, чему, в частности, способствовало глубоководное бурение, благодаря которому было показано, что зональные подразделения мезозоя и кайнозоя могут быть прослежены на громадной площади поверхности Земли (Тихий, Атлантический и Индийский океаны и многие континенты). Сейчас зона в стратиграфических кодексах некоторых стран (в том числе России) принимается в качестве самого мелкого подразделения общей стратиграфической шкалы. Появление в шкале зоны как дробной единицы, которая измеряется в диапазоне 0,2–3 млн лет (фантастическая дробность!), является крупнейшим достижением геологии, сравнимым, например, с изучением пород лунного грунта или разработкой гипотезы новой глобальной тектоники.

Однако ради справедливости следует отметить, что зоны не всегда относятся к подразделениям общей шкалы. Самой мелкой единицей шкалы в этом случае принимается ярус, а зона рассматривается как средство корреляции. Эта точка зрения принимается далеко не всеми, но она в определенной мере нашла отражение во втором издании Международного стратиграфического руководства (1994). Вместе с тем, как бы ни относиться к формальному статусу зон, большинство стратиграфов считает зональные категории чрезвычайно важными в построении и корреляции СШ и отводит им место среди операбильных в практике единиц как наиболее дробных.

Но здесь сразу же встает ряд вопросов: а что же дальше, можно ли сделать стратиграфические схемы более детальными, и нуждается ли практика в дальнейшей их детализации? Сразу отметим: геологическая практика уже давно проявляет заинтересованность в дробных стратиграфических схемах. В узком смысле детализация для стратиграфии в принципе – дело беспроигрышное. Ведь чем дробнее расчленение разрезов, тем большую ценность оно представляет для стратиграфии (Найдин, 1998), ибо на основе детального деления всегда можно образовать стратоны любого ранга. Дробные подразделения нужны, во-первых, для проведения крупномасштабного геокартирования и обработки данных бурения, во-вторых, для поисков ловушек углеводородов и других полезных ископаемых и, в-третьих, для построения детальных палеогеографических схем и более полного познания путей и механизмов эволюции биосферы. Наконец, что очень существенно, они играют серьезную роль в прогнозировании природных обстановок будущих столетий. В целом же детальная стратиграфия обещает внести существенный вклад в развитие многих фундаментальных направлений геологии, о чем многие почему-то забывают, но что действительно очень важно.

В работах последних десятилетий мы видим уже достаточно много успешных попыток детализировать стратиграфические схемы в разных частях шкалы на основе изучения различных палеонтологических групп с использованием разных приемов и пр. Так, Э. Кауффман (Kauffman, 1969) при изучении меловых толщ Северной Америки сумел на палеонтологической основе (моллюски) повысить детальность схем в несколько раз (в интервале времени 38 млн лет, по его мнению, можно выделить до 100 зон и границ высокого и 150 границ менее высокого доверительного уровня). Хорошо известен также пример расчленения среднего-верхнего ордовика Северной Америки, когда У. Свит (Sweet, 1984) смог выделить в 4–11 конодонтовых зонах до 80 дробных подразделений.

Интересный пример детального расчленения океанического неогена недавно дали Дж. Баррон с соавторами (Barron et al., 1985). Они в миоценовом интервале (около 20 млн лет) выделили 175 уровней появления и исчезновения планктонных форм, из которых 72 были сопоставлены с палеомагнитной шкалой. При этом принималась во внимание степень устойчивости не только отдельных уровней, но и их сочетаний. При подсчете временных интервалов, разделяющих упомянутые уровни, оказывается, что они по продолжительности равны сотням тысяч лет, т.е. вполне соизмеримы с объемом подразделений четвертичной системы. Сейчас уже предложены новые детальные схемы распространения отдельных таксонов (биозоны с точной привязкой их к временной и палеомагнитной шкалам). Такая дробная схема, например, была составлена по диатомовым неогена и использована в рейсе 145 проекта глубоководного бурения (см. статью А.Ю. Гладенкова).

Интерес к этим проблемам постоянно растет, и не случайно к ним уже обратились не только стратиграфы-теоретики, но и геологи-практики. В начале 90-х годов, например, в США и Канаде были проведены специальные совещания на эти темы. На основе данных бурения, каротажных и сейсмостратиграфических материалов обсуждались вопросы выделения дробных стратиграфических подразделений (продолжительностью до сотен тысяч лет и менее), а также выявления местных катастрофических событий и субглобальных эвстатических колебаний (некоторые из этих осцилляций, в частности четвертичного времени, связывают с гляциоэвстатикой, другие, видимо, не имеют таких связей, например, позднемеловые колебания, отмеченные в Австралии и Южной Африке). Был сделан вывод, что новые возможности геологических и, в частности нефтепоисковых работ лежат не

столько в новой технике, сколько в оптимальном применении всех доступных средств и методов (Armentrout, Perkins, 1991; Posamentier, Leckie, 1992).

На последних сессиях Международного геологического конгресса в Киото, Пекине и Рио-де-Жанейро в 1992, 1996 и 2000 гг. вопросы детализации стратиграфических схем разбирались также достаточно пристально. Не случайно им был посвящен целый ряд докладов, касающихся как новых приемов расчленения разрезов, в частности, на основе количественных и других методов, так и дробных палеогеографических реконструкций.

Вместе с тем геологическая практика отстает пока с анализом этого направления – недостаточно полно разобрана роль различных методов детализации, не обсуждена иерархия предлагаемых дробных подразделений и не проанализированы примеры удачного микростратиграфического расчленения. Между тем российская стратиграфия обладает в этом отношении исключительно богатым и интересным материалом.

Зоны и их типизация

Поскольку детализация стратиграфического расчленения касается зон, представляется целесообразным еще раз напомнить о типизации зональных единиц. Согласно "Стратиграфическому кодексу" России (1992), имеются два типа зон: собственно зона (хронозона) как единица стратиграфической шкалы, подчиненная ярусу, и лона (локальная зона), которая подчинена горизонту и является единицей региональной шкалы. Наличие этих типов зональных единиц определяет некоторую специфику инфразонального расчленения в каждом случае, хотя направленность его в общем сходная.

Как известно, в стратиграфической практике отдельных стран, зоны (хронозоны) в ряде случаев разделяются на подзоны, или зонулы. Обычно эти понятия достаточно условны (четкие дефиниции, как правило, отсутствуют), но из приводимых примеров и материалов следует, что под ними подразумеваются части зон, характеризующиеся определенными фациальными комплексами биоты и имеющие локальное, а не субглобальное распространение.

В отношении лон предпринимаются попытки расчленения на подлоны. Однако для этого обычно используются тоже не очень четкие признаки. В упомянутом кодексе на таксономический уровень лон выведены слои с географическим названием, выделяемые по особенностям литологии и(или) палеонтологического содержания.

Хронозоны и лоны относятся к основным стратиграфическим подразделениям комплексного обоснования. Но имеется целый ряд зональных категорий частного, биостратиграфического обоснования, которые относят к рангу специальных подразделений. Среди них выделяются биостратиграфическая зона, в которой могут быть обособлены подзоны, и слои с фауной (флорой) как вспомогательное подразделение. По палеонтологическим и стратиграфическим критериям биостратиграфические зоны могут быть представлены зонами разных видов, анализ и совокупность которых собственно и служит материалов для выделения хронозон и лон. К ним относятся: биозона (зона распространения таксона), зона совместного распространения, филозона, интервал-зона, эпибола (с максимумом частоты встречаемости таксона), комплексная зона и др. В ряде случаев именно их использование и может стать основой дробного членения зон или лон на отдельные части (например, в лоне может выделяться достаточно устойчивый уровень эпиболы, который разделит ее на две или несколько частей). Это относится в первую очередь к тем зональным единицам, которые по ареалу распространения представляют провинциальные или местные зоны. Именно в палеогеографической провинции или даже области, часто отвечающим древним бассейнам седиментации с их спецификой геологического развития (определенная степень замкнутости бассейна, смена характера седиментации в нем, изменение глубины и т.п.), выявление различных уровней и реперов, отраженных в самой специфике биостратиграфических зон, является весьма реальной процедурой стратиграфических исследований нынешнего дня.

Проблема детализации

При создании детальных стратиграфических шкал всегда встают несколько злободневных вопросов: (1) методы и приемы, которые реально могут быть использованы в этой работе, (2) пространственный масштаб применения выделенных дробных единиц и, наконец, (3) их временная продолжительность и точность в стратиграфии. Напомним, что о геологическом времени самую важную информацию дает изучение линейно однонаправленных необратимых процессов, которые исследуются двумя методами. Во-первых, это изотопный метод, основанный на радиоактивном распаде атомов, и, во-вторых, палеонтологический метод, базирующийся на развитии органического мира. Именно с помощью этих методов, несмотря на большие погрешности первого и относительность временных датировок второго, и создается тот самый каркас геохронологической шкалы и намечаются те самые хроны, которые используются геологической практикой. Эти методы могут дополняться другими, связанными, например, с изучением ритмично-периодических процессов, которые отражаются в седиментационных циклах, ленточных глинах и пр. Правда, эти данные, как и литосейсмо- и палеомагнитные материалы не несут "временной" информации, которая поставляется

изотопными и палеонтологическими методами. Хотя, конечно, они часто бывают важными для корреляций, когда эти реперы прикреплены к действительно временной шкале.

Пути детализации стратиграфических схем

Как указывалось выше, геологическая практика уже сегодня намечает реальные пути детализации стратиграфического расчленения. Один из них – использование палеонтологического метода, другой – некоторых непалеонтологических методов. Мы более полно коснемся первого и менее объемно – вторых.

Палеонтологический метод и инфразональность

Выше уже говорилось о некоторых возможностях расчленения зон (хронозон) и лон путем использования разных типов биостратиграфических зон. Сейчас хотелось бы обратить внимание на то, что они, как и другие палеонтологические реперы, служат отражением ("следами") определенных геологических явлений. Что может расширить арсенал палеонтологических средств, используемых для выявления следов (или "сигналов") этих событий?

Во-первых, можно использовать ряд новых палеонтологических групп. Этот процесс пополнения арсенала древних групп идет непрерывно (достаточно вспомнить появление в практике последних десятилетий конодонтов, наннопланктона, диноцист и т.п.), что дало громадный материал для совершенствования зональной стратиграфии. Во-вторых, возможна разработка новых приемов биостратиграфического расчленения и совершенствование традиционных методов. В-третьих, возможен пересмотр наших представлений о морфологии и таксономии отдельных палеонтологических групп, что может привести к совершенно другой интерпретации биостратиграфических данных.

Первое положение не требует, видимо, особых разъяснений. Поэтому остановимся на двух последних.

Приемы детализации на палеонтологической основе

Биособытия. Нами ранее указывалось, что в принципе любые дискретные явления развития органического мира, запечатленные в геологической летописи, могут использоваться для детализации расчленения древних толщ. Здесь важно установить и выбрать соответствующий масштаб явления. Вслед за П.И. Гретнером (1986) можно, например, считать, что событие (и не только биотическое) должно составлять 1/100 рассматриваемого промежутка времени. Для одного геологического периода к таковым будут относиться явления продолжительностью в сотни тысяч лет. Однако для нас важными будут все события, которые по времени являются "более дробными", чем зональные категории и соответствуют каким-то отдельным их частям (в том числе внутризональным реперам).

Существуют разные классификации биособытий. Одна из них дана Э. Кауффманом (Kauffman, 1986) и включает восемь типов событий: 1 – события прерывистой эволюции (скачкообразное появление нового таксона видового ранга), 2 – популяционные взрывы, 3 – кратковременное увеличение продуктивности бассейна, 4 – иммиграция и эмиграция, 5 – экологические события (резкие и существенные изменения структуры биосообществ), 6 – региональная колонизация (заселение незанятых биотопов), 7 – массовая гибель (из-за действия абиотических факторов), 8 – массовые вымирания (исчезновение более 50% таксонов в глобальном масштабе в относительно короткое время). Любое из этих биособытий может оставить соответствующий след и использоваться при детализации.

Политаксонное расчленение. В последние годы практическое расчленение зон идет разными путями. Один из них связан с повышением степени изученности зон (вместо одной зоны могут быть выделены две, три и т.п. единицы). Другой путь расчленения связан с использованием одновременно разных палеонтологических групп. Опыт показывает, что в пределах отдельных зон, выделенных по какой-либо одной группе с помощью более детального изучения тех или иных остатков, удается вычленить новые, более дробные зоны или внутри них отметить рубежи, обеспеченные границами, которые намечены по другим группам.

Датированные уровни-датум-плейны и интердаты. В литературе последних лет значительное место уделяется анализу уровней появления и исчезновения в разрезе тех или иных таксонов. Их использование часто помогает существенно детализировать зональные схемы, ибо внутри зон появляется ряд последовательных реперов, разбивающих зоны на отдельные части.

Если датированные уровни (датум-плейны) уже широко вошли в жизнь, то слои, заключенные между ними, пока обычно не наименованы, хотя делались предложения называть их "датированными интервалами", или "интердатами" (interdat) (Меннер, Гладенков, 1986). Их анализ показывает, что в отдельных случаях они смыкаются, а в других – нет, но это часто в значительной мере зависит, видимо, от детальности проработки материала. Возможно, некоторые из них (или их "блоки") будут прослеживаться на широких площадях, другие только в определенных поясах и провинциях. Зада-

ча сейчас состоит в том, чтобы создавать банк этих уровней и интердатов для дальнейшей проверки их устойчивости (последовательность, выдержанность и пр.) и использования в практике.

Новые представления о таксономии палеонтологических групп. Фенетика

Определенный резерв для детализации расчленения древних толщ заключается в развитии новых представлений и пересмотре старых воззрений на морфологию и таксономию древних организмов. Появление новой техники (сканирующего микроскопа и пр.), позволившее в новом ракурсе изучить внутреннее строение, например, панцирей диатомей, скелетов радиолярий, раковин моллюсков и др., заставляет в ряде случаев пересматривать таксономические классификации, изменять родовые и видовые признаки, выделять новые таксоны. Это направление исследований, наряду с внедрением количественных методов, стимулированных использованием компьютеров, ведет, можно сказать без преувеличения, к новому этапу изучения биоты. Появляется реальная возможность пересмотра объемов таксонов (прежде всего видов), к которым мы привыкли, перехода к выделению новых, более дробных таксонов и, следовательно, к обозначению дополнительных рубежей расчленения древних толщ.

Это хорошо видно на примерах внедрения фенетики. Если палеонтолог имеет большие серии ископаемых остатков, которые представляют палеопопуляцию, он, применяя современные методы статистической обработки, может выявить многие особенности изменчивости видовых категорий. С помощью анализа изменчивости признаков, особенно дискретных (фенов), фиксируемых во времени и пространстве, можно в ряде случаев наметить ход микроэволюционного процесса и его стадийность. Палеонтологический материал, собранный представительно и послойно, – уникальная в этом отношении документальная запись природного эксперимента, протекавшего сотни тысяч и миллионы лет. В этом материале порой можно найти отражение начальных этапов развития видов, их расцвета и вымирания или образования новых видов. На этом основании представляется возможным наметить и выделить сменяющиеся в разрезах формы палеопопуляций, на которые редко кто обращает внимание, ибо они, как обычно считается, укладываются в рамки видовой изменчивости. В.А. Красилов (1980) предложил, в частности, выделять фенозоны как подразделения, характеризуемые состояниями морфологических признаков. К сожалению, это направление не получило еще широкого развития, но с введением в практику математических методик оно может обнаружить значительные резервы в тонкой идентификации ископаемых форм, что, в свою очередь, даст основу для изучения дополнительных уровней и реперов внутри горизонтов и зон разного масштаба.

Возможно, перспективным для детальной стратиграфии окажется выделение морф и морфотипов (внутри отдельных видов), сменяющих друг друга во времени. Из литературы уже известны достаточно многочисленные примеры "дробления" видов на этой основе.

В целом, дальнейшая детализация на палеонтологической основе в значительной мере должна быть ориентирована на использование достижений биологических наук – генетики, биохимии, экологии и биогеографии. При этом важное место будет принадлежать экостратиграфии с широким привлечением палеопопуляционного анализа. Уже имеется опыт использования хемофоссилий (в виде следов аминокислот) для выделения маркирующих уровней.

Инфразональное расчленение непалеонтологическими методами

В данном разделе речь пойдет о реперах, возникновение которых связано с абиотическими событиями прошлого. Обнаружение таких маркеров внутри зон позволяет реально расчленять последние, и задача состоит в том, чтобы оценить временной объем этих маркеров и определить их точное стратиграфическое положение и пространственный масштаб. Если зоны обычно соответствуют временным отрезкам в 0,2–3 млн лет, то внутризональные маркеры, естественно, должны быть более "короткими". Кратко напомним о некоторых из них (подробная их характеристика дана в других статьях (Гладенков, 1995).

Палеомагнитные реперы. К ним относятся субзоны, микрозоны, инверсии, экскурсы, которые оцениваются во времени от 0,5 млн до нескольких тысяч лет.

Литологические реперы. Они обычно используются в региональном или в межрегиональном масштабе (пепловые прослои, бентонитовые прослои, керагентинеральные ламины, черные сланцы, инундиты (отложения высоких приливов), гомогениты (слои с гомогенной структурой), сейсмиты, ракушняки, слои с определенным набором или высокой концентрацией тех или иных минералов, например, пачки с минералами платиновой группы и т.п.). В ряде случаев удается выделять также ископаемые почвы и педологические горизонты.

Геохимические реперы. Выявление в разрезах повышенных или пониженных концентраций отдельных химических элементов и границ, отмечаемых резкими перепадами этих концентраций, в ряде случаев может помочь в расчленении осадочных толщ (прежде всего в региональном масштабе).

Перерывы. Имеются в виду седиментационные перерывы, короткие по времени (менее 0,5 млн лет).

Палеоэкологические реперы. В региональном масштабе изменения в характере слоистости, как и смена палеоэкологических группировок в разрезах и характер захороненения остатков, – все это в той или иной мере тоже может использоваться в качестве маркеров. Сейчас обращается особое внимание на поиск следов экосистемных перестроек разного масштаба. Поскольку самым чутким элементов таких систем является биота, и именно она прежде всего фиксирует те или иные абиотические изменения, то ее смена (прежде всего доминантов) в разрезах часто служит хорошим маркером.

Сейчас делаются попытки наметить специфическую номенклатуру и классификацию, которая могла бы использоваться в экостратиграфии. Так, по В.А. Красилову (1980), основными единицами стратиграфической классификации могли бы быть экозоны, характеризуемые состояниями сообществ. Их последовательности, как можно думать, поддаются каузальному анализу, но все же на практике из-за недостаточной разработки их характеристик и признаков выделения они не вошли в широкий обиход геологов, растворяясь в традиционных зонах и других стратиграфических единицах. Хотя в ряде случаев уже удается показать, что отдельные экозоны являются реальными подразделениями и более дробными, чем традиционные зоны.

Палеоклиматологические реперы. Сейчас особенно популярными стали реперы, связанные с палеоклиматическими событиями. В последние годы для маркировки климатических колебаний широко используются изотопные ярусы 10–80 тыс. лет Известны системы подразделений, специально выработанные для четвертичных отложений на климатостратиграфической основе. В российском Стратиграфическом кодексе 1992 г. среди общих подразделений на этой базе выделены в нисходящем порядке: раздел, звено и ступень, среди региональных рекомендованы: климатолит, стадиал и наслой. Некоторые из них пробуют выделять в других системах фанерозоя. Временная продолжительность этих подразделений от тысяч или десятков тысяч до сотен тысяч лет.

Цикличные реперы. В последние годы делаются попытки напрямую оценить временную сущность циклотем и ритмов разного класса с учетом изотопных данных определения возраста горных пород, материалов по скорости осадконакопления и пр. Получены, в частности, расчеты о продолжительности отдельных циклов (от нескольких десятков до сотен тысяч лет). В ряде случаев выявление мелких циклов реализуется в астростратиграфии.

Сейсмостратиграфические и эвстатические реперы. Выявленные седиментационные циклы в осадках тех или иных древних бассейнов, обязанные своим происхождением осцилляциям уровня моря разного масштаба, получили сейчас оценку в единицах геологического времени (от миллионов лет до тысячелетий и сотен тысяч лет). Помимо этого, широко используются сейсмогоризонты и другие подразделения и маркеры, выявленные в последнее время сейсмостратиграфией (см. статью Гладенкова и Шлезингера).

Иерархия дробных подразделений

Вопрос об иерархии инфразональных единиц одновременно и простой и сложный. Простой – потому что в практике уже давно используются те или иные подразделения свободного пользования. Сложный – потому что нет единого подхода к их классификации, подобного тому, который выработан для более крупных единиц. Как показывает накопленный опыт, наиболее часто используются дробные подразделения местного масштаба, выделенные на литологической основе. В Стратиграфическом кодексе среди них рекомендуются следующие единицы: толща–пачка–пласт–маркирующий горизонт. Но оценка их возраста и соотношение с подразделениями, выделяемыми другими методами, пока не обсуждаются.

Признавая цикличность геологических явлений объективной реальностью, можно думать, что в ходе необратимого поступательного развития, связанного с космическими процессами, эволюцией земной коры и земных оболочек, происходили периодические изменения процессов различного характера и ранга. С этой точки зрения климато- и циклостратиграфические категории, возможно, отражают разные стороны геологических процессов в развитии земных оболочек. И, естественно, крайне заманчиво как-то связать седиментационно-циклические и климатостратиграфические категории и вывести их на какие-то параллельные ряды подразделений. Конечно, сделать это непросто, хотя нельзя исключить, что во многих случаях единицы двух названных категорий есть проявления одних и тех же геологических процессов (или процессов, скажем осторожнее, обусловленных тесными причинными связями). В хроностратиграфической шкале они могут занимать одинаковое место, хотя это пока не доказано во всех случаях и каждый раз требует своего подтверждения. В середине 80-х годов В.В. Меннером и автором (Меннер, Гладенков, 1986) была сделана попытка построить два параллельных ряда таких стратиграфических единиц: с одной стороны, циклостратиграфических, с другой, – климатостратиграфических, как подразделений частного обоснования. Вместе с тем была намечена и третья категория – общие микростратиграфические единицы (с идеей их комплексного обоснования), которые отражают в общем виде главные особенности формирования осадочных толщ. Они как бы суммируют или вбирают в себя подразделения вышеназванных типов

и являются поэтому в определенной мере результатирующими. При этом они могут выделяться даже тогда, когда цикло- или климатостратиграфичность выражается в древних толщах не очень ясно (хотя определенная последовательность и ранговость подразделений в целом проявляются) или когда часть этих единиц коррелируется лишь с единичными цикло- или климатостратиграфическими категориями.

Инфразональность и практика

Как же на практике используются идеи микростратиграфии? Помимо перечисленных выше примеров, сошлемся на опыт изучения неогена Камчатско-Сахалинского региона. Этот регион представляет собой весьма сложный геологический объект, расположенный в переходной зоне от Тихого океана к Азиатскому материку (в его северо-восточной части). Для зоны в целом характерны отложения геосинклинального типа: с большой мощностью, сложной латеральной изменчивостью, наличием вулканических толщ и пр. Послойное изучение моллюсков, фораминифер и диатомовых из неогена Восточной Камчатки, дополненное палеомагнитными и изотопными данными, позволило наметить более дробную схему расчленения развитых здесь осадочных толщ (Гладенков, 1994). При анализе палеонтологических остатков принимались во внимание: общее число видов в каждом слое, доминанты, впервые появившиеся и исчезающие формы (датум-плейны), процент вымерших таксонов, палеоэкологическая и палеогеографическая принадлежность видов, процент эндемиков и пр. Такой подход позволил осуществить дробное пара- и орторасчленение с использованием, с одной стороны, бентосных, а с другой – планктонных групп. В этом случае фактически использовалось политаксонное расчленение, основанное на применении данных по стратиграфическому анализу разных групп (моллюсков и фораминифер, в частности), которые, дополняя друг друга, делают схемы не только дробнее, но и достовернее.

В пределах 6–7 горизонтов неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский), соответствующих 14 диатомовым зонам, были выделены 42 слоя по моллюскам (м) и 21 по фораминиферам (ф). Они объединены соответственно в 15 и 9 пачек с фауной. Многие границы слоев и пачек, намеченных, с одной стороны, по (м), с другой – по (ф), хорошо совпадают. Совокупность таких слоев и пачек, выделенных по раным группам, позволяет давать многим подразделениям суммарную или комплексную палеонтологическую характеристику. Временная продолжительность слоев составляет 0,03–0,09 млн лет, пачек – 0,12–0,35 млн лет. Эта продолжительность рассчитана с учетом палеомагнитных данных, изотопных датировок, изохрон, маркирующих границы диатомовых зон, и скорости накопления неогеновых осадков. Помимо границ слоев и пачек для расчленения разреза можно использовать еще до 15 дополнительных уровней разной доверительности, которые маркируют появление отдельных таксонов в толщах. К маркерам можно также отнести дополнительно уровни палеомагнитных инверсий (более 20 в верхней части разреза), прослои пепловых туфов (до 13–15), перерывы (6 относительно крупных) и т.п. В результате каждая пачка получает сопряженную характеристику за счет не только палеонтологических, но и других признаков (литологических, магнитных и пр.) (рис. 1.1.1).

Подобные слои с моллюсками и фораминиферами были намечены в неогене Западной и Северо-Восточной Камчатки. Многие из этих слоев при высоком коэффициенте устойчивости и, что очень важно, одинаковой последовательности (сочетание "устойчивости" и "одинаковой последовательности" является объективным показателем реальности слоев) прослежены на Камчатке на 600–800 км. Некоторые из них, как и пачки, отмечаются на Сахалине и Аляске.

В результате удалось получить детальные стратиграфические схемы, уже использующиеся при геологическом картировании, и перейти к дробным расшифровкам палеогеографических событий.

Система стратиграфически сменяющихся маркеров (ССМ) и календари событий

Опыт стратиграфических исследований последних лет уже сейчас дает многочисленные примеры успешного инфразонального расчленения древних толщ. С одной стороны, этому помогает выделение нескольких типов дробных подразделений внутри зон и лон (слои с фауной, циклы высокого порядка, палеоклиматические единицы и пр.), с другой, – этому способствует выявление внутри зон различных маркеров, с помощью которых удается подразделять зоны на две или несколько частей (табл. 1). При этом в каждом случае можно осуществить переход к обособлению этих частей, применяя соответствующие названия (например, нижняя и верхняя части, или подтуфовая и надтуфовая части зоны, положительно или отрицательно намагниченная часть зоны и т.д.) и разрабатывая номенклатуру не только в местном, но и более широком масштабе. В принципе, с помощью любых двух маркеров линейного характера внутри хронозоны можно выделять дробные объемные ее части (типа микрогоризонта, интердата и др.). Вышеизложенное свидетельствует, что инфразональность во многих случаях уже достаточно хорошо обеспечена.

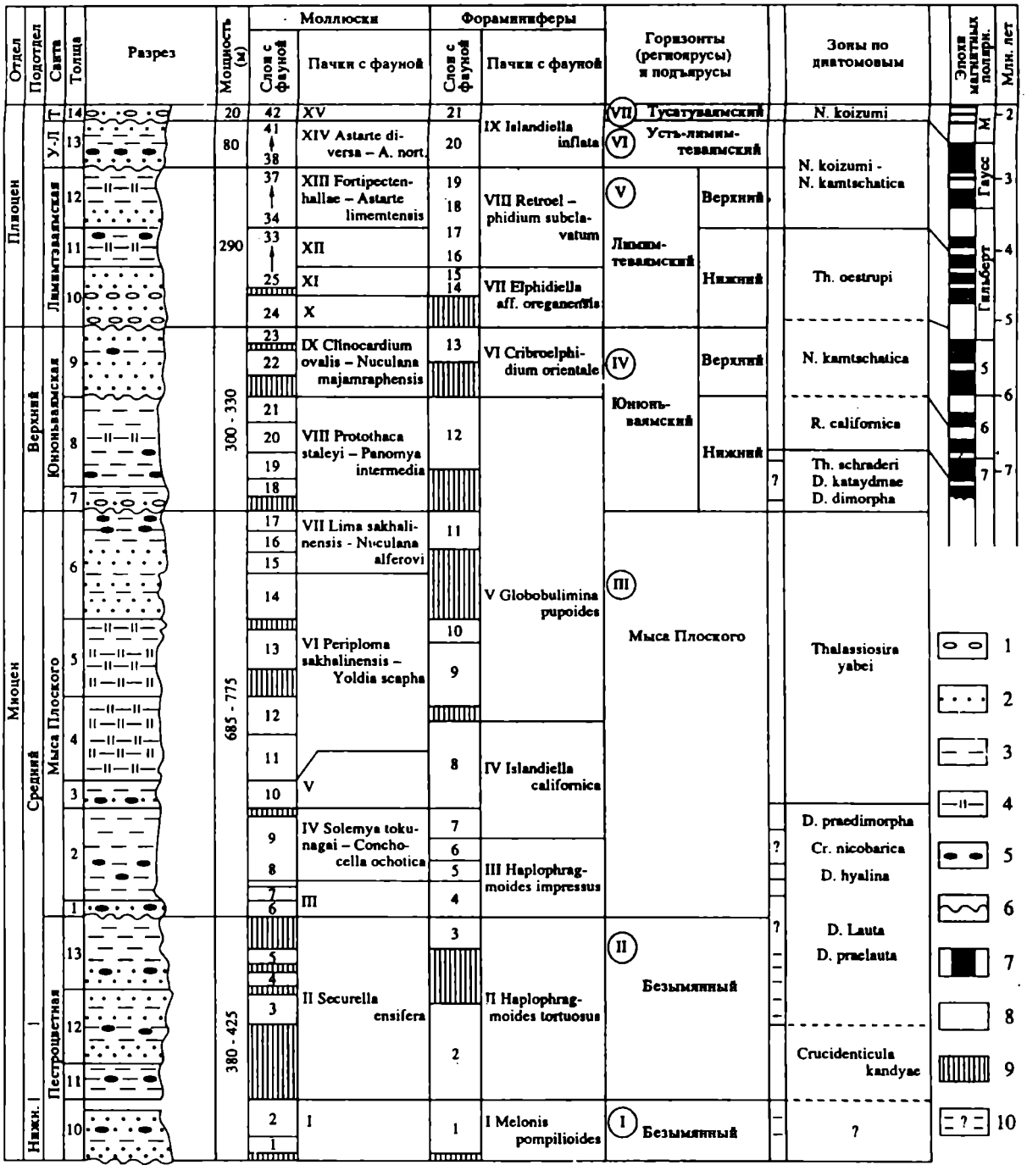


Рис. 1.1.1. Горизонты, зоны, слои и пачки с фауной неогена о-ва Карагинского (Гладенков, 1994)

1 – конгломераты; 2 - песчаники; 3 – алевролиты, аргилиты; 4 – диатомиты; 5 – конкреции; 6 – перерывы и размывы; 7,8 – магнитная полярность: 7 – прямая, 8 – обратная; 9 – интерслои; 10 – отсутствие зональных комплексов. У-Л – усть-лимимтеваямская толща; Т – тусатуваямские слои; М – Матуяма.

I–XV – пачки с моллюсками: I – Hiatella pleshacovi – Pseudoliomesus praenassula, III – Mya karaginskiensis, V – Shavodrilla kamtchatica – Turcicula asawanoensis maxima, X – Panomya trapezoidis – Yoldia ochotensis, XI – Fortipecten kenyoshiensis, XII – Filgoraria microsculptata – Plicifusus karaginskiensis, XV – Mytilus declivis – Clinocarbium subcostalis. N – Neodenticula, R – Rouxia, D – Denticulopsis.

Таблица 1. Система стратиграфически сменяющихся маркеров (ССМ)

Подразделения стратиграфических шкал	Маркеры							
	биотические	палеомагнитные	литологические	седимент. перерывы	палеоэкологические	палеоклиматические	циклические	эвстатические
12								
11								
10								
9								
Зоны 8								
Лоны 7								
(0.2 - 3 6								
млн. лет) 5								
4								
3								
2								
1								
0								

• Отметки (даты) календаря геологических событий.

Вместе с тем надо реально представлять себе, что микростратиграфические единицы выводить из-под ранга провинциальных надо очень осторожно, ибо практика предоставляет достоверные примеры их успешного использования в основном только в региональном масштабе. Тем не менее, некоторые подразделения используются уже и в глобальном масштабе (палеомагнитные зоны и эпизоды, палеоклиматические оптимумы, эвстатические циклы и пр.).

Суммируя данные по инфразональным единицам и внутризональным реперам разного происхождения, можно сказать, что они часто отражают кратковременные, скачкообразные или спазматические события (отсюда собственно и появилась сигнальная, или событийная, стратиграфия). Большинство из них фиксируются как региональные и местные (отдельные бассейны, провинции), но намечаются и субглобальные (океаны, континенты). В ряде случаев разные реперы совпадают во времени (палеоклиматические – эвстатические и др.), но весьма часты случаи их несовпадения (например, литологические – биотические – палеомагнитные и т.п.), и это увеличивает количество маркеров в той или иной зоне.

Конечно, к применению реперов необходимо относиться с позиций здравого смысла: надо объективно оценивать их реальность, практическую применимость (узнаваемость, прослеживаемость) и соотношение во времени и пространстве (устойчивость стратиграфического положения относительно друг друга, пространственное распространение и взаимозаменяемость). Особое внимание следует уделить практическому выявлению таких маркеров именно в зонах, т.е. в пределах определенных возрастных рамок. Сменяемость (или подставление) одних признаков другими признаками в разрезах горных пород – это объективная реальность, которая не должна остаться без должного внимания со стороны стратиграфов. Фактически речь идет о составлении и использовании календаря кратковременных геологических событий, распознавании их следов и определения их точного стратиграфического положения внутри хронозон.

Таким образом, можно сделать вывод, что для детализации стратиграфических схем следует шире использовать систему стратиграфически сменяющихся маркеров (для краткости ССМ), отражающих кратковременные геологические события. Практически каждая ССМ имеет свою дробность и пространственный масштаб. Естественно, в случае создания местной и региональной стратиграфической схемы насыщенность ССМ будет выше, чем при разработке межрегиональных и субглобальных шкал. Поиски реперов, связывающих ССМ, чрезвычайно важны для практической стратиграфии.

Об одной концепции стратиграфии

В связи с тем что значительное внимание выше было уделено стратиграфическим маркерам, специально остановимся на теме, в определенной мере связанной с применением специфических реперов – концепции "золотых гвоздей" в стратиграфии. Она возникла в 80-е годы (Cowie et al., 1986) в связи с потребностью совершенствования корреляций

стратиграфических единиц Международной стратиграфической шкалы (МСШ) и региональных подразделений. Руководство Международной стратиграфической комиссии (ICS) стало на позиции концепции GSSP (Global Stratotype Section and Point), согласно которой стратиграфические границы можно фиксировать в разрезах точками ("золотыми гвоздями") и собственно эта процедура как бы становится основной в стратиграфических исследованиях, ибо дальше вся работа сводится к прослеживанию соответствующих хрон в разрезах разных регионов. Эта концепция не встретила активного возражения и до сих пор продолжает оставаться флагом ICS. Некоторые геологи даже стали предлагать переориентировать в будущем стратиграфию в этом направлении, видя в выделении "гвоздей", видимо, основную цель стратиграфии.

Вместе с тем ряд специалистов-стратиграфов (прежде всего по фанерозою) обратили внимание на методологические слабости этой концепции (Найдин, 1998; Gladenkov, 1998 и др.). Так, в статье Д.П. Найдина дан аргументированный разбор концепции GSSP в связи с рассмотрением проблемы стратотипа в стратиграфии. В конце 30-х годов независимо друг от друга Н.П. Герасимов и Х. Хедберг предложили концепцию стратотипа (эталонного разреза для сравнения) в стратиграфии. В значительной мере ее возникновение отражало необходимость в согласованном подходе к анализу разнообразных стратиграфических материалов и их корреляции как в региональном, так и глобальном масштабе. Естественно, что это потребовало совершенствование методов корреляции. Постепенно, однако, объектом сопоставления стали не столько стратоны, сколько их границы, что привело практически к повышенному и даже временами преимущественному изучению границ подразделений. Во всяком случае призывы к этому сохранялись к середине 80-х годов, что и нашло отражение во мнении ряда членов ICS. В принципе изучать границы, конечно, полезно, но вот делать из этого "концепцию", да еще перестраивать под это стратиграфию кажется по крайней мере спорным и даже методически неверным.

Представляется, что стратиграфия не может быть наукой преимущественно о границах стратонов. Она, как и прежде, должна заниматься расчленением древних толщ с геоисторической и хронологической точек зрения. А это предполагает изучение прежде всего стратонов, в котором – как части этого процесса – находится место, естественно, и для изучения границ.

Ниже мы попробуем обозначить разные подходы к стратиграфическим исследованиям, которые следуют из концепции "золотых гвоздей" (a) и концепции выделения стратиграфических подразделений как историко-геологических единиц (b). Рассмотрим эти концепции в различных стратиграфическим аспектах.

1. Цель стратиграфических работ.

a) Выделение границ стратонов считается главным направлением исследования.

b) Главное – это расчленение древних толщ с исторической и геохронологической точки зрения на стратоны разного масштаба. На этой основе строятся МСШ и региональные шкалы.

2. Отношение к геологическому времени.

a) Фактически время здесь не исследуется, т.к. границы стратонов соответствуют лишь кратковременным эпизодам геологической истории. Границы не смыкаются, и этим все сказано.

b) Анализируется все время геологической истории осадочной оболочки Земли, т.к. стратоны МСШ смыкаются.

3. Отношение к МСШ.

a) МСШ фактически считается абстрактной линейкой.

b) МСШ – это отражение историко-геологической этапности стратисферы, т.е. эта шкала имеет, по словам Д.П. Найдина (1998), качественную, а не только размерную природу.

4. Отношение к региональным схемам.

a) Эти схемы фактически выпадают из стратиграфии, т.к. региональные стратоны не нужны при трассировании хроны того или иного "золотого гвоздя" (это, видимо, и есть в крайнем выражении "хроностратиграфия").

b) Региональные схемы занимают важное место в стратиграфических исследованиях – именно в них отражаются особенности геологического развития различных регионов.

5. Отношение к методам стратиграфических исследований.

a) Преувеличивается роль методов "точных наук", хотя их точность определяется степенью корректности привязки прежде всего к биостратиграфическому каркасу (Найдин, 1998).

b) Упор делается на палеонтологический метод (прежде всего, конечно, для фанерозоя) в рамках комплексного использования разных методов, многие из которых важны для корреляции стратиграфических шкал и схем. При этом не следует забывать, что информация о собственно времени сменяющихся событий поставляется практически двумя методами – палеонтологическим и радиометрическим, ибо только они базируются на необратимых и направленных геологических процессах (остальные методы используются обычно для расчленения и корреляции в рамках стратиграфической схемы и без этой схемы не могут "определять" относительное и абсолютное время самостоятельно).

6. Отношение к событийной стратиграфии (СС).

a) Проведение границ стратонов фактически является частным случаем СС.

b) Событийная стратиграфия, которая базируется на маркерах, отражающих кратковременные события прошлого, используется в расчленении разрезов и корреляционных целях по всех шкале, а не только для проведения границ подразделений.

7 Отношение к истории развития органического мира.

a) Эта история анализируется только на границах стратонов, т.е. на отдельных "линиях" (или вблизи них) стратиграфических шкал. Основная часть истории остается вне внимания.

b) История органического мира подвергается анализу во всем объеме – с учетом как спокойных, так и переломных периодов развития тех или иных таксонов и сообществ. Именно это позволяет намечать удобные границы, используя сравнительный материал по всем группам в каждой части шкалы.

8. Отношение к истории развития стратисферы.

a) Естественно, что на деле эта проблема здесь не обсуждается.

b) Расшифровка истории осадочной оболочки является одной из приоритетных задач. Выявление этапности этой истории представляется важной в связи с тем, что совместно анализируются данные как по биотическим, так и абиотическим событиям.

9. Отношение к биогеографическому обоснованию биостратиграфических сопоставлений.

a) Обычно дело сводится к пассивному использованию палинспастических моделей.

b) Палеогеографические и палеобиогеографические данные считаются исключительно важными для создания глобальных и региональных шкал (с учетом анализа ареалов тех или иных таксонов и сообществ). Они же важны для понимания корректности местных и региональных схем, определения их реальной масштабности.

10. Отношение к стратиграфической классификации (расчленению) и иерархии стратонов.

a) Фактически никакая классификация не обсуждается. Иногда затрагивается вопрос о разных рангах границ стратонов.

b) Вопрос о ранговости и иерархии стратиграфических подразделений является одним из важных.

Заметим, что к докембрию концепция "золотых гвоздей" вообще неприменима, т.к. трудно представить себе границу стратона в разрезе, которая "измеряется" в десятках миллионов лет (ведь допустимая ошибка при определении временной продолжительности границы здесь, в отличие от фанерозойских границ, достигает 25–50 и даже 100 млн лет). Это какой же толщины "гвоздь" или "костыль") должен быть вбит при маркировании таких границ? И может ли такой гвоздь относиться к разряду золотых?

Наверное, можно и дальше продолжать находить отличия в подходах к стратиграфическим проблемам двух выше указанных концепций. Но мы ограничимся перечисленными и дополнительно отметим лишь два момента. Во-первых, из изложенного следует, что направление "золотых гвоздей" не может в принципе считаться концепцией в стратиграфии. В лучшем случае, это одна из технологий стратиграфической работы без определенной методической (идейной) основы. Она полезна для практики, но только в рамках той деятельности, которая не претендует на обособление в качестве концепции, являясь частью геоисторической концепции.

Во-вторых, появление "концепции GSSP" можно объяснить следующим. Видимо, кто-то посчитал, что выделение стратонов МСШ в целом завершено и надо только уточнить их границы. Здесь был использован в явном или скрытом виде принцип удобства. На основе использования ортостратиграфических групп удалось во многих случаях действительно уточнить границы стратонов и рекомендовать их ICS для утверждения. Как-то незаметно внимание стало сосредоточиваться именно на границах, хотя вопрос о ряде стратонов (например, перми и карбона) заслуживал специального изучения и более широкого обсуждения. И здесь плохую роль сыграла спешка. Почему-то ICS призвала быстро решить все проблемы (со стратонами и границами), часто игнорируя то обстоятельство, что их научное обоснование далеко не всегда обеспечено. К тому же здесь стал накладываться человеческий и даже "патриотический" фактор – в ряде случаев главы подкомиссий ICS (а местами – руководители региональных стратиграфических комитетов) стали решать многие вопросы без должной проработки спорных материалов, стараясь обеспечить быстрый результат. Практически создавались маленькие "мафии", проводящие свою линию в определенных решениях. Конечно, проводились голосования членов тех или иных подкомиссий или региональных комитетов, но если в ряде случаев вопросы действительно согласовывались, то в других – это выглядело формально-поверхностной процедурой, в спешке о научном решении проблем забывалось. А ведь согласование – это прежде всего признание стратиграфами бесспорной убедительности и доказательности имеющихся материалов по проблеме выделения стратонов и их границ, нельзя голосовать, если надо выбирать, например, границу из двух плохих вариантов. Целесообразнее провести новые исследования, а потом уже принимать решения и наметить действительно доказательную и удобную границу. Конечно, на это уходят годы, но зато результат достигнут.

Далеко не секрет, что некоторые границы, принимаемые в спешке, остаются вещью в себе, т.к. для их обоснования используются иногда лишь отдельные таксоны биоты, которые бывают плохо изученными и представленными весьма немногочисленно. К тому же их "устойчивость" в стратиграфической колонке остается далеко не проверенной в субглобальном масштабе.

Привлекая еще раз внимание к проблеме "концепции золотых гвоздей", автор не считает ее слишком уж "опасной". Возможно это внимание покажется кому-то преувеличенным. Однако отмахнуться от этой проблемы совсем нельзя и обозначить свою позицию по возникшему спорному

вопросу стратиграфической практики представляется целесообразным. Во всяком случае процедуру выделения "золотых гвоздей" нельзя считать основной в стратиграфических изысканиях.

Заключение

Геологи все больше осознают, что в XXI веке практика будет остро нуждаться в стратиграфических схемах нового поколения – более детальных и более событийных. Можно думать, что комплексное использование разных методов, появление новых приемов стратиграфического анализа приведет к существенному перевооружению стратиграфии и обеспечит ее микростратиграфическую направленность. Подобное случилось, например, в 60-х годах с сейсмостратиграфией, когда после технического перевооружения сейсмического метода появилась возможность выделять на временных разрезах не только "сильные", но и "слабые" границы (соответственно с перепадом акустической жесткости 10–50 и 2–3%), что позволило намечать не одну границу на 1 км глубины, а гораздо больше – через каждые 50–100 м и чаще. Таким образом, не выходя за рамки классической стратиграфии с ее геоисторической концепцией, геологическая практика будет все больше использовать инфразональную стратиграфию. И это будет означать не просто сдвиг в сторону формального выделения более дробных подразделений, что можно рассматривать как простое увеличение числа стратиграфических единиц, а как качественный скачок в развитии стратиграфии, т.к. потребует и решительного совершенствования методической базы, и изменения отношения к выделению стратонов с их границами, и нового подхода к расшифровке геологических событий и выявлению не только макро-, но и микроэтапности эволюции биосферы.

Возможно, микростратиграфия в XXI веке будет востребована геологической практикой в полном объеме не сразу, ибо стратиграфия (прежде всего биостратиграфия) в какой-то мере обогнала, например, практические запросы геокартирования, остановившегося в целом на среднемасштабном уровне. Однако для фундаментальных наук и прежде всего понимания биосферных преобразований разного масштаба, их тренда и динамики, детальная стратиграфия может представить исключительно важный материал. Переоценить его трудно, ибо именно он создает основу реальных расшифровок эволюции верхних оболочек Земли, включая био-лито-гидро- и атмо- сферы. Невнимание к нему может привести к определенному застою в этих исследованиях, оставляя их на уровне прошлого столетия.

Работа поддержана РФФИ (проект 99-05-65494).

Литература

Гладенков Ю.Б. Современные проблемы зональной стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 3–8.

Гладенков Ю.Б. Практика выделения дробных стратиграфических подразделений в камчатском неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № С. 26–34.

Гладенков Ю.Б. Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1995. Т. 3. № 4. С. 3–15.

Гладенков Ю.Б. Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XX1 веков // Известия секции наук о Земле РАЕН, 1998, спец. вып. С. 86–95.

Гретнер П.И. Размышления о "редком событии" и связанных с ним представлениях в геологии // Катастрофы и история Земли: новый униформизм. М.: Мир, 1986. С. 89–100.

Красилов В.А. Дискуссионные проблемы классификации и номенклатуры в экостратиграфии // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ, 1980. С. 8–15.

Меннер В.В. Гладенков Ю.Б. К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5–17.

Найдин Д.П. Глобальные и региональные стандарты в стратиграфии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1021–1031.

Стратиграфический кодекс. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

Armentrout J. Perkins B. (eds). Sequence stratigraphy as an exploration tool. Adams Mark Hotel, Houston, Texas, 1991. 417 p.

Barron J. Keller G., Dunn D. A multiple microfossil biochronology for the Miocene // Geol. Am. Mem. 1985. № 163. P. 21–36.

Cowie J.W. Guidelines for boundary stratotypes // Episodes. 1986. Vol. 9. № 26. P. 78–82.

Gladenkov Yu.B. Tendencies of stratigraphic development toward the XXI century. // Sixth Intern. Congress Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP-385, 1998, Korea. P. 174–185.

International Stratigraphic Guide / Ed. A. Salvador. Boulder: Geol. Soc. Am., 1994. 214 p.

Kauffman E. Population, systematics, radiometrics and zonation – new biostratigraphy // Proc. N. Am. Paleont. Convent. 1969. P. 612–666.

Posamentier H., Leckie D. Key topics in high-resolution sequence stratigraphy. Banff. Alberta, Canada, 23–30 August, 1991 // Episodes. 1992. Vol. 15. № 3. P. 214–215.

Sweet W. Graphic correlation of Upper Middle and Upper Ordovician rocks of North American Midcontinent Provins, USA // Paleont. contrib. from Univ. Bruten D. (ed.). Oslo. 1984. № 295. P. 23–25.

Перспективы использования палеонтологического метода при обосновании и детализации стратиграфических схем переходных и нижнекембрийских отложений

Стратиграфия фанерозоя была и остается в значительной степени биостратиграфией. Общепринятый древнейший томмотский ярус кембрия, начинающийся с древнейшей археоциатовой зоны, оставляет стратиграфически ниже себя значительные по объему и богато охарактеризованные скелетными остатками переходные отложения, нижняя граница которых часто помещается внутрь венда, а на региональном уровне фактически проводится по первому появлению скелетных остатков. В биостратиграфии переходных и раннекембрийских отложений построены разнообразные зональные схемы, как по отдельным группам, так и по комплексам. Оба типа зон могут совмещаться в одной и той же схеме.

В области создания региональных зональных шкал переходных отложений накоплено большое количество зачастую противоречивой информации. Наибольшие противоречия возникают при сопоставлении местных параллельных стратиграфических шкал по отдельным группам (последовательностей лон) и выделении на этой основе зон комплексного обоснования. В практику вошло такое подразделение, как "комплекс с видом-индексом". При дальнейшем изучении каждого из таких комплексов возникает вопрос о его "чистоте", так как появляются дополнительно не указанные изначально формы из смежных комплексов, а диапазон распространения вида-индекса нередко оказывается иным. Отсутствие детального многоцелевого отбора образцов и поспешность в выделении лон приводит к тому, что у таких подразделений невозможно однозначно определить границы. Детализация и повышение устойчивости подразделений биостратиграфической шкалы венд-кембрийских отложений на региональном уровне позволит уменьшить разброс в положении границы докембрия и кембрия, так как увеличивает точность корреляции параллельных зональных шкал.

Некоторые из последовательностей биостратиграфических подразделений и вариант их корреляции приводятся в таблицах 2.1.1–2.1.6. Особое внимание в дальнейшем обсуждении уделено применению в биостратиграфии переходных и нижнекембрийских отложений проблематичных групп организмов с карбонатной и фосфатной биоминерализацией.

Применение различных групп ископаемых для обоснования и индексации биостатиграфических подразделений переходных и нижнекембрийских отложений

Археоциаты

Археоциаты – одиночные или колониальные прирастающие губкоподобные организмы-фильтраторы, существовавшие в кембрии. Наиболее раннее появление таксонов археоциат приурочено к Сибирской платформе, где в нижнекембрийских отложениях южной части Анабаро-Синского структурно-фациального региона (Ярусное расчленение... 1984) впервые были выделены зоны по археоциатам (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов, 1973; табл. 2.1.1).

Таблица 2.1.1.

МЛН.ЛЕТ	Система/отдел	Ярус	Зона	Зоны по археоциатам (Rozanov and Zhuravlev 1992, Zhuravlev 1995 и др.)	
				Сибирская платформа	Алтае-Саянская складчатая область
	средний кембрий	ЛИЛИКСКИЙ			
509	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОЙОНСКИЙ	3		Erbocyathus heterovallum
			2	Irinaecyathus shabanovi - Archaeocyathus okulitchi	Irinaecyathus ratus
			1		Adaecyathus solidus
		БОТОМСКИЙ	4		Syringocyathus aspectabilis
			3		
			2		Tercyathus altaicus
			1	Carinacyathus squamosus - Botomocyathus zelenovi	Clathricoscinus
523		АТДАБАНСКИЙ	4	Fansycyathus lermontovae	Arturocyathus torosus
				Nochoroicyathus kokoulini	Nalivkinicyathus cyroflexus
			3	Carinacyathus pinus	Gordonicyathus howelli
			2	Leptosocyathus polyseptus - Retecoscinus zegebarti	Nochoroicyathus mariinskii
			1		
		ТОММОТСКИЙ	3	Dokidocyathus lenaicus - Tumuliolynthus primigenius	
			2	Dokidocyathus regularis	
			1	Nochoroicyathus sunnaginicus	
535		НАМАКИНСКИЙ (ПОЛАТОВСКИЙ)			

Три первых этапа развития археоциат и резкие изменения в составе их, прежде всего, и ДСО на рубеже с атдабанским временем привели к объединению трех нижних зон в самостоятельный томмотский ярус со стратотипом на реке Алдан (разрез "Дворцы") (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов и др., 1969). Выделение четырех ярусов в нижнем кембрии было обосновано по эволюции археоциат группы Regulares (Розанов, 1973). На Сибирской платформе, за пределами Анабаро-Синского структурно-фациального региона древнейшие слои с археоциатами относятся к зоне *D. regularis*, а вне Сибирской платформы археоциаты на уровне томмотского яруса отсутствуют (Rozanov, Zhuravlev, 1992). Помимо Сибирской платформы, зональные подразделения по археоциатам выделяются в Алтае-Саянской складчатой области (табл. 2.1.1), Монголии (Rozanov, Zhuravlev, 1992), Испании (Perejón, 1986, 1994), Марокко (Debrenne, Debrenne, 1995), Южной Австралии (Zhuravlev, Gravestock, 1994) и Северной Америке (Zhuravlev, 1995).

Археоциаты группы Regulares являются более четкими зональными формами, особенно в региональном масштабе, чем Irregulares, так как у них большая скорость вымирания и появления новых таксонов и они более ограничены в своем географическом распространении (Debrenne, 1992). Таксоны Irregulares обладают более широким распространением и играют важную роль в межрегиональных корреляциях. Археоциаты встречаются в виде естественных комплексов форм, очень часто захороненных в виде археоциатово-водорослевых палеосообществ (Kruse et al., 1995). Сопоставление региональных комплексов археоциат с комплексами сибирской шкалы производится путем их сравнения и выявления стадий морфологической эволюции. С одной стороны такой подход создает предпосылки для еще большей детализации региональных шкал по археоциатам, а с другой, – приводит к возможности неправильной корреляции разновременных сходных морфологических изменений (Brasier, 1992).

Трилобиты

Трилобиты, характерная для палеозоя группа членистоногих, наряду с археоциатами является традиционной и наиболее значимой в биостратиграфии нижнего кембрия в настоящее время. Большая часть зональных схем для нижнего кембрия выделяется именно по трилобитам. На Сибирской платформе и в Алтае-Саянской складчатой области на основании существенного обновления по вертикали ассоциаций трилобитов (а также археоциат) были обоснованы атдабанский, ботомский и тойонский ярусы нижнего кембрия (Ярусное расчленение..., 1984; Розанов и др, 1992 и др.). Древнейшие трилобиты знаменуют начало атдабанского века на территории Сибирской платформы и Марокко (Briggs, Fortey, 1992), но принадлежат к двум разным родам группы Olenellida (Palmer, Repina, 1993). На основании сравнения комплексов акритарх (см. ниже) Moczydlowska and Vidal (1988) указывают на возможность корреляции верхней части томмотского яруса Сибирской платформы со слоями, содержащими первых трилобитов на территории Восточно-Европейской платформы. Первые появления других основных групп Redlichiida, Eodiscina, Corynexochida и Ptychopariina происходит в различных комбинациях и порядке в разных регионах. Тогда как границы ярусов нижнего кембрия можно с большей или меньшей уверенностью проследить по трилобитам в глобальном масштабе, более детальная корреляция существенно осложнена провинциализмом их комплексов (Репина, 1985, 1986; Palmer, 1998; табл. 2.1.2). Большие дискуссии возникают по поводу сопоставления зональных схем различных палеогеографических провинций (Zhuravlev, 1995; Palmer, 1998). Вместе с тем, трилобиты позволяют осуществлять зональную корреляцию в пределах палеогеографических провинций и областей. Eodiscina наиболее часто используются для межрегиональных корреляций в связи с их более широким распространением (Brasier, 1989a). Рода трилобитов из других групп также применяются для сопоставления разнопровинциальных разрезов (Репина, 1986). Оценка средней продолжительности существования родов трилобитов в кембрии составляет около 1 млн лет, а видов – около 750 тыс. лет (Bowring et al., 1993; Davidek et al., 1998) или 535 тыс. лет (Jago, Haines, 1998), что соответствует высокой разрешающей способности шкалы по трилобитам для кембрия.

Анабаритиды и *Coleoloides*

Анабаритиды (=ангустиокреиды) представлены в отложениях раннего кембрия трубчатыми скелетными остатками, по-видимому, прикрепленных одиночных кишечнополостных с трехлучевой симметрией. Впервые зону по анабаритидам, которая именовалась "Aculeochreidae", выделил на Сибирской платформе А.К.Вальков (1970). В следующих публикациях она определена как *Angustiochrea lata* (Вальков, 1975). А.К.Вальковым (1975) также указывается маркирующий слой с *Lobiochrea ternaria* (между хиолитовыми зонами *Allatheca cana* и Allatheca anabarica) в еркекетской свите Куойско-Далдынского и Оленекского поднятий. На Оленекском поднятии были выделены зоны *Anabarites trisulcatus* и *Cambrotubulus decurvatus*, а также еще одна верхняя зона без названия в дотрилобитовой части разреза (Савицкий и др., 1972). *Anabarites trisulcatus* наиболее широко известен как характеризующий древнейшую зону переходных отложений со скелетными остатками. Слои с *Anabarites trisulcatus* (Есакова, Жегалло, 1996) или

Таблица 2.1.2.

МЛН.ЛЕТ	Система/ отдел	Ярус	Зона	Зоны по трилобитам								
				Сибирская платформа (фациальные регионы, по Пельман и др. 1992)			Алтае-Саянская складчатая область (Пельман и др. 1992)	Платформа Янцзы (Jiang Zhiwen 1992, Zhuravlev 1995)	Восточно-Европейская платформа (Zhuravlev 1995)	Северо-Американская платформа (Zhuravlev 1995)	Авалония (Zhuravlev 1995)	
				Анабаро-Синский и Котуйско-Игарский (* -выделяются в Северо-Западном Прианабарье)	Туруханско-Иркутско-Олекминский и Туруханско-Иркутский	Юдомо-Оленекский и Норилско-Хараулахский						
	СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ	АМГИНСКИЙ		Schistocephalus antiquus	Proasaphiscus	Oryctocara	Schistocephalus antiquus	Yaojiayuella	Baltoparadoxides oelandicus	"Plagiura - Poliella"	Pagetides myrmecephagus	
509	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОЙОНСКИЙ	3	Anabaraspis splendens	Namanoia	Anabaraspis	Kootenia - Edelsteinaspis	Redlichia nobilis Redlichia chinensis	"Protolenus" interval	Bonnia - Olenellus	Oryctocara granulata - Myopsostrenua sabulosa Interval (Зап. Авалония)	"Protolenus" (Вост. Авалония)
			2	Lermontovia grandis		Paramicmacca petropavlovskii - Lermontovia		Megapalaeolenus				
			1	Bergeroniellus ketemensis	Parapoiella - Pseudoeteraspis		Parapoliella - Onchocephalina	Palaeolenus				
		БОТОМСКИЙ	4	Bergeroniaspis ornata	Bathyuriscellus robustus - Jacutus quadriceps	Bergeroniellus expansus	Polielllna - Laticephalus	Drepanuroides	"Ornamentaspis" linnarssoni			
			3	Bergeroniellus asiaticus				Yunnanaspis				
			2	Bergeroniellus gurarii				Yiiangella				
			1	Bergeroniellus micmacciformis -Erbiella	Tungusella	Callodiscus - Erbiella		Yunnanocephalus - Malungia Eoredlichia - Wutingaspis	Holmia kjerulfi	"Nevadella"	Callavia broeggeri	
523		АТДАБАНСКИЙ	4	Judomia	Bulaiaspis	Judomia	Sajanaspis - kameschkoviella	Parabadiella - Mianxiandiscus	Holmia			
			3	Pagetiellus anabarus; Hebediscus* prianabarus; Pseudojudomia*	Elganellus		Resimopsis		Schmidtiellus mickwitzi	"Fallotaspis"		
			2	"Fallotaspis"* "Fallotaspis"*								
			1	Profallotaspis jakutensis; Profallotaspis*								
		ТОММОТСКИЙ										

Таблица 2.1.3.

МЛН.ЛЕТ	Система/ отдел	Ярус	Зона	Зоны по анабаритидам: Сибирская платформа (Миссаржевский 1982, 1989)	
	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	АТДАБАНСКИЙ			
		ТОММОТСКИЙ	3		
			2	Selindeochrea isitica	
			1	Selindeochrea ternaria	Tiksitheca korobkovi - Jacutiochrea composita
535		МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)	4		Tiksitheca licis
			3	Anabarites latus	
			2		
			1	Anabarites trisulcatus	
544	ВЕНД				

одноименная зона (Brasier et al., 1996) выделены в Монголии. Там же определяется зона (Brasier et al., 1996) или слои (Воронин и др., 1982) с *Tiksitheca licis*. На платформе Янцзы *Anabarites* – один из родов-индексов древнейшей зоны и может быть отнесен к *Anabarites trisulcatus* (Qian, Bengtson, 1989).

Непосредственно выше *Anabarites trisulcatus* В.В.Миссаржевский (1989) выделяет зону *Anabarites latus*, которая, по-видимому, соответствует верхней части зоны *Angustiochrea lata* А.К.Валькова (1975) (табл. 2.1.3). В Анабаро-Синском регионе Сибирской платформы указывается только одна зона *Anabarites trisulcatus*, а в Юдомо-Оленекском, по-видимому, ее возможно подразделить на две: *Anabarites trisulcatus* и *Angustiochrea lata* (Васильева, 1985). Б.Б.Шишкин (1981) определил зону *Cambrotubulus decurvatus* в верхней половине маныкайской свиты реки Б. Куонамка. Терминальные дотоммотские слои с *Anabarites tribaculatus* выделяются А.Р.Боковой (1992). Интервал-зона отделяет от них расположенные стратиграфически ниже слои с *Lobiochrea formosa*, которые соответствуют нижней части зоны *Angustiochrea lata*.

В.В.Миссаржевский (1982, 1989) выделяет в переходных и древнейших раннекембрийских отложениях Сибирской платформы последовательность зон по анабаритидам, завершающуюся Selindeochrea isitica, выше которой в пределах Сибирской платформы анабаритиды неизвестны (Миссаржевский, 1989; табл. 2.1.3). Анабаритиды являются древнейшей группой скелетных организмов, однако предел их верхнего распространения дискуссионен, так как в Южной Австралии и Авалонии они встречаются в отложениях, охарактеризованных трилобитами и сопоставляемых с частями атдабанского и ботомского ярусов (Bengtson et al., 1990; Zhuravlev, 1995).

Цолеолиды известны как кембрийские трубчатые проблематичные ископаемые округлого сечения с многочисленными продольными ребрами. Зона "С" с верхней *подзоной Coleoloides typicalis* выделялась на Ньюфаундленде (Авалония) и сопоставляется с низами атдабанского яруса (Bengtson, Fletcher, 1983).

Хиолиты

Хиолиты представляют собой повсеместно распространенную в палеозое группу, по-видимому, родственную моллюскам или сипункулидам. Их внешний минерализованный скелет несет признаки билатеральной симметрии и состоит в наиболее полном виде из конической раковины, крышечки и пары саблевидных придатков. Первая зональная схема по хиолитам была предложена для нижнего кембрия северного склона Алданского щита Сибирской платформы В.А.Сысоевым (1968, 1972) (табл. 2.1.4). Зоны по хиолитам были выделены также Н.П.Мешковой (1969, 1974) и А.К.Вальковым (1975, 1987). А.К.Вальков (1993) приводит параллельные шкалы по ортотецидам и хиолитидам (двум формальным таксономическим подразделениям хиолитов), а также указывает на серию маркирующих слоев с ними. А.К.Вальков (1993) обращает внимание на широкие корреляционные возможности в пределах Сибирской платформы у некоторых зон распространения, совместного распространения и массового распространения хиолитов. В.В.Миссаржевский (1982) указывает на вероятный филогенетический характер последовательности древнейших зон *Ladatheca dorsocava* и *L. annae* и также подчеркивает возможность широкого прослеживания хиолитовых зон на Сибирской платформе (Миссаржевский, 1982, 1989).

На территории Китая, на платформе Янцзы хиолиты *Circotheca* sp. входят как индекс в наименование древнейшей зоны комплексного обоснования по скелетным фоссилиям (Qian, 1984; Jiang Zhi-wen, 1992; Qian, Zhu Mao-yan, 1996). Несколько нижнекембрийских зон комплексного обоснования более молодого возраста, включающие хиолиты-индексы, установлены, помимо платформы Янцзы, на Таримской и Северо-Китайской платформах

Таблица 2.1.4.

МЛН.ЛЕТ	Система/ отдел	Ярус	Зона	Зоны по хиолитам, моллюскам и целосклеритофорам						
				Хиолиты (Сибирская платформа)				Моллюски		Целосклеритофоры
				Северный склон Алданской антеклизы	Среднее течение реки Лена	Юдомо-Оленекский фациал. регион		Монголия	Сибирская платформа	
				Сысоев 1968, 1972, с изменениями по А.К.Валькову 1993	Мешкова 1969, 1974	Вальков 1975,1987,1993	Миссаржевский 1982, 1989	Bassett и Жигало 1998; Brasier et al. 1996 и др., с изменениями	(Миссаржевский 1982, 1989)	
	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	БОТОМСКИЙ	tn							
			4			Galicornus lenaicus		Parailsanella dzhargalantica		
			3	Insignicornus rectus						
			2	Erraticonus debilis						
			1	Inflaticornus striatus	Orthotheca cor	Lenatheca groenlandica - Galicornus anaberus; Novitatus laevis	Trapezovitus sinscus		Yochelcionella stilifera	Archiasterella
523		АТДАБАНСКИЙ	4	Doliutus inflatus: Tetratheca triconcava; Grandicornus validus	Trapezovitus primus	Trapezovitus latus; Grandicornus validus - Tetratheca hexagona	Doliutus inflatus		Pelagiella lorenzi	Zhurinia plana
			3	Doliutus inflatus: Angusticornus acutangulus	Tetratheca clinisepta		Tetratheca clinisepta-Obliquatheca bicostata		Aldanella operosa	
			2	Dorsojugatus multicostatus: Dorsojugatus lateriacutus; Tetratheca pentagona	Malykanotheca cuspidata	Dorsojugatus multicostatus - Tetratheca pentagona	Majatheca tumefacta			
			1							
		ТОММОТСКИЙ	3	Dorsojugatus sedecostatus: Uniformitheca jasmiri	Lenatheca obrupta	Burithes erum				
			2	Oxytus sagittalis; Crustahitus compressus; Notabilitus simplex	Lenatheca granda	Allatheca anabarica				Cambrobotris lagenaris
			1	Spinulitheca billingsi			Egdetheca aldanica	Watsonella crossbyi - Stenothecoides	Watsonella sibirica	Sachites proboscideus
535		МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)	4			Allatheca cana	Ladatheca annae	Tanuella gracilis; Anabarella plana	Anabarella plana	
			3			Spinulitheca rotunda	Ladatheca dorsocava	Ilsanella compressa - Halkieria amorpha	Aldanella crassa	
			2					Rozanoviella atypica (= Purella)		Purella cristata
			1							
544	ВЕНД									

Таблица 2.1.5.

МЛН.ЛЕТ	Система/ отдел	Ярус	Зона	Зоны по брахиоподам и стенотекоидам (*) (Педман и др 1992)		
				Сибирская платформа		Алтае-Саянская складчатая обл.
				Анабаро-Синский и Котуйско-Игарский фациал. регионы	Юдомо-Оленекский и Норилско-Хараулахский фациал. регионы	
	СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ	АМГИНСКИЙ		Homotreta salancaniensis - Acrothele rara - Nisusia	Pegmatreta processa - Botsfordia	Matutella
509	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОЙОНСКИЙ	3	Trematobolus pristinus bicostatus	Pegmatreta tuberculata	Matutella
			2			
			1	Kutorgina lenaica - Homotreta gorjanskii		Kutorgina
		БОТОМСКИЙ	4		Linnarssonia anabarica	*Bagenoviella
			3	Botsfordia caelata - Lingulella siniella		
			2			
			1		Sibiria sikitica - Alisina kuotica	
523		АТДАБАНСКИЙ	4	Obolella chromatica	Obolella	*Sulcocarina - Kaschkadakia
			3		Cryptotreta	
			2	Cryptotreta neguertchenensis		
			1			
		ТОММОТСКИЙ	3			Kundatella
			2			
			1	Aldanotreta sunnaginensis		
535		МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)				

(Luo et al., 1984; Jiang Zhi-wen, 1992). Зона *Pseudorthotheca costata* и слои с *Adyshevitheca* известны в пределах Малого Каратау (Миссаржевский, Мамбетов, 1981; Миссаржевский, 1989). Зона *"Ladatheca" cylindrica* описана в стратотипическом разрезе границы докембрия и кембрия на Ньюфаундленде (Landing, 1988, 1989, 1993), где зональная форма (хотя и отнесенная к полихетам) является древнейшей фоссилией с минерализованным скелетом, известной из разрезов Авалонии.

Моллюскоподобные формы

Многие из раннекембрийских моллюскоподобных остатков с монолитными стенками раковин морфологически сходны с моноплакофорами. Разнообразно классифицируемые, они, по-видимому, включают в свой состав предковые группы таких классов моллюсков, как моноплакофоры, ростроконхии, бивальвии, гастроподы и головоногие, широко известные из более поздних отложений. В се-

верной части Сибирской платформы Л.И.Егоровой и В.Е.Савицким (1969) была выделена зона *Philoxenella spiralis – Helcionella paupera – Aldanella attleborensis*. Её можно сопоставить с зоной *Aldanella* ex gr. *Attleborensis – Igorella ungulata* северо-восточного Прианабарья (Шишкин, 1981) и *Oelandiella korobkovi – Anabarella plana* северной части Юдомо-Оленекского структурно-фациального региона (Савицкий, 1959; Горянский и др., 1964; Вальков, 1970). Последняя широко прослеживается в северо-восточной части платформы и в настоящее время часто фигурирует как зона *Anabarella plana* (Вальков, 1982), которая рассматривается либо как дотоммотская (Вальков, 1982, 1987; Миссаржевский, 1989), либо раннетоммотская (Миссаржевский, 1982; Rozanov, Zhu-ravlev, 1992). В.В.Миссаржевский (1982) выделяет на Сибирской платформе последовательность зон по моллюскам (табл. 2.1.4). Виды-индексы большинства из этих зон трактуются как филогенетически связанные: *Aldanella crassa – A. operosa*; *Anabarella plana – Heraultipeg-ma sibirica*.

Слои с фауной моллюсков указываются в Монголии (Воронин и др., 1982; Есакова, Жегалло, 1996; табл. 2.1.4). В Алтае-Саянской складчатой области выявляется смешанная последовательность зон по стенотекоидам (группа двустворчатых фоссилий проблематичной таксономической принадлежности) и брахиоподам (Пельман и др., 1992; табл. 2.1.5). На платформе Янцзы выделяются зона комплексного обоснования с видом-индексом Heraultipegma и расположенная выше зона с *Yochelcionella* (Jiang Zhi-wen, 1992). Зона *Aldanella attleborensis* известна в дотрилобитовой части разреза о-ва Ньюфаундленд (Авалония) (Bengtson, Fletcher, 1983). Ее нижняя часть ныне обособлена в зону Watsonella crossbyi (Landing et al., 1989), где содержится первый разнообразный комплекс ДСО Авалонии (Isachsen et al., 1994).

Целосклеритофоры

Кембрийская группа целосклеритофор объединяет в своем составе несколько подгрупп, представленных изначально карбонатными полыми склеритами и состоящими из них склеритомами различной морфологии, принадлежавшими подвижным или прикреплённым проблематичным организмам. Последовательность зон по сахитидам и ханцеллориидам приводится для Сибирской платформы (Миссаржевский, 1989; см. табл. 2.1.4). Установление нижней границы первой зоны "без названия" (Миссаржевский, 1989) возможно по первому появлению в непрерывном и монофациальном разрезе склеритов целосклеритофор, однако "изученность целоскле-ритофор недостаточна для обоснования полноценных биостратиграфических подразделений в отложениях моложе томмотского яруса" (Миссаржевский, 1989, с. 105). Ханцеллориды с уровня зоны *S. proboscideus* встречаются часто и в массовом количестве. Выделение зон по ханцеллориидам подчеркивает перспективность данной группы, но кажущийся тренд в развитии, а именно последовательное объединение и упорядочение лучей составного склерита-розетки, не может быть использован в настоящее время, так как уже в низах томмотского яруса встречаются формы со многими лучами. В одном и том же склеритоме ханцеллориды, как правило, имели склериты с различным количеством лучей, но первое появление луча с двумя фасетками сочленения (типа *Allonia*) может быть использовано в качестве перспективного датум-плейна (Brasier, 1989a). Склериты халкериид *Halkieria amorpha* и сифогонухитид *Tianzhushania tetramera* являются наименованиями двух последовательных слоев с фауной в верхах баянгольской свиты Монголии (Есакова и Жегалло, 1996). Склериты сахитид *Hippopharangites dailyi* и халкериид Halkieria parva послужили индексом при выделении одноименных слоев в Южной Австралии (Демиденко, 1999).

Зона *Purella cristata*, имеющая дотоммотский возраст, широко выделяется в пределах Сибирской платформы (Миссаржевский, 1982). В Монголии обособляются слои с *Maikhanella multa* (Воронин и др., 1982), известные как слои с *Rozanoviella atypica* из более поздней публикации, где они сопоставляются с основанием томмотского яруса (Есакова, Жегалло, 1996). На том же уровне указывается зона *Purella* (Brasier et al., 1996). Стратиграфически выше они сменяются слоями с *Halkieria amorpha*. Слои с *Cambroclavus* выделяются в низах шабактинской свиты Каратау (Миссаржевский, Мамбетов, 1981), и обосновывается их атдабанский возраст. На платформе Янцзы *Siphogonuchites* входит в состав второй зоны комплексного обоснования, *Sinosachites* является одним из родов-индексов третьей зоны дотрилобитового мейшучунского яруса, а *Cambroclavus* представляет собой индекс вышележащей зоны.

Брахиоподы и стенотекоиды

Древнейшие брахиоподы-лингуляты (Lingulata) с органо-фосфатной раковиной, принадлежащие группе Paterinida, появляются в начале томмотского яруса Сибирской платформы (Пельман и др,. 1992; Ушатинская, 1995), тогда как первые брахиоподы с карбонатной раковиной (Calciata) появляются в томмотском ярусе несколько позже лингулят и представлены группами Obolellida и Kutorginida (Григорьева, 1983; Ушатинская, 1987; Popov, 1992). На Сибирской платформе выделяется последовательность лон по брахиоподам, а для Алтае-Саянской складчатой области приводится смешанная шкала по стенотекоидам и брахиоподам (Пельман, 1977; Пельман и др., 1992; см. табл. 2.1.5). Установление филогенетических связей между таксонами создает предпосылки для обоснова-

ния филозон по брахиоподам. Стратиграфия на основе их ассоциаций соответствует по своей детальности схемам по другим группам и в настоящее время разрабатывается (Ушатинская, 1995; Коровников, 1996).

Проблематичные группы с фосфатной биоминерализацией

На Сибирской платформе В.В.Миссаржевским (1982, 1989) выделены параллельные последовательности интервал-зон по конодонтоморфным остаткам и склеритам томмотиид (табл. 2.1.6). Археоциатовая зона *D. regularis* была разделена на две подзоны по томмотиидам *L. tortuosa* и *L. bella* (Розанов и др. 1969), однако, по В.В.Миссаржевскому (1989), *Lapworthella tortuosa* является самым нижним подразделением томмотского яруса и соответствует объему зоны по археоциатам *Nochoricyathus sunnaginicus*.

В Казахстане, в кыршабактинской свите установлена зона *Protohertzina anabarica*, представляющая древнейший комплекс скелетных окаменелостей (Миссаржевский, Мамбетов, 1981; Миссаржевский, 1989). В верхах чулактауской свиты присутствует зона *Bercutia criststa*, а в низах шабактинской (Малый Каратау) и бешташской свитах (Таласский Алатау) выделена зона *Rhombocorniculum cancellatum*, которая, как и зона *P. anabarica*, прослеживается широко за пределами этих районов (Миссаржевский, Мамбетов, 1981). В Монголии слои с *Mongolodus rostriformis* (конодонтоморфные) сменяют стратиграфически выше слои с *A. trisulcatus*, а слои с *Mongolitubulus squamifer* (полые шиповидные образования, по-видимому, принадлежавшие членистоногим) сопоставляются с ботомским ярусом (Есакова, Жегалло, 1996). На платформе Янцзы *Protohertzina* включается как индекс в древнейшую зону мейшучунского яруса, а *Tannuolina* (томмотииды) – в третью зону яруса; вышележащая зона с индексом *Rhomocorniculum* соответствует уровню появления первых трилобитов (Jiang Zhi-wen, 1992). На Ньюфаундленде, в субтрилобитовых слоях определена интервал-зона *Sunnaginia imbricata*, перекрываемая подтрилобитовой интервал-зоной комплексного обоснования *Camenella baltica* (Landing et al., 1989).

На Сибирской платформе В.В.Миссаржевским (1989) выделена последовательность зон по трубчатым остаткам хиолительминтов: *Torellella lentiformis, T. biconvexa* и *T. mutilla*. А.Р.Бокова (1992) выделяет также слои с *Hyolithellus tortuosus*, помещённые ею в основание томмотского яруса.

По мобергеллидам (блюдцеобразные кембрийские фоссилии проблематичной принадлежности с радиально расходящимися из центра мускульными

Таблица 2.1.6.

МЛН.ЛЕТ	Система/ отдел	Ярус	Зона	Зоны по фосфатным склеритам Сибирская платформа (Миссаржевский 1982, 1989)	
				Конодонтоморфные	Томмотииды
	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	БОТОМСКИЙ	3		
			2		
			1	Mongolitubulus	Lugoviella
523		АТДАБАНСКИЙ	4	Rhombocorniculum cancellatum	Lapworthella dentata
			3	Rhombocorniculum insolutum	Tommotia kozlowskii; Lapworthella bella
			2		
			1		
		ТОММОТСКИЙ	3	Kijacus	
			2		
			1	Fomichella	Lapworthella tortuosa
535		МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)	4		
			3	Protohertzina anabarica	
			2		
			1		
544	ВЕНД				

отпечатками) на Сибирской платформе могут быть обоснованы следующие интервал-зоны (снизу вверх): *Mobergella, Brastadella* и *Discinella* (Миссаржевский, 1989). На части Восточно-Европейской платформы также устанавливается зона *Mobergella* (Moczydlowska, 1991).

В Южной Австралии были выделены слои с *Kaimenella reticulata* (Демиденко, 1999). Вид-индекс относится к группе червей-палеосколецид, пуговицеподобные склериты которых, известные с кембрия по силур включительно, весьма перспективны для биостратиграфии кембрия (Muller, Hinz-Schallreuter, 1993). Ранее стратиграфические подразделения по склеритам палеосколецид были предложены для кембрия Турции (Gedik, 1989).

Органостенные фоссилии: сабеллидитиды, вендотениды и акритархи

Зона *Sabellidites cambriensis* выделена в переходных слоях Авалонии (Landing et al., 1989). Внутри этой зоны проходит граница докембрия и кембрия. На Сибирской платформе В.В. Миссаржевский (1989) обособляет зону *Sabellidites–Paleolina* как полностью дотоммотскую, однако следует отметить утверждение о полном отсутствии рода *Sabellidites* на Сибирской платформе (Zhuravlev, 1995), тогда как *Paleolina evenkiana* считается характерной формой для немакит-далдынского горизонта (Соколов, 1995; Sokolov, 1990). Слои с *Saarina* (сабеллидитиды) выделяются в Южной Австралии (Демиденко, 1999). На Восточно-Европейской платформе зона *Vendotaenia* (фоссилия водорослевого происхождения) сменяется зоной *Sabellidites* (Arén, Lendzion, 1978; Lendzion, 1983) и выделяется также интервал-зона *Sabellidites–Vendotaenia* (Moczydlowska, 1991). Основание интервал-зоны проводится по первому появлению вендотенид. Ее верхняя граница определяется появлением *Platysolenithes* (см. ниже), хотя *Sabellidites* и *Vendotaenia* проходят в зону *Platysolenithes*.

Зональные подразделения по акритархам (одноклеточный фитопланктон) в нижнем кембрии были предложены для восточной Польши (Moczydlowska, 1991) и Восточно-Европейской платформы (Волкова и др., 1979). Границы акритарховых зон комплексного обоснования устанавливаются по первому появлению новых таксонов и ограничены распространением вида-индекса (Волкова и др., 1979; Moczydlowska, 1991, 1998). Акритархи известны из различных шельфовых обстановок и перспективны для биостратиграфии. Разрешающая способность акритарх для пограничных и нижнекембрийских отложений сравнима с некоторыми группами древнейших скелетных окаменелостей и составляет несколько миллионов лет.

Platysolenithes

Раннекембрийские агглютинирующие трубчатые ископаемые платисолениты состоят в основном из кремнезема. Зона *Platysolenithes*, или *Platysolenithes antiquissimus*, повсеместно выделяется на Восточно-Европейской платформе. Появляется вид-индекс в верхах ровенской свиты, встречается в лонтоваской и прослеживается до талсинской и вергалийской свит включительно, а верхняя часть диапазона распространения *Platysolenithes* сопоставляется с нижней частью атдабанского яруса (Стратиграфия..., 1979). Нижняя граница интервал-зоны *Platysolenithes antiquissimus* (Moczydlowska, 1991) определяется по появлению вида-индекса, а верхняя сопряжена с основанием трилобитовой зоны *Schmidtiellus mickwitzi*. Указывается на возможность проведения докембрийско-кембрийской границы по основанию интервал-*зоны Platysolenites antiquissimus* (Moczydlowska, 1991).

Ихнофоссилии

Увеличение разнообразия ихнофоссилий – это только один аспект перехода от докембрия к кембрию. Другой – глубина и интенсивность переработки осадка (Droser et al., 1999), которая повлияла на изменение его химическтх свойств и потенциала сохранности мягкотелых организмов.

Для вендских отложений характерны следы, которые располагаются субпараллельно поверхностям напластования и не проникают на глубину. Смена следов *Harlaniella podolica* на *Trichophycus pedum* (Narbonne et al., 1987) послужила основой для проведения докембрийско-кембрийской границы в стратотипическом разрезе на о-ве Ньюфаундленд (Авалония), где выше, в пределах нижнего кембрия выделяются ихнозоны (снизу вверх): *Rusophycus avalonensis, Teichnus* и *Cylindrichnus* (Landing et al., 1989).

В Балтоскандии, на Восточно-Европейской платформе и в Шведских Каледонидах в основании трилобитовой части кембрия выделяется зона *Rusophycus parallelum* (Bergström, 1981; Менс и др., 1987), а в Большом Бассейне США – зона "трилобитовых следов" (Trilobite trace fossils) (Mount et al., 1983). Так как первые появления ихнофоссилий зависимы от положения благоприятных терригенных фаций в осадочных последовательностях, то неопределенность по времени уровней первого появления ихнофоссилий соответствует разрешающей способности отдельных осадочных последовательностей и может составлять 1–5 млн лет (Goldring, Jensen, 1996; Lindsay et al., 1996).

Значение биостратиграфических зон по отдельным группам и комплексного обоснования для совершенствования общей и региональных схем переходных и раннекембрийских отложений

Следует отметить, что разрешающая способность шкал по различным группам ДСО примерно одинакова, а географический охват разный. Наибольшее число зон в нижнем кембрии выделяется по трилобитам, археоциатам и хиолитам на Сибирской платформе. Некоторые зоны по первым двум группам, а также по некоторым первичнофосфат-

ным и моллюскоподобным окаменелостям прослеживаются наиболее широко, в субглобальном масштабе. Хотя наибольшее значение для стратиграфии могут иметь пелагические группы в связи с их относительно обширными ареалами, в региональных шкалах нижнего кембрия преимущественно используются бентосные. Отмечается резкое преобладание узкоспециализированных и эндемичных видов в раннекембрийской фауне (Mount, Signor, 1992; Palmer, 1998). Эндемизм и резкая фациальная зависимость в раннем кембрии, которыми часто объясняется существенное различие в видовом составе фоссилий из удаленных разрезов, могут оказаться менее значительными при условии тщательно проведенной таксономической ревизии. Выявление морфологических "эволюционных" трендов в отдельных группах без их серьезного палеонтологического изучения вряд ли поспособствует детализации шкалы, так как формальный характер многих таксонов ДСО может приводить к ошибочной корреляции конвергентных морфологических изменений в них как одновременных.

Весьма важным оказывается использование в биостратиграфии остатков первичнофосфатных скелетов (Brasier, 1986, 1989a). Преимущество этих фоссилий перед первично карбонатными состоит в большей стойкости к химическому препарированию и, следовательно, в принципиальной возможности выделения из любых образцов, нестойких к препарированию в слабых органических кислотах. Преобладающий тип таких фоссилий – собственно скелетный остаток хорошей сохранности, что позволяет достаточно уверенно определять признаки и в большинстве случаев однозначно трактовать таксономическую принадлежность. При этом фосфатные окаменелости начинают встречаться еще в переходных отложениях и являются проходящими и довольно разнообразными в нижнем кембрии.

Метод сопоставления комплексов – основной в биостратиграфии рассматриваемых отложений. В состав комплекса обычно включаются представители многих групп, но вряд ли возможно однозначно проследить биостратиграфические границы по всем имеющимся группам. Тем не менее, в интервале до раннеботомского времени включительно выделяются пять последовательных и широко распространенных ассоциаций ДСО (Brasier, 1989a). В целом, на основании палеонтологических данных, в нижнем кембрии и переходных отложениях могут быть прослежены одиннадцать характерных ассоциаций (комплексов) зонального ранга (Zhuravlev, 1995). Некоторые из них связаны эволюционными рядами отдельных составляющих их групп, но многие группы появляются "внезапно". Эти ассоциации прослеживаются субглобально, однако они имеют большее значение для субглобальной корреляции, чем для детализации шкалы.

Наиболее надежным способом установления комплексных биостратиграфических подразделений с изохронными границами считается выделение зон совместного распространения. Неповторимость сочетания видов обеспечивает изохронность границ зон при наличии перекрывающей и подстилающей зон. По ним выделяются дробные региональные биостратиграфические подразделения с предположительно изохронными границами. Зоны комплексного обоснования выделялись для Сибирской платформы прежде всего на основе вертикального распространения отдельных форм (видов-индексов) (Розанов, Миссаржевский, 1966; Розанов и др., 1969). Интервал-зоны, ограниченные первыми появлениями таксонов-индексов, в качестве основы для межрегиональной корреляции предложены В.В.Миссаржевским (1982, 1989). Последний попытался обосновать единую зональную шкалу по ДСО для Сибирской платформы, как-то: зональное расчленение по различным группам и увязку параллельных шкал между собой, а также уровни совпадения или интервалы максимального сближения границ зон по отдельным группам, которые могут быть приняты за границы политаксонных зон единой шкалы Сибирской платформы. Для большинства из этих зон, однако, не указаны стратотипы, что представляется важным на региональном уровне разработки общей шкалы. Детализация общей шкалы на основе комплексных интервал-зон затруднена в настоящее время отсутствием четкой увязки параллельных шкал в регионах.

Значение биособытий для обоснования и детализации общей и региональных шкал переходных и раннекембрийских отложений

Стратиграфия, основанная на биозонах, не учитывает значительного количества так называемых "биособытий" (Brasier, 1989a). Биостратиграфические исследования в настоящее время концентрируются на поиске всё более раннего появления тех или иных ассоциаций фоссилий. Поэтому, хотя границы по появлению и исчезновению таксонов представляются равноценными, гораздо лучше документированы датум-плейны первого появления, чем вымирания (Brasier, 1986). Первые появления таксонов были использованы, например, для определения границ комплексных интервал-зон В.В. Миссаржевским (1982, 1989), в последовательности которых самым важным является появление вида-индекса. Большинство интервал-зон построено именно таким образом.

Известно, что наиболее раннее появление или наиболее позднее исчезновение вида и его распространение в конкретном разрезе далеко не всегда совпадают. Достоверно установлено гетерохронное появление и исчезновение отдельных видов в различных частях своих ареалов. Было показано, что

фациальная зависимость первых появлений древнейших скелетных организмов (преимущественно в карбонатных фациях с условиями, способствующими быстрой фосфатизации) (Brasier, 1990; Landing, 1992; Brasier et al., 1996) и ихнофоссилий (в терригенных фациях) сходная (Goldring, Jensen, 1996; Lindsay et al., 1996). Следовательно, временная неопределенность уровней первого появления фоссилий соответствует таковой отдельных осадочных последовательностей (см. ниже) и может составлять несколько миллионов лет. В то же время, биособытия, связанные с ростом разнообразия акритарх на докембрийско-кембрийской границе и на уровне появления первых трилобитов, рассматриваются как независимые от фациальных условий, хотя, по-видимому, они происходили параллельно или с незначительной задержкой после таких геособытий, как трансгрессивно-регрессивные циклы (Moczydlowska, 1991, 1998). Дальнейшая детализация шкал связана с выявлением реальной устойчивой последовательности биособытий первого появления. Зона по "характерной ассоциации фоссилий" не может служить основой детализации шкалы, так как первое появление целого "комплекса" или "характерного комплекса", по-видимому, отвечает периодам относительно редких биособытий, а последовательность появления таксонов этой ассоциации дает более дробное расчленение. Устойчивая последовательность региональных датум-плейнов может быть использована для детализации стратиграфических схем по датум-плейнам и датированным интервалам между ними.

Перспективы использования непалеонтологических методов при детализации шкал переходных и нижнекембрийских отложений

Анализ осадочной цикличности и секвентная стратиграфия

В основе метода секвентной стратиграфии находится анализ осадочных последовательностей (секвенций), разделяемых несогласными или согласными границами и состоящих из генетически связанных осадочных тел, с целью реконструкции бассейнов осадконакопления и выявления эвстатических колебаний уровня океана (Vail et al., 1977; Wagoner et al., 1988; Holland, 1999). Особое значение уделяется границам последовательностей. Им часто сопутствуют перерывы разной длительности. Несогласия, таким образом, могут служить хорошими маркерами при региональной и межрегиональной корреляции (Vail et al., 1984). При грубой привязке к биостратиграфической шкале анализ осадочной цикличности может повысить точность корреляции, особенно на региональном уровне. Анализ осадочной цикличности был использован, например, при внутрибассейновых корреляциях и реконструкциях для венда и нижнего кембрия севера Сибирской платформы (Pelechaty et al., 1996) и нижнего-нижней части среднего кембрия юга Сибирской платформы (Zhuravlev, 1995).

Разрешение метода ограничено временем образования отдельных последовательностей (Pelechaty et al., 1996). Для седиментационных циклов, выделяемых в западной Монголии, например, указывается разрешение в 1–5 млн лет (Lindsay et al., 1996). "Большие циклы" (Grand Cycles) с закономерным чередованием преимущественно карбонатных или терригенных пород известны на территории Северо-Американской платформы (Aitken, 1978), где цикл может охватывать одну-две трилобитовые зоны (Mount, Signor, 1992), а его продолжительность составляет 4–5 млн лет (Landing et al., 1998). Ритмически построенные нижнекембрийские осадочные последовательности были отмечены также в разрезах Авалонии (Brasier et al., 1992; Landing, 1991, 1995; Landing et al., 1998), Китая (Brasie, 1989b; Brasier et al., 1990), Ирана (Brasier, 1989b; Hamdi et al., 1989), Каратау (Миссаржевский, Мамбетов, 1981), Марокко (Geyer, 1990; Geyer et al., 1995), Испании (Liñán, Quesade, 1990; Liñán et al., 1993; Alvaro, 1995), Австралии (Gravestock, Hibburt, 1991; Mount, McDonald, 1992; Lindsay et al., 1993; Gravestock, 1995) и Восточно-Европейской платформы (Менс и др., 1987; Mens et al., 1990; Moczydlowska, 1998).

Хемостратиграфия, использующая стабильные изотопы

Углерод

Наибольшее число хемостратиграфических исследований использует данные по изотопам углерода для межрегиональных корреляций (Ripperdan, 1994; Kaufman, Knoll, 1995). Различие в изотопном составе углерода в органическом веществе и в карбонатах отражает фракционирование в ходе фотосинтеза, когда в органическом веществе избирательно по отношению к окружающей среде накапливается легкий изотоп ^{12}C. Уменьшение $\delta^{13}C$ может быть связано с уменьшением биопродуктивности, усилением водной циркуляции, опреснением, эрозией богатых органикой пород, выделением метана при усилении вулканической активности, окислением $C_{орг}$, невысокой скоростью его захоронения в осадках и, как правило, вторичными преобразованиями пород (Покровский, 1996; Donnelly et al., 1990; Kaufman, Knoll, 1995). Время пребывания углерода в океанической воде (скорость экзогенного круговорота) оценивается как 80 тыс. лет, что, по-видимому, достаточно для выравнивания изотопного соотношения в океане, время переме-

шивания вод которого составляет от 100 до 2000 лет (Holland, 1984; Donnelly et al., 1990; Kaufman, Knoll, 1995). Эта цифра, вероятно, накладывает ограничение на точность разрешения углеродных кривых при глобальных корреляциях для отложений неизолированных бассейнов. Фациальные вариации соотношения изотопов для неопротерозоя составляют 1–2‰, что может рассматриваться как доверительный интервал, а общие тренды изменения и пики первого порядка выдерживаются глобально и могут служить для стратиграфических построений и выделения хемохронов (Kaufman, Knoll, 1995; Pelechaty et al., 1996). Хорошо выраженные изотопные пики в карбонатных последовательностях могут служить маркёрами при их расчленении и корреляции (Pelechaty et al., 1996).

Около 600 млн лет назад отмечается максимум, а затем происходит обратная тенденция понижения содержания $\delta^{13}C$ с резкими колебаниями между положительными и отрицательными значениями. Между варангерским оледенением и докембрийско-кембрийской границей регистрируется три главных интервала по поведению кривой соотношения изотопов углерода (Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996), на основании которых выделяются хемохроны и осуществляется сопоставление удаленных осадочных последовательностей венд-кембрийского бассейна Сибирской платформы (Pelechaty et al., 1996). Отчетливый минимум углеродной кривой (N) достигается немногим ниже подошвы немакит-далдынского горизонта и маныкайского яруса Сибирской платформы и прослеживается глобально (Kimura et al, 1997; Bartley et al., 1998; табл. 2.1.7). Отрицательная аномалия углерода в карбонатах фиксируется также в слоя, предшествующих появлению перых скелетных остатков в Китае (Lambert et al., 1987; Brasier et al., 1990), Иране (Brasier et al., 1990), Марокко (Tucker, 1986; Brasier et al., 1990; Magaritz et al,. 1991), Индии (Aharon et al., 1987), Гренландии и на Шпицбергене (Knoll et al, 1986), северо-западной Канаде (Narbonne et al., 1994), Австралии (Tucker, 1989), а также в органическом веществе из терригенного разреза Ньюфаундленда (Brasier et al., 1992; Strauss et al., 1992) и восточной Польши (Strauss et al., 1997). Таким образом, на границе докембрия и кембрия фиксируется биогеохимическое событие (Bartley et al, 1998). Хотя колебания $\delta^{13}C$ не являются уникальным явлением, характеризующим переходные отложения, но по своей амплитуде это уникальный минимум содержания $\delta^{13}C$ в карбонатах, также прослеживаемый и в органическом веществе, который продолжался не более 1 млн лет (Grotzinger et al., 1995).

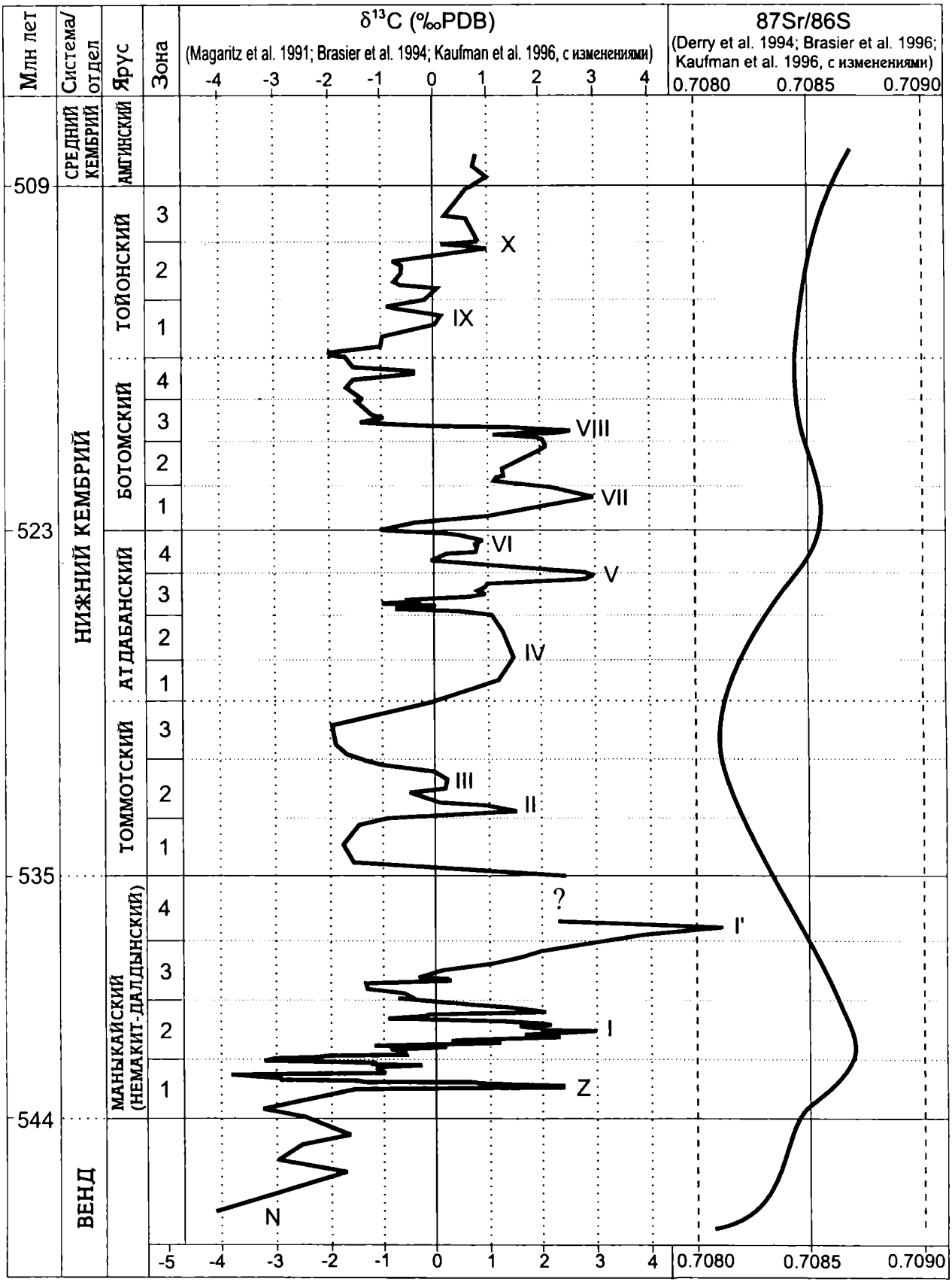
Содержание легкого изотопа в океане было изменчивым в ходе раннекембрийского роста разнообразия (табл. 2.1.7). Пять циклов изменения содержания изотопов углерода $\delta^{13}C$ (с положительными пиками Z, I–IV) определены и прослежены в обнажениях Алдана, средней Лены (Magaritz et al., 1986, 1991; Kirschvink et al., 1991) и Учура (Brasier et al., 1993). Еще шесть циклов были установлены вплоть до верхов тойонского яруса нижнего кембрия на Сибирской платформе (Brasier et al., 1994). Выявленный в Прианабарье дополнительный положительный пик I' интерпретируется как непосредственно дотоммотский (Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996). Таким образом, всего из переходных и нижнекембрийских отложений Сибирской платформы известно до 12 циклов. Продолжительность каждого из них может составлять 1–2 млн лет и более (Brasier et al., 1994). Используя радиоизотопные датировки, выяснили, что отрицательный пик кривой соотношения изотопов углерода на границе докембрия и кембрия имеет абсолютный возраст около 543 млн лет (Grotzinger et al., 1995). Выпадение некоторых пиков объясняется перерывами осадконакопления и размывами отложений.

Для более точной хемостратиграфии неоходим более детальный отбор образцов и исследования диагенетического изменения пород (Горохов и др., 1995; Pelechaty et al., 1996). При опробовании разрезов менее чем через 15 см особое внимание следует уделять возможно имевшему место перемешиванию осадка в результате биотурбации. Полнота разрезов и представительность изотопных профилей может быть обеспечена при помощи сопоставления отдельных профилей из различных мест одного осадочного бассейна (Anders et al., 1987; Sadler, 1987). С одной стороны, такое сопоставление позволяет получить полную (насколько это возможно) изотопную кривую, а с другой стороны, – проконтролировать полноту отдельных разрезов (Kaufman et al., 1993; Pelechaty et al., 1996). Основные пики могут быть прослежены на основе валового анализа соотношения изотопов (Покровский, Миссаржевский, 1993), однако при проведении детальных работ необходимо тщательное микроскопическое изучение диагенетических изменений в образцах и точечный анализ.

Стронций

Уменьшение первичного соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в осадке определяется главным образом снижением интенсивности выветривания континентальной коры и интенсификацией взаимодействия морской воды с океаническими базальтами; в меньшей степени это соотношение зависит от диагенетического растворения ранее отложенных карбонатов (Горохов и др., 1995; Veizer et al., 1999). Время пребывания изотопов стронция в морской воде составляет порядка 4 млн лет, и за это время, по-видимому, соотношение изотопов приобретает равномерный характер в океане (Kaufman, Knoll, 1995). Разрешающая способность метода стронциевой изотопной стратиграфии, оцененная для позднерифейско-

Таблица 2.1.7.


Млн лет
Система/ отдел
Ярус
Зона
δ13C (‰PDB)
(Magaritz et al. 1991; Brasier et al. 1994; Kaufman et al. 1996, с изменениями)
87Sr/86S
(Derry et al. 1994; Brasier et al. 1996; Kaufman et al. 1996, с изменениями)
СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ
АМГИНСКИЙ
НИЖНИЙ КЕМБРИЙ
ТОЙОНСКИЙ
БОТОМСКИЙ
АТДАБАНСКИЙ
ТОММОТСКИЙ
МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)
ВЕНД
509
523
535
544
X
IX
VIII
VII
VI
V
IV
III
II
?
I'
I
Z
N

вендской части стратиграфической шкалы, может составлять около 5 млн лет для прямолинейных участков изотопной кривой (Горохов и др., 1995).

Значительное уменьшение соотношения изотопов стронция в позднем докембрии произошло 990–890 млн лет назад, что связывается с гидротермальным событием, когда мантийный приток был весомее континентального (Горохов и др., 1995; Veizer et al., 1980; Donnelly et al., 1990; Asmerom et al., 1991; Kaufman et al., 1993). Соотношение изотопов стронция изменялось впоследствие от низких довендских значений (около 0.7066) до относительно высоких средне- и верхнекембрийских (около 0.7090) (Burke et al., 1982; Keto, Jacobsen, 1987; Donnelly et al., 1990; Kaufman et al., 1993). Эти изменения выявлены в венде и нижнем кембрии Сибирской платформы и Монголии (Derry et al., 1994; Brasier et al., 1996; Kaufman et al., 1996; см. табл. 7). Они сравнимы по амплитуде с выявленными для кайнозоя, которые связываются, в основном, с активной эрозией Гималаев и Тибета (Горохов и др., 1995; Kaufman et al., 1993). Колебания соотношений изотопов стронция и углерода в переходных и раннекембрийских отложениях могут быть связаны, что согласуется с данными о корреляции изменений содержания стабильных изотопов стронция, углерода, кислорода и серы в морской воде на протяжении фанерозоя (Veizer et al., 1999).

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в первичных и новообразованных в результате диагенеза карбонатных минералах (фазах) резко различны, и, следовательно, валовые пробы не соответствуют задаче определения первичного соотношения изотопов стронция (Горохов и др., 1995). При том, что наиболее значимые колебания испытывает соотношение изотопов углерода, а изотопная кривая стронция относительно более сглажена и монотонна (Knoll, Walter, 1992; Narbonne et al., 1994; Nicholas, 1996), последняя может служить контролем результатов по изотопам углерода, хотя разрешающая способность стратиграфии по стронцию для венда и кембрия относительно невысока.

Кислород

Изотопный состав кислорода изменяется в сторону уменьшения $\delta^{18}O$ при опреснении и потеплении на стадии осадконакопления и в ходе вторичных преобразований пород (Покровский, 1996; Veizer et al., 1999). При хемостратиграфических исследованиях венд-кембрийских отложений изотопно-кислородные кривые обычно используются для выявления постседиментационного изменения пород, если их поведение сходно с изотопно-углеродными кривыми (Покровский, 1996; Knoll et al., 1995). Однако, указывается на возможность отсутствия связи со вторичными изменениями падения значений $\delta^{18}O$ на 2–4‰ вслед за падением $\delta^{13}C$ в разрезах верхов венда Сибирской платформы и Монголии (Покровский, 1996; Brasier et al., 1996).

Сера

Соотношение $^{34}S/^{32}S$ (выражаемое как $\delta^{34}S$) может быть связано с интенсивностью фракционирования изотопов серы в ходе сульфатредукции и окисления (биологического и небиологического) и образования эвапоритов при повышении температуры, а также с изменением континентальной эрозии и мантийным (в основном, гидротермальным) притоком (Holser et al., 1988). Рост соотношения в результате резкого усиления фракционирования изотопов серы, начавшийся в позднем протерозое (Canfield, Teske, 1996), привел в венде и раннем кембрии к образованию отложений, наиболее обогащённых ^{34}S (около +35 ‰) за всю геологическую историю Земли (Donnelly et al, 1990; Shields et al, 1999). Существует отрицательная корреляция между долговременным изменением $\delta^{13}C$ в карбонатах и $\delta^{34}S$ в сульфатах (Veizer et al., 1980, 1999), отражающая связь окислительно-восстановительных циклов серы и углерода, тогда как относительно кратковременные скачки вероятнее объяснить различной степенью открытости бассейна или локальной спецификой раннедиагенетических процессов (Shields et al., 1999).

Неодим

Основным поставщиком Nd в океан является континентальная эрозия. Соотношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ (εNd) в морской воде практически целиком определяется изотопным составом континентального сноса в океан. Время пребывания неодима в морской воде относительно невелико и составляет первые сотни лет (Felitsyn et al., 1998). В связи с этим общее соотношение изотопного состава неодима испытывает значительные вариации согласно изменениям в питающих провинциях отдельных бассейнов и имеет ограниченное применение в стратиграфии, но более пригодно для бассейнового анализа (Piepgras et al., 1979; Goldstein, Jacobsen, 1987). Неодим, накапливаясь в биогенных фосфатах (лингуляты, конодонты), может играть важную роль при реконструкциях бассейнов (Felitsyn et al., 1998).

Общая изотопная кривая по неодиму для фанерозоя была составлена путем усреднения значений соотношения изотопов в различных бассейнах (Keto, Jacobsen, 1988). Соотношение изотопов в кембрии было очень низким и варьировало от -15 до -10, тогда как в неопротерозое оно было выше, около -4 (Kaufman et al., 1993). Неодим является перспективным элементом для определения вариаций соотношения изотопов в венд-кембрийское время, когда оно испытывало значительные коле-

бания, связанные, по-видимому, с повышенной эрозией континентов, что также согласуется с изотопными кривыми по стронцию (Keto, Jacobsen, 1987; Kaufman et al., 1993).

Палеомагнитостратиграфия

Палеомагнитостратиграфия основана на изменениях магнитного поля Земли в геологической истории, отраженных в остаточной намагниченности пород. Палеомагнитостратиграфические подразделения могут быть выделены по монополярным интервалам, интервалам частого чередования прямой и обратной полярности и их взаимному расположению в шкале. Наиболее дробными подразделениями магнитостратиграфической шкалы являются микрозоны (менее 0.5 млн лет), субзоны (около 0.5 млн лет) и ортозоны (0.5–5 млн лет). Микрозона и субзона могут соответствовать подзоне или зоне, а ортозона – зоне или ярусу стратиграфической шкалы. Аномалии (несколько тысяч лет) и инверсии (5–30 тыс. лет) магнитного поля могут рассматриваться как перспективные репера для венд-кембрийских отложений после получения устойчивой последовательности дробных палеомагнитных зон хотя бы в региональном масштабе (например, на Сибирской платформе). Породами, благоприятными для палеомагнитных измерений, считаются вулканогенные, а также пестроцветные, преимущественно красноцветные разности.

Палеомагнитостратиграфические исследования венда и нижнего кембрия на Сибирской платформе показали преобладание обратной полярности при подчиненном значении зон прямой намагниченности (Храмов и др., 1965; Родионов, Осипова 1985; Pisarevsky et al., 1997). Данные были получены из разрезов Присаянья, Прибайкалья, Анабарского и Оленёкского поднятий и Учуро-Майского района. Материалы из среднего течения реки Лены (Kirschvink, Rozanov 1984) находятся в противоречии с ними, так как указывают на то, что томмотский ярус характеризуется преобладанием прямой полярности, однако более поздняя работа дала противоположный результат (Kirschvink et al., 1991). На севере платформы в нижнем кембрии выявляется до 10 инверсий на фоне преобладания обратной намагниченности вплоть до низов среднего кембрия (Pisarevsky et al., 1997). Преимущественная обратная полярность подтверждается в переходных отложениях и нижнем кембрии Пакистана (Klo-otwijk et al., 1986), Северо-Китайской платформы (Zhao et al., 1992) и западной Монголии (Evans et al., 1996).

Радиоизотопная геохронология

Датировки на основе высокоточного микрозондового анализа сингенетических кристаллов циркона с помощью уран-свинцового метода были проведены в венде и нижнем кембрии Великобритании, Канады, Марокко, Китая и Южной Австралии (Compston et al., 1992; Cooper et al., 1992; Davidek et al., 1998; Landing et al., 1998), Намибии (Grotzinger et al., 1995) и севера Сибирской платформы (Bowring et al., 1993). Точность датировок составляет до первых сотен тысяч лет.

Нижняя часть зоны *Anabarites trisulcatus*, рассматриваемая в некоторых случаях как основание нижнего кембрия, включающего маныкайский ярус (Миссаржевский, 1989), датирована на севере Сибирской платформы 543.9±0.2 млн лет, а для основания зоны *Lapworthella tortuosa–Watsonella sibirica* томмотского яруса приводится абсолютная датировка 534.6±0.4 млн лет (Bowring et al., 1993; табл. 2.1.1, 2.1.3–2.1.7).

В разрезах венд-кембрийских отложений Авалонии, где находится стратотип докембрийско-кембрийской границы, довольно часто попадаются прослои пеплов, по которым может быть откалибрована стратиграфическая шкала региона и проведена корреляция в глобальном масштабе (Landing, 1998). Для зоны *Watsonella crossbyi* Авалонии имеется датировка 530.7±0.9 млн лет (Isachsen et al., 1994). Зона сопоставляется с верхней частью дотоммотского маныкайского яруса, однако ее корреляция с дотоммотскими отложениями Сибирской платформы дискуссионна, так как там эта зона обычно помещается в основание томмотского яруса (Rozanov, 1995).

Оценка абсолютного возраста атдабан-ботомской границы приводится для Южной Австралии и составляет 526±4 млн лет (Cooper et al., 1992). Согласно Jago and Haines (1998), трилобиты и археоциаты указывают скорее на то, что она позднеботомская. Другая датировка 522.8 ±1.8 млн лет для Австралии также интерпретируется как позднеботомская (Jago, Haines, 1998). Принимая во внимание трудности биостратиграфической корреляции с сибирской ярусной шкалой, эти датировки могут также соответствовать и более древним отложениям (Landing et al., 1998). Так, дотрилобитовые слои в Марокко были датированы 522.0±2.0 млн лет, а коррелируемые с атдабан-ботомскими отложения Марокко и Канады имеют возраст 517.0±1.5 млн лет и 519.0±1.0 млн лет, соответственно (Landing et al., 1998).

Максимальный возраст нижне-среднекембрийской границы, определённый для Австралии, составляет 509 млн лет или менее (Young, Laurie, 1996; табл. 2.1.1–2.1.2, 2.1.5–2.1.7), хотя, согласно Jago and Haines (1998), эта граница древнее 510 млн лет. Абсолютный возраст 511.0±1.0 млн лет был получен для верхней части нижнего кембрия Канады, коррелируемого с интервалом ботом-средний тойон Сибири. Радиоизотопные анализы показали, что продолжительность раннего кембрия больше, чем суммарная длительность среднего и верхнего кембрия, равная ~20 млн лет, и составля-

ет более 30 млн лет (Landing, 1998; Landing et al., 1998).

Возможность датирования уран-свинцовым методом сингенетического фосфатного минерала ксенотима (=гуссакита), распространённого в терригенных породах, позволит, вероятно, в будущем существенно расширить приложение метода абсолютного датирования на невулканогенные осадочные породы преимущественно терригенного происхождения (McNaughton et al., 1999). Точность датировок по ксенотиму достигает в настоящее время первых миллионов лет.

При получении обсуждаемых датировок для сравнения использовался один и тот же цирконовый стандарт SL13, тогда как при выборе другого цирконового стандарта QGNG те же самые датировки удревняются на несколько миллионов лет (Jago, Haines, 1998). Таким образом, абсолютные датировки имеют значительно более низкий общий потенциал для корреляции и детализации, чем биостратиграфия.

Перспективы комплексного подхода при сопоставлении и детализации шкал переходных и нижнекембрийских отложений

Стратиграфическая шкала переходных и нижнекембрийских отложений должна отражать логически связанную систему реконструкций (Мейен, 1980), основанную на независимых данных и методах. В настоящее время исходные признаки этих отложений (любые признаки с конкретной геологической привязкой, доступные непосредственному или лабораторному наблюдению) и их изменения обрабатываются и сопоставляются следующими стратиграфическими методами: палеонтологическим (биостратиграфия), геологическим (анализ осадочных последовательностей и цикличности) и физико-химическими (хемостратиграфия, магнитостратиграфия и радиоизотопная геохронология). Такое разделение имеет не только теоретическое значение, оно реализуется на практике и ценно независимостью получения результатов. Результатами совместного применения этих методов должны быть комплексные (палеоэкосистемные) реконструкции, потенциально могущие обладать более узким, чем параллельные шкалы, временным интервалом детальности. Однако первоочередной их целью представляется не детализация шкалы на рассматриваемом здесь ее отрезке, а более точное сопоставление разнофациальных и разнопровинциальных разрезов и параллельных стратиграфических схем в результате выявления общей последовательности изменений в палеоэкосистемах. Расширение ареала и сужение временного интервала палеоэкосистемных реконструкций есть следствие такого подхода, а результаты могут быть проконтролированы разнообразной практикой поисковых работ.

Применительно к докембрийско-кембрийской границе существенными являются два взаимодополняющих подхода. Первый состоит в необходимости оценки границы по показателю событийности, включающему рассмотрение биологической, геохимической и, возможно, тектонической и эвстатической событийности переходных отложений. Второй подход заключается в корреляции параллельных шкал, выработанных перечисленными методами, на региональном уровне с целью разработки и детализации общей зональной шкалы переходных отложений. Поскольку стратиграфическая граница в фанерозое – это граница между двумя зонами, то переходные отложения минимально ограничены объёмом этих зон. Проходящими группами для обоснования такой границы могут быть в настоящее время акритархи, ихнофоссилии и древнейшие скелетные окаменелости. Наиболее низкая ее позиция в этом случае – это кровля интервал-зоны *Protohertzina anabarica-Anabarites trisulcatus* в как можно более узком понимании последней.

Комплексом стратиграфических методов следует пользоваться прежде всего при детализации и сопоставлении параллельных шкал в региональном масштабе, в пределах единого бассейна осадконакопления или его части. Применение одного лишь палеонтологического метода затруднено тем, что сохранность и распространение древнейших скелетных организмов явно зависит от фаций (Brasier et al., 1996; Palmer, 1998). В рамках биостратиграфической шкалы недостаточного разрешения анализ осадочной цикличности и хемостратиграфия повышают точность корреляции (Christie-Blick et al., 1988, 1995; Pelechaty et al., 1996). Палеогеографические реконструкции на этой основе существенно облегчают дальнейшую детализацию шкал. Они приобретают особое значение в связи с установленным провинциализмом раннекембрийских бентосных организмов включая трилобитов и археоциат. Границы ярусов сибирской шкалы, установленные на основе двух последних групп, по-видимому, не являются событийными в глобальном масштабе, что затрудняет их планетарную корреляцию (Palmer, 1998).

Следует принять во внимание выводы о соответствии некоторых углеродных пиков переходных отложений и раннего кембрия эволюционным изменениям в биоте того времени (Brasier et al., 1994; Knoll et al., 1995). Ряд пиков $\delta^{13}C$ может быть приурочен к таким биособытиям, как появление фауны зоны Purella (Kirshcvink et al., 1991), археоциат, трилобитов, а также смене групп и вымираниям (Brasier et al., 1994). Детальная корреляция на основе малых изотопных аномалий осложняется тем, что они не обладают резкой индивидуальностью и могут не быть зафиксированы из-за седиментологических причин или недостаточно частого опро-

бования разреза, в связи с чем сопоставление изотопных кривых может проводиться только с учетом установленных реперных точек. Биостратиграфия дает ряд реперов, согласно которым можно производить детализацию шкал непалеонтологическими методами. С другой стороны, углеродная хемостратиграфия переходных и нижнекембрийских отложений в настоящее время с наибольшей достоверностью из всех непалеонтологических методов способна выявить диахронность биособытий в разных регионах, например появления Anabarites trisulcatus и Protohertzina anabarica (Brasier et al. 1996) или ихнофоссилий кембрийского типа (Brasier et al., 1994; Narbonne et al., 1994; Knoll et al., 1995; Narbonne, Aitken, 1995).

Комплексное использование хемостратиграфии и осадочной цикличности позволяет получать реконструкции для бассейнового анализа вплоть до интервалов отдельных зон. Комбинирование этих данных с биостратиграфическими и абсолютными датировками позволило, например, рассмотреть возможность перерыва длительностью 3–6 млн лет в основании томмотского яруса стратотипической местности (Knoll et al., 1995). Иллюстрацией могут также служить разрезы переходных отложений западной Монголии, которые на порядок превосходят сибирские по мощности и представляют, по-видимому, непрерывную последовательность благоприятных для нахождения окаменелостей литофаций. Комплекс хемо- и биостратиграфических данных указывает на вероятный дотоммотский возраст баянгольской свиты и томмот-атдабанский возраст вышележащей саланыгольской свиты (Brasier et al., 1996), что противоречит выводам по одним лишь биостратиграфическим данным (Воронин и др., 1982; Есакова, Жегалло, 1996). Рост разнообразия, отраженный в представительных комплексах по всему разрезу баянгольской свиты, постепенный, без спазматического увеличения числа таксонов, которым характеризуется основание томмотского яруса стратотипической местности Сибирской платформы. По-видимому, появление нескольких десятков новых таксонов с основания томмотского яруса юга Сибирской платформы отражает этап скрытой по седиментологическим причинам предшествующей эволюции в дотоммотское время.

При сравнении секвенций для разных регионов возможно обоснование эвстатической природы отдельных трансгрессивно-регрессивных циклов. Так, природа Больших Циклов Северо-Американской платформы объясняется преимущественно эвстатическими колебаниями (Aitken, 1978; Chow, James, 1987; Bond et al., 1988). Это создает перспективу обоснования подобных циклов на других платформах (Mount, Signor, 1992). Вполне вероятно, например, что палеокарст, ниже основания немакит-далдынского горизонта отвечающий субаэральным условиям и примерно соответствующий стратиграфическому несогласию в некоторых разрезах Сибири и других осадочных бассейнов, таких как Намибия (Saylor et al., 1995), западная Северная Америка (Narbonne et al., 1994; Ross et al., 1995; Runnegar et al. 1995), Австралия (Christie-Blick et al. 1995; Jenkins 1995; Walter et al. 1995), Гренландия (Fairchild, Hambrey, 1995), может свидетельствовать об эвстатической природе понижения уровня океана в это время (Pelechaty et al., 1996). Вблизи границы нижнего и среднего кембрия в Северной Америке и Балтоскандии выделяется регрессивный эпизод Hawke Bay, который может носить глобальный характер (Palmer, James, 1980; Bergström, Gee, 1985; Moczydlowska, 1998). Zhuravlev (1995, 1998) сопоставляет проявление этого события в Австралии и Сибири с нижней частью тойонского яруса. Эвстатические колебания уровня океана носят широкий событийный характер и должны применяться для межрегиональных корреляций. Последнее, в свою очередь, может использоваться, например, для выяснения, действительно ли рифтогенез и фрагментация континентов, очень интенсивно происходившая в самом конце позднего протерозоя, играли большую роль в эволюции ДСО, чем эвстатика (Torsvik et al., 1996; Lieberman, 1997).

Выводы

В стратиграфии переходных и раннекембрийских отложений стоит первоочередная задача корреляции параллельных шкал. Дальнейшая детализация – это следующий этап, при условии соответствия параллельных шкал, прежде всего в региональном масштабе.

Если относить к кембрию переходные отложения, но считать необходимым проведение докембрийско-кембрийской границы на региональном уровне в непрерывной последовательности биостратиграфических зон, то самая нижняя зона переходных отложений должна быть отнесена к венду. При дальнейшей детализации шкалы переходных отложений эта граница может удревняться в пределах данной зоны. Рассматриваемый комбинированный подход сочетает в себе как принцип удобства распознавания, так и событийную обоснованность границы. Для этого необходимо точно определить объем и последовательность самых нижних зон переходных отложений, таких как *Anabarites trisulcatus – Protohertzina anabarica, Anabarites latus, Purella* и их аналогов.

Принимая во внимание большое количество выделенных по различным группам биостратиграфических зон, можно сделать вывод о большом потенциале их точности и детальности для региональных шкал. Зональный и событийный подходы в биостратиграфии должны дополнять один другой и работать совместно. Зоны должны заполнять промежутки между событиями, а события разде-

лять зоны на более мелкие. Весьма перспективным направлением представляется создание шкал по первичнофосфатным окаменелостям.

Однако палеонтологический метод далеко не всегда является основным при стратиграфической реконструкции для переходных и нижнекембрийских отложений. Точность биостратиграфического метода при корреляции иногда не превышает, а в некоторых случаях меньше, чем достигаемая путем применения хемостратиграфического и радиоизотопного методов. Практика показывает также, что часто неопределенность в проведении изохронных поверхностей по первому появлению таксона или комплекса из-за их фациальной зависимости соответствует точности корреляции при использовании осадочных последовательностей. Выделение палеомагнитных подразделений и хемохронов позволит точнее скоррелировать разнофациальные и разнопровинциальные разрезы. Необходимо также выявление биостратиграфических уровней, увязанных с границами палеомагнитостратиграфических подразделений. Тем не менее, применение непалеонтологических методов для совершенствования стратиграфических схем переходных и нижнекембрийских отложений возможно только при надежной привязке к биостратиграфической шкале.

Комментарии к таблицам

В таблицах 2.1.1–2.1.7 в качестве биостратиграфической основы приняты для маныкайского (немакит-далдынского) яруса выделяемые в Западном Прианабарье на севере Сибирской платформы зоны по древнейшим скелетным окаменелостям (ДСО) Anabarites trisulcatus, Purella cristata, Aldanella crassa и Anabarella plana (см. табл. 2.1.3–2.1.4), а также выделяемые в Анабаро-Синском фациальном регионе на юге Сибирской платформы зоны по археоциатам в томмотском ярусе (см. табл. 2.1.1) и по трилобитам в посттоммотских отложениях (см. табл. 2.1.2).

Нижняя часть зоны Anabarites trisulcatus, рассматриваемая в некоторых случаях как основание нижнего кембрия, включающего маныкайский ярус (Миссаржевский, 1989), датирована на севере Сибирской платформы 543.9±0.2 млн лет, а для основания зоны Lapworthella tortuosa–Watsonella sibirica томмотского яруса имеется абсолютная датировка 534.6±0.4 млн лет (Bowring et al. 1993). Для зоны Watsonella crossbyi Авалонии имеется датировка 530.7±0.9 млн лет (Isachsen et al., 1994). Зона сопоставляется с верхней частью дотоммотского маныкайского яруса, однако ее корреляция с дотоммотскими отложениями Сибирской платформы дискуссионна, так как там эта зона обычно помещается в основание томмотского яруса (Rozanov, 1995). Максимальный абсолютный возраст 544 и 535 млн лет, соответственно, указаны в таблицах 1,3–7. Возраст атдабан-ботомской границы составляет по разным приведенным источникам от 530 до 515,5 млн лет (Cooper et al., 1992; Jago, Haines, 1998; Landing et al., 1998). Среднее значение 523 млн лет приведено в таблицах 2.1.1–2.1.2, 2.1.4–2.1.7. Максимальный возраст нижне-среднекембрийской границы, определённый для Австралии, составляет 509 млн лет или менее (Young, Laurie, 1996; табл. 2.1.7 и др.), хотя, согласно Jago and Haines (1998), эта граница древнее 510 млн лет. Датировка 509 млн лет отражена в таблицах 2.1.1–2.1.2, 2.1.5–2.1.7.

Литература

Бокова А.Р. Биостратиграфия и скелетные зоопроблематики нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск. 1992. 147 с.

Вальков А.К. О древнейших слоях нижнего кембрия северо-востока Сибирской платформы // Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск. 1970. С. 91–93.

Вальков А.К. Биостратиграфия и хиолиты кембрия северо-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1975. 140 с.

Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Учуро-Майский район). М.: Наука, 1982. 92 с.

Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Юдомо-Оленёкский регион). М.: Наука, 1987. 136 с.

Вальков А.К. Новые данные о зональном делении атдабанского яруса стратотипического разреза по хиолитам // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 10–17.

Васильева Н.И. Биостратиграфия нижних горизонтов кембрия северо-восточной части Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 5–15.

Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пашкявичине Л.Т. и др. Растительные микрофоссилии // Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 4–38.

Воронин Ю.И., Воронова Л.Г., Григорьева Н.В. и др. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы-Гол, МНР). М.: Наука, 1982. 152 с.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Горянский В.Ю., Егорова А.И., Савицкий В.Е. О фауне нижнего кембрия северного склона Анабарского щита // Учен. зап. НИИГА. Сер. Палеонтология и биостратиграфия. 1964. Вып. 4. С. 5–32.

Григорьева Н.В. Скелетные проблематичные организмы // Ярусное расчленение нижнего кембрия Сибири: Атлас окаменелостей. Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 558. М.: Наука, 1983. С. 155–169.

Демиденко Ю.Е. Скелетные проблематичные остатки из нижнего кембрия Южной Австралии: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1999. 24 с.

Егорова Л.И.,Савицкий В.Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). Тр. СНИИГГиМС; Вып. 43. М.: Недра, 1969. 408 с.

Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Монголии. Тр. Совместной Российско-Монгольской палеонтологической экспедиции; Вып. 46. М.: Наука, 1996. 216 с.

Коровников И.В. Уточнённое биостратиграфическое расчленение нижне- и среднекембрийских отложений севера Сибирской платформы по брахиоподам // Геология и геофизика. 1996. 37 (4). С. 52–59.

Мейен С.В. Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980. С. 16–21.

Менс К., Бергстрём Я., Лендзён К. Кембрий Восточно-Европейской платформы (корреляционная схема и объяснительная записка). 1987, 118 с.

Мешкова Н.П. К вопросу о палеонтологической характеристике нижнекембрийских отложений Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 158–174.

Мешкова Н.П. Хиолиты нижнего кембрия Сибирской платформы. Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 97. Новосибирск: Наука, 1974. 110 с.

Миссаржевский В.В. Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым проблематичным группам скелетных окаменелостей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. № 5. С. 52–68.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. Тр. ГИН; Вып. 443. М.: Наука, 1989. 237 с.

Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Стратиграфия и фауна пограничных толщ кембрия и докембрия Малого Каратау. Тр. ГИН; Вып. 326. М.: Наука, 1981. 90 с.

Пельман Ю.Л. Ранне- и среднекембрийские беззамковые брахиоподы Сибирской платформы. Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 316. Новосибирск: Наука, 1977. 168 с.

Пельман Ю.Л., Аксарина Н.А., Конева С.П. и др. Древнейшие брахиоподы Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1992. 145 с.

Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 4. С. 376–392.

Покровский Б.Г., Миссаржевский В.В. Изотопная корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 6. С. 768-771.

Репина Л.Н. Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 628. Новосибирск: Наука, 1985. С. 5–17.

Репина Л.Н. Планетарная корреляция ярусных подразделений нижнего кембрия по трилобитам // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 669. Новосибирск: Наука, 1986. С. 4–25.

Родионов В.П., Осипова Э.П. Региональная палеомагнитная шкала нижнего палеозоя Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л. 1985. С. 65-76.

Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. Тр. ГИН; Вып. 241. М.: Наука, 1973. 164 с.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия. Тр. ГИН; Вып. 148. М.: Наука, 1966. 127 с.

Розанов А.Ю., Репина Л.Н., Аполлонов М.К. и др. Кембрий Сибири. Тр. ИГиГ СО РАН; Вып. 788. Новосибирск: Наука, 1992. 135 с.

Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. Тр. ГИН; Вып. 206. М.: Наука, 1969. 380 с.

Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А. и Хоментовский В.В. Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. N 5. С. 21–31.

Савицкий В.Е. Стратиграфия кембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Тр. НИИГА; Том 101. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 54–68.

Савицкий В.Е., Шабанов Ю.Я., Евтушенко В.М., Шишкин Б.Б. Опорный разрез кембрия Хорбусуонской фациальной области (северо-восток Сибирской платформы) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибирской платформы. Тр. СНИИГГиМС; Вып. 32. Новосибирск, 1972. С. 53–60.

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 236 с.

Сысоев В.А. Стратиграфия и хиолиты древнейших слоёв нижнего кембрия Сибирской платформы. Якутск, 1968.

Сысоев *В.А.* Биостратиграфия и хиолиты ортотециморфы нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 152 с.

Ушатинская Г.Т. Необычные беззамковые брахиоподы из нижнего кембрия Монголии // Палеонтол. журн. 1987. № 2. С. 62–68.

Ушатинская Г.Т. Древнейшие лингуляты. Тр. ПИН; Том 232. М.: Наука, 1995. 91 с.

Храмов А.Н., Родионов В.П., Комиссарова Р.А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965. С. 206-213.

Шишкин Б.Б. Новые данные по стратиграфии раннекембрийских отложений северо-восточного Прианабарья (р. Б. Куонамка) // Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы (биостратиграфия, палеонтология, условия образования). Тр. ИГиГ; Вып. 475. Новосибирск: Наука, 1981. С. 20–27.

Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 18 с.

Aharon P., Schidlowsky, M., Singh I.B. Chronostratigraphic markers in the end-Precambrian carbon isotope record of the Lesser Himalaya // Nature. 1987. V. 327. P. 699-702.

Aitken J.D. Revised models for depositional Grand Cycles, Cambrian of the southern Rocky Mountains, Canada // Bull. Can. Pet. Geol. 1978. V. 14. P. 405-411.

Alvaro J.J. A general outline of the sedimentary patterns in the Cambrian Iberian basin (Iberian chanes, NE Spain) // Morocco'95. The Lower-Middle Cambrian standard of Western Gondwana. Beringeria Special issue 2. 1995. P. 162-164.

Anders,M.H., Krueger S.W., Sadler P.M. A new look at sedimentation rates and the completeness of the stratigraphic record // J. Geol. 1987. V. 95. P. 1-14.

Arén B., Lendzion K. Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendu i kambru dolnego // Prace Instytutu Geologicznego. 1978. V. 90. P. 7-49.

Asmerom Y., Jacobsen S.B., Butterfield N.J., Knoll A.H. Sr isotope variations in Late Proterozoic seawater: Implications for crustal evolution // Geochem. Cosmochem. Acta. 1991. V. 55. P. 2883-2894.

Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu. A Vendian-Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation // Geol. Mag. 1998. V: 135(4). P. 473-494.

Bengtson S., Fletcher T.P. The oldest sequence of skeletal fossils in the Lower Cambrian of southeastern Newfoundland // Canad. J. Earth Sci. 1983. V. 20 (4). P. 525-536.

Bengtson S., Conway M.S., Cooper B.J., Jell P.A., Runnegar B.N. Early Cambrian fossils from South Australia // Mem. of the Ass. of Austral. Palaeontol. 1990. № 9. 364 p.

Bergström J. Lower Cambrian shelly faunas and biostratigraphy in Scandinavia // Short Papers for the Second Int. Symp. on the Cambrian 1981. U.S. Geol. Surv., Open-File Report 81-743. P. 22-25.

Bergström J., Gee D.G. The Cambrian in Scandinavia // The Caledonide orogen – Scandinavia and related areas. Wiley, Chichester. 1985. Part 1. P. 247-271.

Bond G.C., Kominz M.A., Grotzinger J.P. Cambro-Ordovician eustacy: Evidence from geophysical modelling of subsidence in Cordillera and Appalachian passive margins // New perspectives in basin analysis. NY: Springer-Verlag, 1988. P. 129-160.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov, P. Calibriting rates of early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293-1298.

Brasier M.D. The sequence of small shelly fossils (especially conoidal microfossils) from English Precambrian-Cambrian boundary beds // Geol. Mag. 1986. V. 123. P. 237–256.

Brasier M.D. Towards a biostratigraphy of the earliest skeletal biotas // The Precambrian-Cambrian boundary. Oxford: Clarendon Press, 1989a. P. 117–165.

Brasier M.D. China and the Palaeotethyan Belt (India, Pakistan, Iran, Kazakhstan, and Mongolia) // The Precambrian-Cambrian boundary. Oxford: Clarendon Press, 1989b., P. 40-74.

Brasier M.D. Phosphogenetic event and skeletal preservation across the Precambrian-Cambrian boundary interval // Phosphorite research and development. Spec. Papers Geological Society of London. 1990. V.52. P. 282-303.

Brasier M.D. Paleoceanography and changes in the biological cycling of phosphorus across the precambrian-Cambrian boundary // Origin and early evolution of the Metazoa. NY: Plenum Press, 1992. P. 483-523.

Brasier M.D., Magaritz M., Corfield R., Luo Huilin, Wu Xiche, Quyan Lin, Jiang Zhiwen, Hamdi B., He Tiggui, Fraser A.G. The carbon- and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation // Geol. Mag. 1990. V. 127. P. 319-332.

Brasier M.D., Anderson M.M., Corfield R.M. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of early Cambrian carbonates in southeastern Newfoundland and England // Geol. Mag. 1992. V. 129. P. 265-279.

Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R. Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia (Precambrian-Cambrian boundary) // Terra Nova. 1993. V. 5. P. 225-232.

Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Corfield R.M., Derry L.A. A carbone isotope reference scale for the Lower Cambrian Series in Siberia and its significance // Geol. Mag. 1994. V. 131. P. 767-783.

Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic–early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133 (4). P. 445-485.

Briggs D.E.G., Fortey R.A. The Early Cambrian radiation of arthropods // Origin and early evolution of the Metazoa. NY: Plenum Press, 1992. P. 335-373.

Burke W.M., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson M.F., Omo J.B. Variations in seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. P. 516-519.

Canfield D.E., Teske A. Late proterozoic rise in atmospheric oxygen concentration inferred from phylogenetic and sulphur-isotope studies // Nature. 1996. V. 382. P. 127-132.

Chow N., James N.P. Cambrian Grand Cycles: A northern Appalachian perspective // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 93. P. 735-750.

Christie-Blick N., Grotzinger J.P., von der Borch C.C. Sequence stratigraphy in Proterozoic successions // Geology. 1988. V. 16. P. 100-104.

Christie-Blick N., Dyson I.A., van der Borch C.C. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic earth history // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 3-26.

Compston W., Jenkins R.J.F. Time points within the Vendian by ion probe. Abst. 8th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol. // U.S. Geol. Surv. 1994. № 1107. P. 65-90.

Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L., Zhang Zichao, Guogan M. Zircon U-Pb ages from the Early Cambrian time-scale // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 171-184.

Cooper J.A., Jenkins R.J.F., Compston W., Williams I.S. Ion-probe dating of a mid-Early Cambrian tuff in South Australia // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 185-192.

Davidek K., Landing E., Bowring S.A., Westrop S.R., Rushton A.W.A., Fortey R.A., Adrain J.M. New uppermost Cambrian U-Pb date from Avalonian Wales and age of the Cambrian-Ordovician boundary // Geol. Mag. 1998. V. 135(3). P. 305-309.

Debrenne F. Diversification of Archaeocyatha // Origin and early evolution of the Metazoa. NY.: Plenum Press, 1992. P. 425-443.

Debrenne F., Debrenne M. Archaeocyaths of the Lower Cambrian of Morocco // Morocco'95. The Lower-Middle Cambrian standard of Western Gondwana. Beringeria Special issue 2. 1995. P. 121-145.

Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a palaeoenvironmental record during the 'Cambrian excursion' // Earth Planet. Sci. Letters. 1994. V. 128. P. 671-681.

Donnelly T.H., Shergold J.H., Southgate P.N., Barnes C.J. Events leading to global phosphogenesis around the Proterozoic/Cambrian boundary // Phosphorite research and development. Geol. Soc. London. 1990. V. 52. P. 273-287.

Droser M., Gehling J., Jensen S. When the worm turned: Concordance of Early Cambrian ichnofabric and trace-fossil record in siliciclastic rocks of South Australia // Geology. 1999. V. 27 (7). P. 625-628.

Evans D.A., Zhuravlev A.Yu., Budney C.J., Kirschvink J.L. Paleomagnetism of the Bayan Gol Formation, western Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133(4). P. 487-496.

Fairchild I.J., Hambrey M.J. Vendian basin evolution in East Greenland and NE Svalbard // Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 217-233.

Fedonkin M.A. Paleoichnology of the Precambrian-Cambrian transition in the Russian Platform and Siberia // Trace fossils, small shelly fossils, and the Precambrian-Cambrian boundary. Bull. NY State Museum. 1988. № 463. P. 12.

Felitsyn S., Sturesson U., Popov L., Holmer L. Nd isotope composition and rare earth element distribution in early Paleozoic biogenic apatite from Baltoscandia: A signature of la-

petus ocean water // Geology. 1998. V. 26(12). P. 1083-1086.

Gedik I. Bati Toroslar kambriyek'ucinde Hadimopanellid bioyostratigrafisi: kambriyen'de yeni bir biyostratigrafik zonlama // Tur. Jeol. Bult. 1989. V. 32. P. 65-78.

Geyer G. Proposal of formal lithostratigraphical units for the Terminal Proterozoic to early Middle Cambrian of southern Morocco // Newsl. Stratigr. 1990. V. 22(2/3). P. 87-109.

Geyer G., Uchman A. Ichnofossil assemblages from the Nama Group (Neoproterozoic-Lower Cambrian) in Namibia and the Proterozoic-Cambrian boundary problem revisited // Morocco' 95. The Lower-Middle Cambrian Standard of Western Gondwana. Beringeria Special issue 2. 1995. P. 175-202.

Geyer G., Landing E., Heldmaier W. Faunal and depositional environments of the Cambrian of the Moroccan Atlas regions // Morocco'95. The Lower-Middle Cambrian standard of Western Gondwana. Beringeria Special issue 2. 1995. P. 47-119.

Geyer G., Peng S., Shergold J.H. Stratigraphic chart for ISCS (unpublished) // Laurentia 99, V Field conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Group, International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Utah, Nevada, California, September 12-22, 1999.

Goldring R., Jensen S. Trace fossils and biofabrics at the Precambrian-Cambrian boundary interval in western Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133(4). P. 403-415.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater // Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect. 1987. V. 66. P. 245-272.

Gravestock D.I. Early and Middle Palaeozoic // South Australia Geological Survey Bulletin. 1995. V. 54(2). P. 3-61.

Gravestock D.I., Hibburt J.E. Sequence stratigraphy of the eastern Officer and Arrowie basins: a framework for Cambrian oil search // The APEA Jour. 1991. P. 177-190.

Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. New biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // Science. 1995. V. 270. P. 598-604.

Hamdi B., Brasier M.D., Jiang Zhiwen. Earliest skeletal fossils from Precambrian-Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran // Geol. Mag. 1989. V. 126. P. 283-289.

Holland S.M. The new stratigraphy and its promise for paleobiology // Paleobiology. 1999. V. 25(3). P. 409-416.

Holser W.T., Schidlowsky M., Mackenzie F.T., Maynard J.B. Geochemical cycles of carbon and sulfur // Chemical cycles in the evolution of the Earth. 1988. Wiley, NY. P. 105-173.

Isachsen C.E., Bowring S.A., Landing E., Samson S.D. New constraint on the division of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. P. 496-498.

Jago J.B., Haines P.W. Recent radiometric dating of some Cambrian rocks in southern Australia: relevance to the Cambrian time scale // Revista Española de Paleontología, № extr. Homenaje al Prof. Gonzalo Vidal. 1998. P. 115-122.

Jiang Zhi-wen. The Lower Cambrian fossil record of China // Origin and early evolution of the Metazoa. NY. 1992. P. 311-333.

Jenkins R.J.F. The problems and potential of using animal fossils and trace fossils in terminal Proterozoic biostratigraphy // Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 51-79.

Jensen S., Grant S.W.F. Implications from trace fossils for the Vendian-Cambrian boundary in the Torneträsk Formation, northern Sweden // Siverson, M. (ed.). Lundadagarna I Historisk Geologi och Palaeontologi, 15-16 mars 1993, III, Abstracts. 1993. Lund Publications in Geology 109. P. 15.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 27-49.

Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variation in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. P. 409-430.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Jacobsen S.B., Adams W. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. P. 509-533.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd isotopic variations of Phanerozoic Paleoceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 395-410.

Kimura H., Matsumoto R., Kakuwa Y., Hamdi B., Zibaseresht H. The Vendian-Cambrian 13C record, North Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian explosion // Earth and Planetary Sci. Lett. 1997. V. 147. E1-E7.

Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu. Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian Platform: a palaeomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geol. Mag. 1984. V. 121(3). P. 189-203.

Kirshcvink J.L., Magaritz M., Ripperdan R.L., Zhuravlev A.Yu., Rozanov A.Yu. The Precambrian-Cambrian boundary: magnetostratigraphy and carbon isotopes resolve correlation problems between Siberia, Morocco, and South China // GSA Today. 1991. V. 1(4). P. 69-71, 87, 91.

Klootwijk C.T., Nazirullah R., De Jong K.A. Paleomagnetic constraints on formation of the Mianwalire-entrant, Trans-Indus and western Salt Range, Pakistan // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 80. P. 394-414.

Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Sweet K., Lambert I.B. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // Nature. 1986. V. 321. P. 832-838.

Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrian Res. 1995a. V. 73. P. 251-270.

Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Adams W. Sizing up the sub-Tommotian unconformity in Siberia // Geology. 1995b. V. 23. P. 1139-1143.

Knoll A.H., Walter M.R. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth History // Nature. 1992. V. 356. P. 673-678.

Kruse P.D., Zhuravlev A.Yu., James N.P. Primordial metazoan-calcimicrobial reefs: Tommotian (Early Cambrian) of the Siberian Platform // Palaios. 1995. V. 10. P. 291-321.

Landing E. Lower Cambrian of eastern Massachusetts: stratigraphy and small shelly fossils // J. Paleont. 1988. V. 62. P. 661-695.

Landing E. Paleoecology and distribution of the Early Cambrian rostroconch Watsonella crossbyi Grabau // J. Paleont. 1989. V. 63. P. 566-573.

Landing E. Upper Precambrian through Lower Cambrian of Cape Breton island: Faunas, paleoenvironments, and stratigraphic revision // J. Paleont. 1991. V. 65(4). P. 570-595.

Landing E. Epeirogeny and Lazarus faunas, lithofacies-biofacies linkages, and the myth of a global chronostratigraphy // Origin and early evolution of the Metazoa. NY. 1992. P. 283-309.

Landing E. In situ earliest Cambrian tube worms and the oldest Metazoan-constructed biostrome (Placentian series, Southeastern Newfoundland) // J. Paleont. 1993. V. 67(3). P. 333-342.

Landing E. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time // Geology. 1994. V. 22. P. 179-182.

Landing E. Upper Placentian-Branchian Series of mainland Nova Scotia (Middle-Upper Lower Cambrian): Faunas, paleoenvironments, and stratigraphic revision // J. Paleont. 1995. V. 69(3). P. 475-495.

Landing E. Avalon 1997-A Pre-Meeting viewpoint // Avalon 1997-the Cambrian standard. NY State Museum Bulletin. 1998. № 492. P. 1-3.

Landing E., Myrow P.M., Benus A., Narbonne G.M. The Placentian Series: appearance of the oldest skeletalized faunas in southeastern Newfoundland // J. Paleontology. 1989. V. 63. P. 739-769.

Landing E., Bowring S.A., Davidek K.L., Westrop S.R., Geyer G., Heldmaier W. Duration of the Early Cambrian: U-Pb ages of volcanic ashes from Avalon and Gondwana // Can. J. Earth Sci. 1998. V. 35. P. 329-338.

Lambert I.B., Walter M.R., Zang W., Lu S., Ma G. Paleoenvironment and carbon-isotope stratigraphy of upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform // Nature. 1987. V. 325. P. 140-142.

Lieberman B. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: A biogeographic approach // Geology. 1997. V. 25(11). P. 1039-1042.

Liñán E., Perejón A., Sdzuy K. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision // Geol. Mag. 1993. V. 130(6). P. 817-833.

Liñán E., Quesada C. Rift phase (Cambrian), of the Ossa-Morena Zone, stratigraphy and paleontology // Pre-Mesozoic Geology of Spain (eds R.D. Dallmeyer and E. Martinez). Berlin, Heidelberg, NY, Roma: Springer-Verlag, P. 259-266.

Lindsay J.F., Brasier M.D., Dorjnamjaa D., Goldring R., Kruse,P.D., Wood R.A. Facies and sequence controls on the appearance of the Cambrian biota in southwestern Mongolia: implications for the Precambrian-Cambrian boundary // Geol. Mag. 1996. V. 133(4). P. 417-428.

Lindsay J.F., Kennard J.M., Southgate P.N. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus basin, central Australia // Special Publications of International Association on Sedimentology. 1993. V. 18. P. 605-631.

Luo Huilin, Jiang Zhiwen, Wu Xiche, Song Xueliang, Ouyang Lin, Xing Yusheng, Liu Guizhi, Zhang Shishan, Tao Yonghe. Sinian-Cambrian boundary stratotype section at Meishucun, Jinning, Yunnan, China. Kenming, Yunnan. 1984. 154 p.

Magaritz M., Holser W.T., Kirschvink J.L. Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform // Nature. 1986. V. 320. P. 258-259.

Magaritz M., Latham A.J., Kirschvink J.L., Zhuravlev A.Yu., Rozanov A.Yu. Precambrian-Cambrian boundary problem I: Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco // Geology. 1991. V. 19. P. 847-850.

Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., Evans D.A.D., Fedonkin M.A., Kirschvink J.L. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: implication for metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841-845.

McNaughton N.J., Rasmussen B., Fletcher I.R. SRIMP Uranium-Lead dating of diagenetic xenotime in siliciclastic sedimentary rocks // Science. 1999. V. 285. P. 78-80.

Mens K., Bergström J., Lendzion K. The Cambrian System on the East European Platform // International Union of Geological Sciences, Publication 25. 1990. 73 p.

Moczydlowska M. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland // Fossils and Strata. 1991. V. 29. 127 p.

Moczydlowska M. Cambrian acritarchs from Upper Silesia, Poland – biochronology and tectonic implications // Fossils and Strata. 1998. V. 46. 121 p.

Moczydlowska M., Vidal. G. How old is the Tommotian? // Geology. 1988. V. 16. P. 166-168.

Mount J.F., McDonald C. Influence of changes in climate, sea level, and depositional systems on the fossil record of the Neoproterozoic-Early Cambrian metazoan radiation, Australia // Geology. 1992. V. 20. P. 1031-1034.

Mount J.F., Signor Ph.W. Faunas and facies – fact and artifact. Paleoenvironmental controls on the distribution of Early Cambrian faunas // Origin and early evolution of the Metazoa. NY. 1992. P. 27-51.

Mount J.F., Gevirtzman D.A., SignorIII Ph.W. Precambrian-Cambrian transition problem in western North America: Part I. Tommotian fauna in the southwestern Great Basin and its implications for the base of the Cambrian System // Geology. 1983. V. 11. P. 224-226.

Muller K., Hinz-Schallreuter I. Palaeoscolecid worms of Middle Cambrian of Australia // Palaeontology. 1993. V. 36(3). P. 549-592.

Narbonne G.M., Aitken J.D. Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada // Neoproterozoic stratigraphy and Earth history. Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 101-121.

Narbonne G.M., Myrow P., Landing,E., Anderson M.M. A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland // Can. J. Earth Sci. 1987. V. 24. P. 1277-1293.

Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // Geol. Soc. Am. Bull. 1994. V. 106. P. 1281-1292.

Nicholas C.J. The Sr isotope evolution of the oceans during the 'Cambrian Explosion' // J. Geol. Soc. London. 1996. V. 153. P. 243-254.

Palmer A.R. Why is intercontinental correlatin within the Lower Cambrian so difficult? // Revista Española de Paleontología, № extr. Homenaje al Prof. Gonzalo Vidal. 1998. P. 17-21.

Palmer A.R., James N.P. The Hawke Bay event: a circum-Iapetus regression near the Lower-Middle Cambrian boundary // The Caledonides in the U.S.A. 1980. Virginia Polytechnic Institute State University Department of Geological Sciences, Memoir 2. P. 15-18.

Palmer A.R., Repina L.N. Through a glass darkly: taxonomy, phylogeny, and biostratigraphy of the Olenellina // The University of Kansas Paleontological Contributions, New Series. V. 3. P 1-35.

Pelechaty S.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, Northeast Siberian craton // J. Geology. 1996. V. 104. P. 543-563.

Perejón A. Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España // Cuadernos de Geología Ibérica. 1986, V. 9. P. 212-266.

Perejón A. palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyatha in Spain // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1994. V. 172. P. 341-354.

Piepgras D.J., Wasserburg G.J., Dasch, E.J. The isotopic composition of neodymium in different ocean masses // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 45. P. 223-236.

Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N. Paleomagnetism of Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia): paleopoles and the problem of magnetic

polarity in the Early Cambrian // Geophys. J. Int. 1997. V. 130. P. 746-756.

Popov L.Ye. The Cambrian radiation of brachiopods // Origin and early evolution of the Metazoa. 1992. NY. P. 399-423.

Qian Yi. Early Cambrian - Late Precambrian small shelly faunal assemblage with a discussion on Cambrian-Precambrian boundary in China // Academia Sinica Developments in Geoscience. Contribution to 27th IGC, 1984, Moscow. 1984. Science Press, Beijing. P. 9-20.

Qian Yi, Bengtson S. Paleontology and biostratigraphy of the Early Cambrian Meishucunian Stage in Yunnan Province, South China // Fossils and Strata. 1989. V. 24. 156 p.

Qian Yi, Zhu Mao-yan, He Ting-gui, Jiang Zhi-wen. New investigation of Precambrian-Cambrian boundary sections in eastern Yunnan // Acta Micropalaeont. Sinica. 1996. V. 13(3). P. 225-240.

Repina L.N. Trilobite biostratigraphy of the Lower Cambrian stages in Siberia // U.S. geol. Surv. Open-File Rep. 81-743. 1981. P. 173-180.

Ripperdan R.L. Global variations in carbon isotope composition during the latest Neoproterozoic and earliest Cambrian // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1994. V. 22. P. 385-417.

Ross G.M., Bloch J.D., Krouse H.R. Neoproterozoic strata of the southern Canadian Cordillera and the isotopic evolution of seawater sulfate // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 71-99.

Rozanov A.Yu. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time: Comment and Reply // Geology. 1995. V. 23(3). P. 285.

Rozanov A.Yu., Zhuravlev A. The Lower Cambrian fossil record of the Soviet Union // Origin and early evolution of the Metazoa. NY.1992. P. 205-282.

Runnegar B., James G., Horodyski R.J., Jensen S., Knauth L.P. Base of the Sauk sequence is a global eustatic event that lies just above the Precambrian-Cambrian boundary // Geol. Soc. America Abs. with Prog. 1995. V. 27, p. A330.

Sadler P.M. Sedimentation rates: Are thicker sections more complete? // Geol. Soc Am. Abstracts with Programs. 1987. V. 19. P. 827.

Saylor B.Z., Grotzinger, J.P., Germs G.J.B. Sequence stratigraphy and sedimentology of the Neoproterozoic Kuibus and Schwarzrand Subgroups (Nama Group), southwestern Namibia // Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 153-171.

Shields G.A., Strauss H., Howe S.S., Siegmund H. Sulphur isotope compositions of sedimentary phosphorites from the basal Cambrian of China: implications for Neoproterozoic-Cambrian biogeochemical cycling // J. of the Geological Society, London. 1999. V. 156. P. 943-955.

Sokolov B.S. The Vendian System and "Neoproterozoic III" // Stratigraphy. Geological Correlation. 1995. № 3. P. 575-590.

Strauss H., Bengtson S., Myrow P.M., Vidal G. Stable isotope geochemistry and palynology of the late Precambrian to Early Cambrian sequence in Newfoundland // Canad. J. Earth Sci. 1992. V. 29. P. 1662-1673.

Strauss H., Vidal G., Moczydlowska M., Paczesna, J. Carbon isotope geochemistry and palaeontology of Neoproterozoic to early Cambrian siliciclastic successions in the East European Platform, Poland // Geol. Mag. 1997. V. 134. P. 1-16.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van Der Voo R., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic. - A tale of Baltica and Laurentia // Earth-Sci. Rev. 1996. V. 40. P. 229-258.

Tucker M.E. Carbon isotope excursions in Precambrian/ Cambrian boundary beds, Morocco // Nature. 1986. V. 319. P. 48-50.

Tu*cker M.E.* Carbon isotope and Precambrian-Cambrian boundary geology, South Australia: ocean basin formation, water chemistry and organic evolution // Terra Nova. 1989. № 1. P. 375-379.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., III, Sangree J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level // Seismic stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26. 1977. P. 49-212.

Vail P.R., Handenbol J., Todd R.G. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy // Interrerional unconformities and hydrocarbon accumulations. Amer. Ass. Petrol. Geologists Memoir. 1984. V. 36. P. 129-144.

Veizer J., Holzer W.T., Wilgus C.K. Correlation of $^{13}C/^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 579-587.

Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener, A., Ebneth S., Godderis Y., Jasper T., Korte Ch., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. Sr/Sr, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 59-88.

Vidal G., Palacios T., Moczydlowska M., Gubanov A.P. Age constraints from the small shelly fossils on the early Cambrian terminal Cadomian Phase in Iberia // GFF. 1999. V. 121 (Pt.2). P. 137-143.

Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Jr., Vail P.R., Sarg, G.F., Loutit T.S., Hardenbol J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // Sea-level changes: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1988. V. 42. P. 39-45.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Grey, K. Neoproterozoic stratigraphy of the Centralian Superbasin, Australia // Neoproterozoic stratigraphy and Earth history. Precamb. Res. 1995. V. 73. P. 173-195.

Zhao X., Coe R.S., Liu C., Zhou Y. New Cambrian and Ordovician paleomagnetic poles for the North China block and their paleogeographic implications // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, B.2. P. 1767-1788.

Zhuravlev A.Yu. Preliminary suggestions on the global Early Cambrian zonation // Beringeria Special issue 2. 1995. P. 147-160.

Zhuravlev A.Yu. Outlines of the Siberian platform sequence stratigraphy in the Lower and Lower Middle Cambrian (Lena-Aldan area) // Revista Española de Paleontología, № extr. Homenaje al Prof. Gonzalo Vidal. 1998. P. 105-114.

Zhuravlev A.Yu., Gravestock D.I. Archaeocyaths from Yorke Peninsula, South Australia and archaeocyathan Early Cambrian zonation // Alcheringa. 1994. V. 18. P. 1-54.

2.2. Зональный стандарт турона по планктонным фораминиферам

Граница сеномана и турона связывается с исчезновением рода *Rotalipora*, граница турона и коньяка с возникновением рода *Contusotruncana*; нижняя граница среднего турона проводится по появлению рода *Sigalitruncana*, верхнего турона – по появлению рода *Concavatotruncana*. Уровни возникновения спирально-уплощенных форм использованы для составления стандартной шкалы, включающей зоны (снизу вверх): *Bollitruncana kuepperi*, *Verotruncana imbricata*, *Bollitruncana baissunensis*, *Bollitruncana elata*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Helvetoglobotruncana posthelvetica*, *Falsotruncana maslakovae*, *Coronotruncana paraconcavata*.

The boundary between Cenomanian and Turonian is marked by the extinction of genera *Rotalipora*. The boundary between Turonian-Coniacian is connected with the appearance of genera *Contusotruncana*. The appearance of genera *Sigalitruncana* is the level for the base of Middle Turonian. The appearance of genera *Concavatotruncana* determines the base of Upper Turonian. The new zonal standard is proposed herein and based on the distribution of the planoconvex planktic foraminifers. The standard comprises the following zones: *Bollitruncana kuepperi*, *Verotruncana imbricata*, *Bollitruncana baissunensis*, *Bollitruncana elata*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Helvetoglobotruncana posthelvetica*, *Falsotruncana maslakovae*, *Coronotruncana paraconcavata*.

Достижением последних лет стал повсеместный переход на зональный уровень при разработке стратиграфических шкал фанерозоя и использование в международном масштабе некоторых общих принципов выделения зон, упорядочение их иерархии и номенклатуры (Hedberg, 1976; Стратиграфический Кодекс, 1992; Murphy, Salvador, 1999; Gladenkov, 2000); намечены пути совершенствования зонального расчленения и перехода к более дробным подразделениям (Гладенков, 1995).

Главная тенденция проявилась в создании ***интегрированных стандартных шкал*** с использованием зон разных категорий, дополненных данными о распределении видов-маркеров, датум-плэйнов, реперных зон с обозначением заметных и существенных рубежей эволюционных и/или экологических изменений в составе групп и комплексов.

В наибольшей степени подобные шкалы реализованы в палеоген–четвертичной стратиграфии (Berggren et al., 1995; Serra-Kiel J. et al., 1997). Для других стратиграфических интервалов создание интегрированных шкал только началось и пока используются разные варианты стандартных шкал.

Главным элементом в таких интегрированных шкалах остаются схемы, основанные на филозонах руководящих групп фауны. В настоящей статье предпринимается попытка разработать филозональную схему, по планктонным фораминиферам, которая представляла бы собой основу стандартной интегрированной зональной шкалы для туронского яруса.

Ее основу составляют данные автора по распределению планктонных фораминифер в нижнем и среднем туроне южных районов Таджикской депрессии и Юго-Западном Дарвазе. Использованы также зоны существующей в течение многих лет провинциальной схемы (В. Корчагин, 1969; 1998; Джалилов и др., 1985; О. Корчагин, 1986, 1988), увязанной в данной работе с зонами по аммонитам. Также использованы опубликованные материалы по среднему–верхнему турону Туниса (Salaj, 1969, 1986; Robaszynski et al., 1990) и стратотипическим разрезам турона (Самюр–Монтричард) (Amedro et al., 1982). К этому следует добавить анализ и ревизию многих провинциальных схем, разработанных в различных районах Северного полушария.

При выделении зон в предлагаемом стандарте были использованы виды главным образом спирально-уплощенных фораминифер, которые, по мнению автора, являются самыми заметными и перспективными для биостратиграфии. Появление и исчезновение таксонов более высокого ранга рассматриваются в качестве критериев ярусных и подъярусных границ турона.

В идеальном случае *зоной* стандартной шкалы следует считать *отложения, сформировавшиеся с момента возникновения одного морфологически выразительного широко распространенного вида до момента возникновения другого, генетически с ним связанного, морфологически выразительного широко распространенного вида.* Важным при выделения таких зон становится выбор видов-индексов из наиболее быстро развивавшихся групп, возникновение которых имеет ясную эволюционную природу. При этом полностью исключается использование так называемых интервал-зон, выделяемых между исчезновением вида-индекса нижней и появлением вида-индекса верхней зоны. Этого подхода автор старался придерживаться при разработке предлагаемой шкалы.

Проблемы зональной биостратиграфии турона по планктонным фораминиферам

Хотя туронский ярус как самостоятельное подразделение предложен А.д'Орбиньи еще в 1847 г. (Меловая система, 1986), его ярусные и подъярусные границы не утверждены до сих пор (Remaine et al., 2000). Имеется лишь несколько вариантов их проведения. В качестве стандартных для турона обычно используются зональные шкалы по планктонным фораминиферам и аммонитам, между подразделениями которых соотношения пока точно не установлены.

Существуют также проблемы, связанные с разработкой шкалы по планктонным фораминиферам. Так, в наиболее известной шкале Г. Болли (Bolli, 1966), позже модернизированной (Sigal, 1977; Robaszynski, Caron, 1979; Robaszynski, Caron in Hardenbol et al., 1998), зоны охватывают неоправданно широкий стратиграфический диапазон. В имеющихся схемах, основанных на планктонных фораминиферах, пока не находит отражение трехчленное подъярусное деление турона, предложенное специалистами по аммонитам, не определены критерии проведения границ подъярусов. В последние годы обострилась проблема определения границы турона–коньяка по планктонным фораминиферам. Оказалось, что виды-маркеры, по которым проводилась эта граница, появляются значительно ниже (Robaszynski et al., 1990). Ко всему этому добавляется несогласованность диагностики руководящих видов планктонных фораминифер.

Ниже остановимся на этом более подробно. В стандартной шкале по аммонитам нижняя граница турона проводится в основании зоны *Watinoceras coloradoense* (*Watinoceras devonensis* in Hardenbol et al., 1998), граница турона–коньяка в основании зоны *Forresteria petrocoriensis;* нижняя граница среднего турона в основании зоны *Kamerunoceras turoniense*, верхнего турона либо в основании зоны *Romaniceras deverianum* Галлийской схемы или несколько выше – в основании зоны *Subprionocyclus neptuni* Англо-Саксонской схемы (Kennedy, 1984).

По планктонным фораминиферам границу сеномана - турона проводят ниже, чем по аммонитам, либо по исчезновению рода *Rotalipora* Brotzen, 1942 в основании аммонитовой зоны *Sciponoceras gracile* (Carter, Hart, 1977; Marks, 1984), либо по появлению вида *Dicarinella imbricata* (Mornod) в основание аммонитовой зоны *Vascoceras cauvini* (Salaj, 1986). Границу турона и коньяка обычно проводили по появлению вида *Concavatotruncana concavata* (Brotzen), в основании одноименной зоны (Sigal, 1977; Robaszynski, Caron, 1979). Другим ее маркером считалось появление видов *Marginotruncana* gr. *renzi* (Gandolfi) и *Marginotruncana tarfaensis* (Lehmann) (Marks, 1984). Оказалось, что все эти виды появляются в среднем и верхнем туроне (Robaszynski et al., 1990).

По планктонным фораминиферам в качестве стандартных предлагалось несколько шкал, некоторые из которых не потеряли своего значения и поныне (Bolli, 1966; Van Hinte, 1972, 1976; Premoli-Silva, Bolli, 1973; Premoli-Silva, Boersma, Doherty, 1977; Sigal, 1977; Robaszynski, Caron, 1979; Robaszynski, 1983).

Из них чаще всего используется шкала Г. Болли (Bolli, 1966), модифицированная в работах Sigal (1977), Robaszynski, Caron (1979), Robaszynski, Caron in Hardenbol et al.(1998). Согласно этой шкалы турон подразделяется на три зоны (снизу вверх): *Whiteinella archaeocretacea, Helvetoglobotruncana helvetica, Sigalitruncana schneegansi (=Marginotruncana schneegansi)* (Robaszynski, Caron in Hardenbol et al., 1998). Эти зоны первоначально выделены разными авторами в удаленных друг от друга районах и впоследствии были сведены Болли в единую шкалу. При этом Болли опирался прежде всего на разрезы верхнего мела Тринидада, где однако отложения верхней части сеномана, нижнего турона и части среднего турона размыты (Bolli, 1966). Здесь Болли смог проследить только слои с *Helvetoglobotruncana helvetica,* которые содержат типично среднетуронскую ассоциацию видов. Что касается нижней зоны, то Болли первоначально выделил ее как зону *Praeglobotruncana gigantea*, опираясь при этом на материалы по Северной Африки (Sigal, 1955). В качестве верхней зоны стандартной шкалы Болли использовал одноименную зону, выделенную в Тунисе Ф. Далбье (Dalbiez, 1955). Впоследствии Ж. Сигаль подтвердил зональное членение, предложенное Болли в странах Средиземноморья, переименовав, однако, зону *Praeglobotruncana gigantea* в зону *Whiteinella archaeocretacea* (Sigal, 1977). Эти три зоны с трудом были прослежены в стратотипической местности турона (Самюре – Монтричарде) (Amedro et al., 1982). Однако это не улучшило обоснование зон и их границ из-за плохой фораминиферовой характеристики разреза.

Впоследствии стало очевидно, что из трех зон, выделенных в туроне, только зона *Helvetoglobotruncana helvetica* является реперной, через которую можно самостоятельно датировать слои. Обоснование двух других зон – *Whiteinella archaeocretacea* и *Sigalitruncana schneegansi* менее определенно. Виды-индексы этих зон распространены значительной шире, чем обозначаемый ими стратиграфический интервал, а в сопутствующих им комплексах не выделены характерные виды, позволяющие уверенно прослеживать эти зоны. К тому же зона *Whiteinella archaeocretacea* ранее уже выделялась в верхней части среднего турона (Pessagno, 1969).

Имеются также проблемы и с зоной *Helvetoglobotruncana helvetica.* В зависимости от уровня ранних находок вида-индекса ее ограничивают либо среднем туроном, либо верхней частью нижнего турона – средним туроном (Robaszynski, Caron, 1979), либо целиком средним и нижним туроном

(Bandy, 1967). В одном случае вид *Helvetoglobotruncana helvetica* даже приводится из верхнего сеномана (Porthault, 1974). Соответственно, и зона *Whiteinella archaeocretacea* (=*Praeglobotruncana gigantea*) выделяется в разных объемах или не выделяется вообще. Неоднозначность проведения нижней границы зоны *Helvetoglobotruncana helvetica* на наш взгляд связана с различным пониманием вида-индекса.

Тем не менее, несмотря на низкую детальность этой шкалы, неопределенность нижней границы средней зоны, принадлежность выбранных видов-индексов разным эволюционным группам, притом что ни нижний из них, ни верхний не являются маркерами, это деление сказалось на многих провинциальных схемах, хотя в большинстве из них, для обозначения нижней и верхней частей разреза часто использовались и другие виды. При том, что объемы зон в таких схемах несколько различны, общая картина существующего трехчленного зонального деления турона по планктонным фораминиферам в различных районах мира такова.

Зона *Whiteinella archaeocretacea* [зона *Whiteinella archaeocretacea* (Sigal, 1977; Robaszynski, Caron, 1979; Premoli Silva, Sliter, 1999); зона ***Praeglobotruncana gigantea*** (Sigal,1955; Lehmann, 1965; Bolli, 1966), зона ***Hedbergella lehmanni*** (Hinte, 1972); зона ***Hedbergella gigantea*** (Hinte, 1965,1976); **not** зона ***Whiteinella archaeocretacea*** (Pessagno, 1969)]. Зона с таким названием впервые выделена в верхней части среднего турона на Западном побережье Северной Америки (Pessagno, 1969). В современном объеме, зона понимается шире – как интервал между исчезновением вида *Rotalipora cushmani* Brotzen и появлением вида *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) (Sigal, 1977). В провинциальных схемах ей отвечает зона ***"крупных хедбергелл"*** на севере Африки (Schifsma, 1955), в Италии (Bossellini et al., 1978; Stock, 1996), северо-западной Германии (Weiss, 1982); подзона ***Praeglobotruncana roddai*** в Калифорнии (Douglas, 1969); зона ***Praeglobotruncana praehelvetica*** в Восточных Карпатах (Sandulesku, 1969) или зона с "*крупными глобигеринами и разнообразными преглоботрункана-ми*" в Румынии (Neagu, 1970); слои с ***Whiteinella praehelvetica*** в Кантабрии (Amiot et al., 1978); зона ***Ce-5*** на юго-востоке Парижского бассейна (Lonail et al., 1978); зона ***Whiteinella archaeocretacea*** во Франции и Бельгии (Robaszynski, 1979; Conard-Moreau, 1982); зона ***Whiteinella baltica*** в Испании (Lamolda, 1982); зона ***Praeglobotruncana imbricata*** (Salaj, Samuel, 1966); зона ***Rotundina cretacea, Praeglobotruncana imbricata*** (Bellier, 1978); зона ***Whiteinella archaeocretacea, Dicarinella imbricata*** в Тунисе и Западных Карпатах (Salaj, Gasparikova, 1983; Salaj, 1986); зона ***Whiteinella inornata*** на Юго-Западном Дарвазе (Джалилов и др., 1984), зона ***Hedbergella loetterli*** с подзоной ***Clavihedbergella simplex*** (McNeil, Caldwell, 1981; Lang, McGugan, 1987); зона ***Hedbergella murphi*** в Тибете (Wan Xiaoqao, 1987,1990).

Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* [зона *Globotruncana helvetica,* зона *Praeglobotruncana helvetica,* зона *Marginotruncana helvetica*]. Зона впервые установлена Ф. Далбье и Ж. Сигалем (Dalbiez, 1955; Sigal, 1955) и в дальнейшем использована как основное подразделение стандартных шкал: Bolli, 1966; Hinte, 1972; Bandy, 1967; Sigal, 1977; Haq et al., 1987; Харланд и др., 1989; Premoli Silva, Sliter, 1999), а также региональных шкал Бореальной Европы и Средиземноморья (Robaszynski, Caron, 1979); Туниса и Западных Карпат (Salaj, Gasparikova, 1983; Salaj, 1986). Она прослеживается: в Северной Африке (Тунис, Марокко, Алжир) (Dalbiez, 1955; Sigal, 1955, 1956, Schifsma, 1955, Klaus, 1960, Salaj, 1969, Bellier, 1982, Salaj, Gasparikova, 1983, Lehmann, 1963, 1965; Weidmann, Butt, 1981; Robaszynski, Gonzalez Donoso et al., 2000), в Италии (Borsetti, 1962; Bosellini et al., 1978; Tronchetti, 1981; Stock, 1996), Швейцарии (*зона VI*) (Klaus, 1960; Caron, 1966), Чехословакии (Salaj, Samuel, 1966), Таджикистане (В. Корчагин, 1969,1998; Джалилов и др., 1985), на Атлантическом побережье Северной Америки (Pessagno, 1969), в Румынии (Sandulesku, 1969), Калифорнии (Douglas, 1969), Испании (Lamolda, 1982), Южных Пиренеях (Bilotte, 1982), Пакистане (Kureshy, 1976), Болгарии (Вапцарова, 1976 а, б), на юге Европейской части СССР (Маслакова, 1977; 1978), Малом Кавказе (Алиюлла, 1977), в Тюрингии (Marks, 1977), Аубе (DeVries, 1977), Польше (Peryt, 1978), Франции-Бельгии (Robaszynski, 1979), Франции (Самюр, Монтричард) (Amedro et al., 1982), Хюте-Провансе (Conard-Moireau, 1982), Булоне (Robaszynski et al., 1982), северо-западной Германии (Weiss, 1982), на Тибете (Wan Xiaoqiao, 1987, 1990); зона *Dicarinella hagni, Helvetoglobotruncana helvetica* в Чехия (Stemprokova-Jirova, 1992). Вид-индекс рассматриваемой зоны присутствует в зоне *Praeglobotruncana* установленной в Австрии (Sturm, 1969), зонах *VI-VII* в Польше (Heller, 1975), в среднем туроне Западного Австралийского бассейна (Belford, Scheibnerova, 1971).

Зона *Sigalitruncana schneegansi* (=***Marginotruncana schneegansi***) (=зона крупных "*розалин*"). Впервые выделена в Тунисе Ф. Далбье (Dalbiez, 1955). Рассматривалась в качестве зоны стандартных шкал (Bolli,1966; Premoli Silva, Bolli, 1973; Sigal, 1977; Robaszynski, Caron, 1979). В провинциальных схемах ей отвечают: зона ***Globotruncana schneegansi*** в Швейцарии (Herb, 1965); Тунисе и Западных Карпатах (Salaj, Samuel, 1966; Salaj, 1969, 1986; Robaszynski, Gonzalez Donoso et al., 2000); Австрии (Sturm, 1969); зона ***Marginotrun-cana renzi*** на Атлантическом побережье Северной Америки (Pessagno,1969); зона ***Globotruncana lapparenti*** в Италии (Borsetti, 1962), на юге Европейской части СССР (Маслакова, 1977); зона ***Globotruncana sigali*** в Ливии (Barr, 1972); зона ***Marginotruncana sigali*** в Италия (Stock, 1996); зона ***Marginotruncana fundicamerata*** в Испании (Lamolda,1982); зона ***Dicarinella primitiva-Margino-truncana sigali*** схемы

(Premoli Silva, Sliter, 1999). В современном объеме зона *Marginotruncana schne-egansi* (и ее эквиваленты) рассматривается как интервал между исчезновением вида *Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli)* и появлением вида *Concavatotruncana concavata (Brotzen)* (Robaszynski, Caron, 1979). В некоторых провинциальных схемах в состав отмеченных зон кроме верхних горизонтов турона включается и нижняя часть коньякских слоев.

Несмотря на видимое разнообразие фораминиферовых зон в различных провинциальных схемах, большинство из них не решают обозначенных выше проблем трехчленного зонального деления турона.

Для детализации стандартной шкалы и повышения обоснованности ее подразделений представляют интерес во-первых провинциальные схемы, где достигнута большая детальность зонального расчленения, во-вторых уровни появления характерных видов планктонных фораминифер (датум-плэйнов). Таких схем всего несколько.

Так, в Таджикистане в интервале разреза, отвечающем зоне *Whiteinella archaeocretacea* (или ее аналогам), между основанием аммонитовой зоны *Sciponoceras gracile* и подошвой зоны *Helvetoglobotruncana helvetica* выделяется пять зон (внизу сверх): *Praeglobotruncana gibba* (зона конических преглоботрункан), *Dicarinella imbricata, Globotruncana baissunensis, Hedbergella torta (=Brittonella brittonensis), Praeglobotruncana versiformis,* (В. Корчагин, 1969; 1998; О. Корчагин, 1986; Джалилов и др., 1986). В Западных Карпатах – Тунисе этот же интервал подразделялся на подзоны *Dicarinella hagni* (внизу) и *Dicarinella imbricata* (вверху) (Salaj, 1969, 1986).

Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* наиболее детально разделена на подзоны в Калифорнии и в Тунисе. Так, в верхней части зоны *Helvetoglobotruncana helvetica* на западном побережье Северной Америки установлена подзона *Whiteinella archaeocretacea* (Pessagno, 1969), а в Тунисе эта зона подразделена на три подзоны (снизу вверх): *Dicarinella trigona, Dicarinella biconvexa, Dicarinella turona* (Salaj, 1986).

Зона *Sigalitruncana schneegansi* наиболее детально подразделена в Тунисе, где в ее составе выделяют три подзоны (снизу вверх): *Falsotruncana maslakovae, Whiteinella inornata, Marginotruncana renzi* (Salaj, 1986).

Однако, не все зоны провинциальных шкал, с узким стратиграфическим диапазоном, можно использовать в стандартной шкале. Так проблематично использовать зоны *Praeglobotruncana gibba* и *Brittonella brittonensis,* поскольку присутствие характерных для них ассоциаций и видов-индексов скорее всего обусловлено экологическими факторами. Трудно использовать для детализации верхнего турона и зоны *Whiteinella inornata* и *Marginotruncana renzi.* Первая из них выделена в разрезе Тринидада, где характеризуется заведомо среднетуронскими видами (Bolli, 1957); на Юго-Западном Дарвазе где ее возраст точно датирован аммонитами и иноцерамами верхней части нижнего турона (Джалилов и др., 1984). Так же сложно определить и нижнюю границу зоны *Marginotruncana renzi* из-за того, что вид-индекс найден в более древних слоях, чем считалось (Robaszynski et al., 1990).

В числе зон провинциальных схем, которые могут быть использованы в детальной стандартной шкале, могут быть названы зоны среднего турона (=зоны *Helvetoglobotruncana helvetica*) схемы Ж. Салайи (Salaj,1986), хотя предлагаемая автором данной работы зональность, основанная на спирально-уплощенных формах, представляется нам более предпочтительной.

В последние годы детализация шкалы становится зависимой от определения уровней исчезновения и появления видов-маркеров (датум-плэйнов), которые, однако, еще требуется уточнить относительно аммонитовой шкалы. К таким уровням, которые предполагается использовать для детализации разрезов турона относятся: исчезновение вида *Rotalipora cushmani* (Brotzen) и появление видов *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *White-inella archaeocretacea* (Pessagno), *Sigalitruncana schneegansi* (Sigal), *Coronotruncana coronata* (Bolli), *Concavatotruncana* gr. *concavata* (Brotzen), *Concavatotruncana primitiva* (Dalbiez) (Robaszynski, Caron, 1979); кроме того появление видов *Concavatotruncana asymetrica* (Sigal), *Coronotruncana* ex gr. *renzi* (Gandolfi), *Coronotruncana tarfaensis* (Lehmann) (Marks, 1984), а также *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan), *Verotruncana imbricata* (Mornod), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Dicarinella trigona* (Scheibnerova), *Dicarinella biconvexa* (Samuel and Salaj), *Bollitruncana fusani* (Salaj and Samuel), *Dicarinella turona* (Olbertz), *Bollitruncana carpathica* (Scheibnerova), *Sigalitruncana sigali* (Reichel), *Sigalitruncana marianosi* (Douglas), *Coronotruncana sinuosa* (Porthault), *Concavatotruncana cachensis* (Douglas) (Salaj, 1986).

Таким образом, существующая трехчленная стандартная шкала турона по планктонным фораминиферам не является детальной и не имеет в достаточной степени обоснование объемов и границ зон. Накопленные к настоящему времени данные позволяют ставить вопрос о разработке новой более детальной стандартной зональной шкалы турона по планктонным фораминиферам. Ниже будет предложен вариант такой шкалы, опирающийся на полные и хорошо изученные разрезы турона Средней Азии и на всю базу данных по другим регионам земного шара. Поскольку многие проблемы зональной шкалы связаны с различными подходами к выделению таксонов видового и родового ранга, в конце настоящей статьи автором дается обновленная классификация туронских килевых планктонных фораминифер, которая положена в основу предлагаемой шкалы.

Комплексы планктонных фораминифер и зональное расчленение турона на Востоке Средней Азии

На востоке Средней Азии туронские отложения впервые установлены на Юго-Западном Дарвазе Клером (1908). В настоящее время здесь к турону относят интервал разреза между слоями с аммонитами *Sciponoceras gracile* до кровли слоев с аммонитами *Hourcquia pacifica*.

Особенно представительна здесь верхняя часть среднего сеномана – среднего турона. Отложения этого интервала разреза сложены монотонными глинами с редкими прослоями мергелей мощностью 100–300 м. По аммонитам здесь выделяют зоны (снизу вверх): *Kopetdagites aktaschensis, Acanthoceras jukesbro-wnei, Eucalycoceras pentagonum, Sciponoceras gracile, Watinoceras coloradoense, Thomasites koulabicus, Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanum, Collignoniceras woolgari, Subprionocyclus neptuni* (Хакимов, 1998). Им отвечают газдаганинский, талхабский, дасгирякский, музрабатский горизонты региональной схемы (Джалилов, 1971). Эти отложения прослеживаются далеко на восток – в Восточной Фергане, Рангкульской впадине на Памире и Таримском бассейне в Китае.

По фациальному составу, возрасту и полноте разреза эти отложения сравнимы лишь с комплексами пород, сформировавшимися во время Гринхорнского трансгрессивного цикла во Внутреннем Западном бассейне Северной Америки (Kauffmann et al., 1978; Eicher, Worstell, 1971; Young, Powell, 1978), а также с разрезами в Испании (Lamolda, 1982); впадины Воконте на юге Франции (Porthault, 1974); Туниса (Salaj, 1969, 1984, 1986; Robaszynski et al., 1990).

Планктонные фораминиферы существовали в восточных районах Средней Азии на протяжении всей позднемеловой эпохи. Однако по-настоящему разнообразным комплекс становится в интервале между находками аммонитов *Sciponoceras gracile* (Schumard) и *Collignoniceras woolgari* (Mantell). Фораминиферы особенно многочисленны на северо-западе Северного Афганистана (Баламургаб), на юге Таджикской депрессии (Гаурдак, Актаг, Койкитау, Ходжаказиан), на Юго-Западном Дарвазе (Гармак, Ровика, Каббутак, Ходжафаранг, Фархарчион) (рис. 2.2.1). В их состав входит много известных видов, в том числе виды-индексы зональных подразделений рассмотренных выше провинциальных и стандартных шкал, такие как: *Angulocarinella gigantea* (Lehmann), *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan), *W. baltica* Douglas and Rankin, *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), другие характерные виды *D. algeriana* (Caron), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *H. praehelvetica* (Trujillo). Отличительной чертой сеноманского комплекса является отсутствие в нем представителей рода *Rotalipora* Brotzen, 1942. Однако это компенсируется находками аммонитов *Sciponoceras gracile*, *Metoicoceras geslinianum*, *Kanabiceras septemseriatum*.

Ниже приводится обновленная схема зонального расчленения нижнего – среднего турона восточных районов Средней Азии. Зонам этой схемы, таким как *Praeglobotruncana gibba*, *Verotruncana imbricata*, *Bollitruncana baissunensis*, *Brittonella brittonensis* и *Unitruncatus kalaati*, отвечает зона *Whiteinella archaeocretacea*. Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* принимается в значительно меньшем объеме, чем одноименная в шкале Средиземноморья (Robaszynski, Caron in Hardenbol et al., 1998). Зоны провинциальной Восточно-среднеазиатской схемы выделены по разным критериям и по разным группам планктонных фораминифер. В одном случае они установлены по пределам распределения вида-индекса в провинции (биозона), в других случаях по расцвету вида-индекса (акмезона) или по первому появлению вида-индекса.

Зона *Praeglobotruncana gibba* (по пределам распространения вида-индекса). Выделена О. Корчагиным (1986,1988). В зональный комплекс кроме вида-индекса входят: *Dicarinella algeriana* (Caron), *D. hagni (Scheibnerova)* (появление), *D.roddai* (Marianos and Zingula), *Bollitruncana mandelschtamia* (O. &V. Korchagin) *(появление)*, *B. kuepperi* Thalmann (появление), *Hedbergella planispira* Tappan, *H. globigerinelloides* (Subbotina), *H. articulata* V. Korchagin (появление, расцвет), *H. amabilis* Loeblich and Tappan, *H. delrioensis* (Carsey), *H. trochoidea* (Gandolfi), *H. incauta* V. Korchagin, *H. praeincauta* V. Korchagin, *H. externa* V. Korchagin, *Brittonella portsdownensis* (Williams-Mitchel), *B. brittonensis* (Loeblich and Tappan) *(расцвет)*, *B. paradubia* (Sigal) *(расцвет)*, *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin, *W. aprica* (Loeblich and Tappan) *(расцвет)*, *Angulocarinella gigantea* (Lehmann) *(расцвет)*, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. stephani* Gandolfi, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *H. praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas).

Зона охватывает верхнюю часть газдаганинского горизонта, принадлежащую аммонитовой зоне *Sciponoceras gracile* и часть вышележащих глин. По фораминиферам и аммонитам она прослеживается в разрезах Койкитау, Ходжаказиане и Гаурдаке, и по фораминиферам – в разрезах Актаг и Баламургаб.

В нижней части зоны *Praeglobotruncana gibba* комплекс обеднен. Существенно появление в составе комплекса вида *Bollitruncana kuepperi* Thalmann, первые находки которого сделаны чуть ниже основания аммонитовой зоны *Sciponoceras gracile*. Массовое появление планктонных фораминифер происходит выше, в средней части этой зоны, между слоями с аммонитами *Kanabiceras septemseriatum* (Cragin), *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), *Sciponoceras gracile* (Schumard), белемнитом *Praeactinocamax plenus* (Blainville) и слоями с последними *Sciponoceras gracile* (Schumard). Примечательно появление видов *Angulocarinella gigantea*

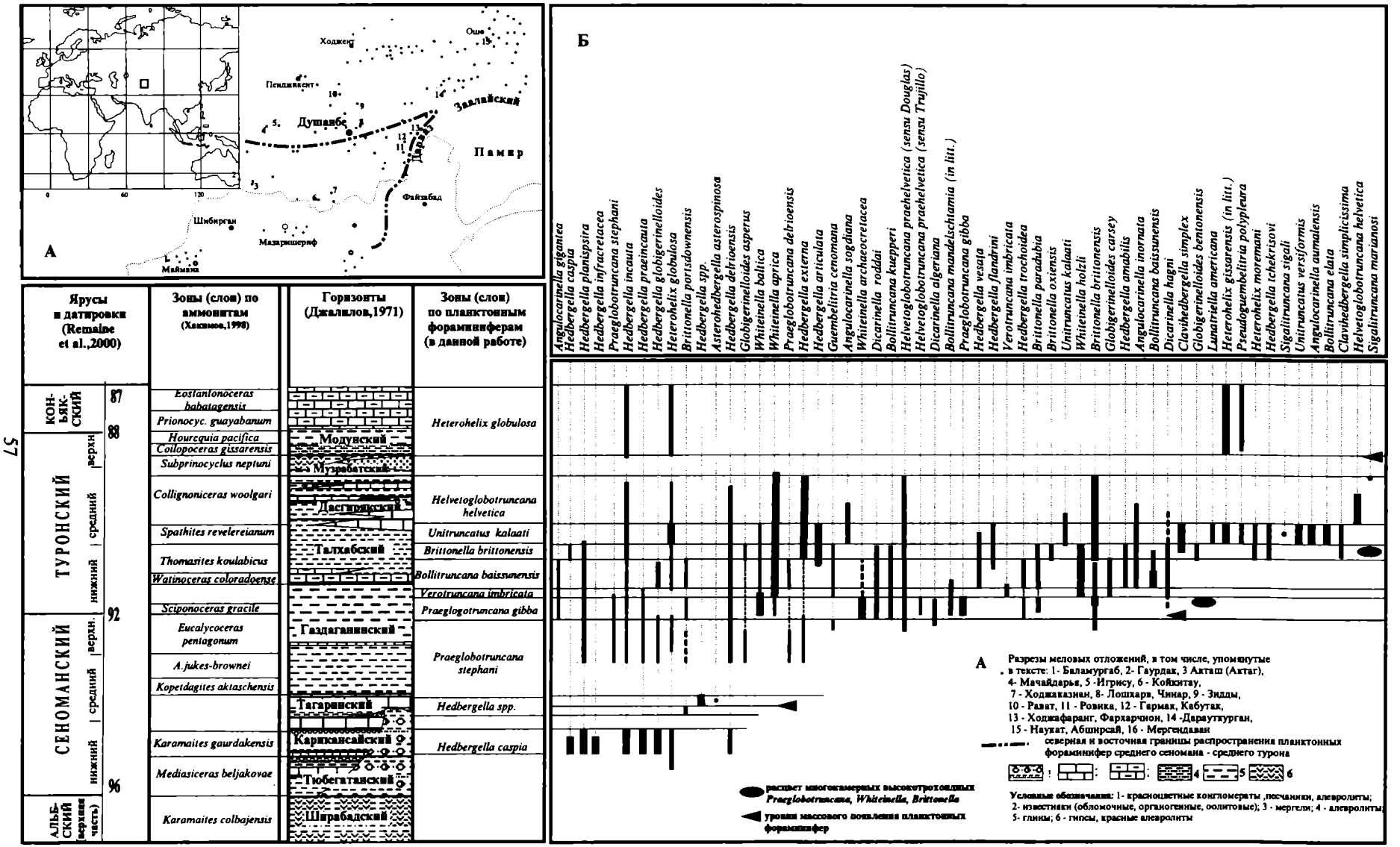


Рис. 2.2.1. Распределение планктонных фораминифер и зональное расчленение сеноманских и туронских отложений на Востоке Центральной Азии

(Lehmann), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan), а также первых представителей рода *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957 – вида *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo). Здесь появляются и первые представители из рода *Bollitruncana* – вид *Bollitruncana mandelschtamia* O. & V. Korchagin, присутствуют многочисленные высокотрохоидные с дифференцированным килем *Praeglobotruncana gibba* Klaus и виды из группы "крупных хедбергелл": *Angulocarinella gigantea* (Lehmann), *W. aprica* (Loeblich and Tappan), *Brittonella brittonensis* (Loeblich and Tappan), *B. paradubia* (Sigal).

Нижняя граница рассматриваемой зоны проводится по первому появлению вида-индекса, хотя расцвет конических *Praeglobotruncana*, иногда определяемых как *P. gibba*, иногда – как *P. turbinata* имеет место в верхней части верхнего сеномана в ряде регионов мира, где как правило эти виды имеют несколько более широкий или не установленный стратиграфический диапазон. В "пленусовых мергелях" Англо-Парижского бассейна также отмечается повышение числа раковин *Praeglobotruncana* spp. (Jefferies, 1962). В Тунисе раковины, близкие к *Praeglobotruncana gibba* из Таджикистана, с высокотрохоидной спиралью и дифференцированным килем, отнесенные к виду *Praeglobotruncana* sp. aff *P. stephani*, происходят из верхнего сеномана (ниже аммонитов зоны *Eucalycoceras* sp.) (Robaszynski et al., 1990). В Германии *Praeglobotruncana gibba* (правда, с неопределенным диагнозом строения килевого валика) также приводится из слоев, более древних, чем аммонитовая зона *Metoicoceras geslinianum* (Weiss, 1982). По появлению вида *Dicarinella roddai* основание выделенной зоны сопоставляется с основание одноименной зоны, установленной в Калифорнии (Douglas, 1969).

Распределение аммонитов свидетельствует, что основание выделенной зоны отвечает нижней границе "верхней планктонной зоны" Внутреннего западного бассейна Северной Америки (Eicher, Worstell, 1971) и указывает, что массовое появление планктонных фораминифер в обеих регионах происходил синхронно (почти синхронно).

Зона *Verotruncana imbricata* (нижняя граница по появлению вида-индекса).

Установлена О. Корчагиным (1988). Кроме вида-индекса в зональный комплекс входят виды: *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *H. incauta* V. Korchagin, *H. praeincauta* V. Korchagin, *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin, *W. holzli* (Hagn and Zeil), *W. aprica* (Loeblich and Tappan), *Angulocarinella gigantea* (Lehmann), *Brittonella brittonensis* (Loeblich and Tappan), *Bollitruncana mandelschtamia* (O. &V. Korchagin), *B. kuepperi* (Thalmann), *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Globigerinelloides carsey* Bolli, *Guembelitria cenomana* Keller, *Guembelitria* sp..

Зона представлена глинами газдаганинского горизонта, в интервале между аммонитовыми зонами *Sciponoceras gracile* и *Watinoceras coloradoense*. Комплекс рассматриваемой зоны значительно обеднен по сравнению с ассоциациями подстилающих и перекрывающих отложений, поскольку временно исчезают многие проходящие виды. Наибольшее значение в составе комплекса имеет появление вида *Verotruncana imbricata* (Mornod). Можно предполагать, что его появление в Таджикистане происходит на том же (или близком) стратиграфическом уровне, что и в Тунисе, где его связывают с основанием аммонитовой зоны *Vascoceras cauvini* и по его появлению предлагают проводить нижнюю границу турона (Salaj, 1986). Другие виды из комплекса также весьма характерны для нижнетуронских планктонных ассоциаций, но их стратиграфическое распространение выходит за пределы зоны.

Зона *Bollitruncana baissunensis* (нижняя граница по появлению вида-индекса).

Зона *Globotruncana baissunensis* или слои с *Dicarinella baissunensis* впервые выделены в Таджикистане В.Корчагиным (1969; 1998) и прослежены Джалиловым и др. (1985).

В зональный комплекс, кроме вида-индекса, входят: *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. delrioensis* (Carsey), *H. globigerinelloides* (Subbotina), *H. articulata* V. Korchagin, *H. incauta* V. Korchagin, *H. externa* V. Korchagin, *H. vesata* V. Korchagin, *H. trochoidea* (Gandolfi), *H. amabilis* (Loeblich and Tappan), *H. flandrini* Porthault, *H. tschekrisovi* (Arapova), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *D. roddai* (Marianos and Zingula), *D. difformis* (Gandolfi), *Verotruncana imbricata* (Mornod), *Bollitruncana baissunensis* V. Korchagin (появление), *Bollitruncana kuepperi* (Thalmann), *Brittonella portsdownensis* (Williams-Mitchel), *B. brittonensis* (Loeblich and Tappan), *B. paradubia* (Sigal), *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan), *W. baltica* Douglas and Rankin, *W. holzli* (Hagn and Zeil), *Angulocarinella inornata* (Bolli), *A. gigantea* (Lehmann), *A. aumalensis* (Sigal), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. turbinata* Gandolfi, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Globigerinelloides carsey* Bolli, *Guembelitria cenomana* Keller.

Зона охватывает глины самой верхней части газдаганинского горизонта, мергели и часть вышележащих глин талхабского горизонта. Особенно важным в комплексе является эволюционное появление высокоразвитых форм, обладающих уплощенными со спиральной стороны раковинами и двумя массивными отчетливыми килями и принадлежащих виду *Bollitruncana baissunensis* (V. Korchagin). Типичные *Bollitruncana baissunensis* с 5–5,5 камерами в последнем обороте и двумя массивными килями, смещенными на спиральную сторону, происходят от 4-х камерных в последнем обороте со слабо выраженными двумя килями, развитыми вдоль периферии всех камер *B. mandelschtamia* O. &V. Korchagin и появляются

чуть ниже слоев, эквивалентных аммонитовой зоне *Watinoceras coloradoense (= Watinoceras amudariense прим. автора)*. Близким к виду *B. baissunensis* по морфологии являются раковины, отнесенные к виду *Dicarinella* cf. *P. elata* (Lamolda) в Тунисе, которые происходят из нижней части слоев с *Choffaticeras* sp., т.е. выше слоев с аммонитами *Pseudaspidoceras flexuosum* (Robaszynski et al., 1990).

Другими характерными видами рассматриваемой зоны являются впервые появившиеся в ней *Dicarinella difformis* (Gandolfi), *Angulocarinella inornata* (Bolli), *Hedbergella articulata* V.Korchagin, *H. tschekrisovi* (Arapova).

Зона Brittonella brittonensis (по расцвету вида-индекса).

Зона *Globigerina torta* впервые выделена в Таджикистане В. Корчагиным (1969) и впоследствии обозначалась как зона *Brittonella brittonensis (=Whiteinella brittonensis)*(В.Корчагин, 1998; Джалилов и др., 1985).

В зональный комплекс кроме вида-индекса входят: *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. externa* V. Korchagin, *H. incauta* V. Korchagin (расцвет), *H. amabilis* (Loeblich and Tappan), *H. caspia* (Vassilenko), *H. tschekrisovi* (Arapova), *H. articulata* V. Korchagin, *H. vesata* V. Korchagin, *H. flandrini* Porthault, *Brittonella oxiensis* O. Korchagin (появление), *B. paradubia* (Sigal) (расцвет), *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin, *W. holzli* (Hagn and Zeil)(расцвет), *W. aprica* (Loeblich and Tappan), *Clavihedbergella simplex* (Mornod), *C. simplicissima* (Magne and Sigal), *Bollitruncana baissunensis* (V. Korchagin), *B. kuepperi* (Thalmann), *Angulocarinella inornata* (Bolli), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *D. roddai* (Marianos and Zingula), *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Guembelitria cenomana* Keller, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. moremani* Cushman.

Зона прослеживается в глинах средней части талхабского горизонта, принадлежащих аммонитовой зоне *Thomasites koulabicus* (Kler). Характерен необычайный расцвет крупных многокамерных (в том числе высокотрохоидных) безкилевых планктонных фораминифер родов *Whiteinella* Pessagno, 1967, *Brittonella* O.Korchagin, 1989, *Hedbergella* Bronnimann and Brown, 1958. Впервые в регионе здесь встречены представители рода *Clavihedbergella* Banner and Blow, 1959. Лучшим маркером зоны служит вид *Brittonella oxiensis* O. Korchagin с крайне высокой трохоидной раковиной и четырьмя камерами в последнем обороте, который, однако, пока не прослежен за пределами провинции (О. Корчагин, 1989). Поэтому в качестве вида-индекса выбран вид *B. brittonensis*, который имеет широкое географическое распространение, хотя его стратиграфическое распространение выходит за пределы рассматриваемой зоны.

За пределами Таджикистана расцвет отмеченных групп фораминифер, характерных для зоны *B. brittonensis*, отмечается в верхней части зоны *T/a* - основания *T/b* на севере Парижского бассейна (Monciardini, 1978).

Зона *Unitruncatus kalaati* (нижняя граница по появлению вида-индекса).

Зона *Praeglobotruncana versiformis* впервые выделена в Таджикистане В. Корчагиным (1969) и впоследствии ее стали обозначать как зону *Praeglobotruncana kalaati* (В. Корчагин, 1998).

В зональный комплекс кроме вида-индекса входят: *Hedbergella incauta* V. Korchagin, *H. delrioensis* (Carsey), *H. vesata* V. Korchagin, *H. tschikryzovi* (Arapova), *H. articulata* V. Korchagin, *H. externa* V. Korchagin, *H. flandrini* Porthault, *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin, *W. aprica* (Loeblich and Tappan), *Brittonella brittonensis* (Loeblich and Tappan), *Clavihedbergella simplex* (Mornod), *C. simplicissima* (Magne and Sigal), *Angulocarinella aumalensis* (Sigal), *A. sogdiana* (V. Korchagin), *A. inornata* (Bolli), *Unitruncatus versiformis* (V. Korchagin) (появление), *Praeglobotruncana* spp., *Sigalitruncana sigali* (Reichel) (редко), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Bollitruncana elata* (Lamolda) (появление), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *Heterohelix moremani* Cushman, *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *H. gissarensis* V. Korchagin, *Lunatriella americana* (Masters), *Pseudoguembelitria polypleura* Cushman. Этот комплекс прослеживается в самой верхней части талхабского горизонта, где встречается с аммонитами зоны *Jeanrogericeras reveliereanum* (Courtiller) и верхней части слоев с *Proplacenticeras kharesmense* (Lahusen).

Характерно появление в этой зоне представителей рода *Unitruncatus* gen.nov. и расцвет рода *Heterohelix*. Здесь появляется и другие характерные виды – *Bollitruncana elata* (Lamolda), а также вид *Sigalitruncana sigali* (Reichel), первый из рода *Sigalitruncana*. По этому виду основание зоны сопоставлено с основанием подзоны *Globotruncana sigali* зоны *Helvetoglobotruncana helvetica* в Калифорнии (Douglas, 1969) и зоны *Marginotruncana sigali* установленной во Франции - Бельгии (Robaszynski, 1979).

Зона Helvetoglobotruncana helvetica (по пределам распространения вида-индекса).

Зона *Helvetoglobotruncana helvetica* впервые прослежена в Таджикистане В. Корчагиным (1969; 1998), а затем Джалиловым и др. (1985).

В состав комплекса зоны входят виды: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) (появление), *H. praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *H. posthelvetica* (Hanzlikova) (редко), *Sigalitruncana marianosi* (Douglas) (редко), *Dicarinella* cf. *hagni* (Scheibnerova), *Angulocarinella sogdiana* V. Korchagin, *A. inornata* (Bolli), *P.* spp., *Brittonella brittonensis* (Loeblich and Tappan), *Whiteinella aprica* (Loeblich and Tappan), *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *H. externa* V. Korchagin, *H. incauta* V. Korchagin, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Biglobigerinella* sp.

Зона прослеживается в мергелях и светло-серых глинах дасгирякского горизонта на юге Таджик-

ской депрессии (разрез Койкитау), содержащих аммониты *Collignoniceras woolgari* (Mantell). Здесь в самых верхних слоях дасгирякского горизонта встречаются единичные представители видов *Sigalitruncana marianosi* (Douglas), *Helvetoglobotruncana posthelvetica* (Hanzlikova).

В вышележащих отложениях музрабатского горизонта, принадлежащих зоне *Subprionocyclus neptuni*, планктонные фораминиферы временно исчезают из разреза.

Зоны стандартной шкалы. Под зонами стандартной шкалы понимаются отложения, сформировавшиеся с момента возникновения одного морфологически выразительного вида до момента возникновения другого, генетически с ним связанного, морфологически выразительного вида. В предлагаемой шкале в качестве критерия проведения нижней границы положено возникновение видов принадлежащим нескольким линиям развития спирально-уплощенных групп, прослеженное в Таджикистане. К ним относятся развитие родов *Bollitruncana* (линии *B. mandelschtamia – B. baissunensis – ? – B. elata – B. fusani)* и *Helvetoglobotruncana* (линии *H. praehelvetica sensu Douglas- H. praehelvetica (s.s) – H. helvetica – H. posthelvetica*). К таким зонам главным образом относятся: *Bollitruncana baissunensis, Bollitruncana elata, Helvetoglobotruncana helvetica, Helvetoglobotruncana posthelvetica.* Прочие зоны, такие как *Bollitruncana kuepperi, Falsotruncana maslakovae, Coronotruncana paraconcavata,* также основаны на видах спирально-уплощенных фораминифер, но эволюционное возникновение которых пока не прослежено. Предлагаемая шкала включает самые удачные, на наш взгляд, зоны провинциальных схем и уровни появления наиболее характерных видов спирально-уплощенных фораминифер, прослеженные в восточных районах Средней Азии (в данной работе) и в Тунисе (Salaj, 1986; Robaszynski et al., 1990). Многие из этих зон не имеют пока широкой известности в мире, но автор надеется, что они будут установлены в других регионах.

Зона *Bollitruncana kuepperi* (нижняя граница по возникновению вида-индекса).

Зона выделяется в Таджикской депрессии в объеме, близком к провинциальной зоне *Praeglobotruncana gibba.* Предполагается, что вид *Bollitruncana kuepperi* лучше использовать для обозначения этого интервала разреза, чем использованный ранее вид *Praeglobotruncana gibba*, который не принадлежит к группе спирально-уплощенных фораминифер и чье присутствие в разрезе имеет экологическую природу. Характерным для нее является появление вида-индекса, а также расцвет *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Brittonella brittonensis* (Loeblich and Tappan), *Brittonella paradubia* (Sigal), появление *Whiteinella gigantea (Lehmann), W. baltica* Douglas and Rankin, *W. aprica* (Loeblich and Tappan), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), а также группы *Bollitruncana mandelschtamia – baissunensis.* Основание зоны практически совпадает с исчезновением вида *Rotalipora cushmani (Brotzen)* и с основанием аммонитовой зоны *Sciponoceras gracile,* где ранее предлагалось проводить границу сеномана – турона (Carter, Hart, 1977; Marks, 1984), и на основании чего рассматриваемая зона отнесена в данной работе к турону. Поскольку предковые формы вида-индекса пока не известны, не исключено, что нижняя граница выделенной зоны проходит ниже. Нижняя граница рассматриваемой зоны совпадает с основанием зоны *Praeglobotruncana gigantea* стандартной шкалы (Bolli, 1966), вероятно также с основанием подзоны *Praeglobotruncana stephani gibba* зоны *Rotalipora s.s.* (верхняя часть) (зона с крупными глобигеринами и разнообразными преглоботрунканами) (нижняя часть) в Восточных Карпатах (Румыния) (Neagu, 1970). Выделенная зона соответствует подзоне *Dicarinella hagni* зоны *Whiteinella gigantea, Dicarinella imbricata* установленной в Тунисе (Salaj, 1986). В Таджикистане этой зоне отвечает зона *Praeglobotruncana gibba.*

Зона *Verotruncana imbricata* (нижняя граница по появлению вида-индекса).

Синонимы: Зона *Praeglobotruncana imbricata* (частично): Западные Карпаты (Salaj, Samuel, 1966); Тунис (Salaj, 1969); нижняя часть зоны *Rotundina cretacea, Praeglobotruncana imbricata* (частично): Тунис (Bellier, 1978); подзона *Dicarinella imbricata* зоны *Whiteinella gigantea, Dicarinella imbricata* (частично): Тунис, Западные Карпаты (Salaj, Gasparikova, 1983; Salaj, 1986); зона *Dicarinella imbricata* (частично): Франция (Amedro et al., 1978); зона *Dicarinella imbricata*: Таджикистан (О.Корчагин, 1986; В. Корчагин, 1998).

Выделена впервые в Тунисе и Западных Карпатах под названием *Praeglobotruncana imbricata* (Salaj, Samuel, 1966; Salaj, 1969), затем как зона *Whiteinella gigantea, Dicarinella imbricata* (Salaj, Gasparikova, 1983; Salaj, 1986), в верхней части которой собственно и стали выделять подзону *Dicarinella imbricata* (там же). В принятом варианте совпадают только нижнии границы одноименной подзоны, выделенной в Тунисе и Западных Карпатах и зоной, рассматриваемой в данной работе. В Тунисе основание подзоны *Verotruncana imbri-cata* совмещают с основанием аммонитовой зоны *Vascoceras cauvini* и рассматривают как нижнюю границу турона (Salaj, 1986). В состав комплекса входит много видов широкого географического распространения, но все они имеют более широкий стратиграфический диапазон. Вид *Verotruncana imbricata* (Mornod) иногда приводят в списках фауны из более древних слоев, что, видимо связано с широким пониманием объема этого вида. Этой зоне соответствует одноименная зона в Таджикистане.

Зона *Bollitruncana baissunensis* (нижняя граница по появлению вида-индекса).

Синонимы: зона *Dicarinella baissunensis*: Таджикистан (В. Корчагин, 1969, 1998; Джалилов и др., 1985).

Впервые выделена в Таджикистане (В. Корчагин, 1969). Появление заметных представителей двукилевых спирально-уплощенных *Bollitruncana* может быть важнейшим биостратиграфическим уровнем нижнего турона. В качестве обоснования нижней границы этой зоны используется эволюционное возникновение вида-индекса, представляющего собой наиболее развитое звено в линии развития *B. mandelschtamia – B. baissunensis*. Кроме появления вида-индекса зоны, для нее также характерно и появление видов *Dicarinella difformis* (Gandolfi), *Angulocarinella inornata* (Bolli). Другие виды планктонных фораминифер, присутствующие в массовом количестве в этой зоне, имеют более широкие стратиграфические диапазоны. Эта зона – самый отчетливый биостратиграфический репер в нижнем туроне, хорошо прослеживаемый на большой площади – на юге Таджикистана, юго-востоке Узбекистана, в Восточной Туркмении и северо-западном Афганистане. Этот превосходный биостратиграфический уровень вполне возможно будет установлен в других регионах мира. Появление вида *Bollitruncana baissunensis* (V. Korchagin) и близких к нему форм скорее всего приходится на позднее время фазы *Watinoceras coloradoense*. В Таджикистане этой зоне отвечают зоны *Bollitruncana baissunensis* и *Brittonella brittonensis*.

Зона *Bollitruncana elata* (нижняя граница по возникновению вида-индекса). Выделена впервые. Характерной чертой комплекса является появление вида *Bollitruncana elata* (Lamolda) и первых видов из рода *Sigalitruncana* – видов *Sigalitruncana sigali* (Reichel), *S. schneegansi* (Sigal), а также вида *Unitruncatus kalaati* (Gonzalez Donozo and Linares). Вид *Bollitruncana elata* (Lamolda) появляется в глинах с аммонитами *Scaphites reveliérianum* в Таджикистане и продолжает встречаться в нижней части зоны *Romaniceras kallesi* в Тунисе (Robaszynski et al., 1990). Основанию этой зоны в Таджикистане отвечает основание зоны *Unitruncatus kalaati*.

Зона *Helvetoglobotruncana helvetica (зона типичных хелветоглоботрункан)* (нижняя граница по появлению вида-индекса). Впервые выделена в Тунисе с неясным стратиграфическим объемом (Dalbiez, 1955; Schifsma, 1955). Это позволило рассматривать ее в объеме, превышающим весь средний турон (Robaszynski, Caron,1979). По нашему мнению, объем этой зоны должен быть ограничен только частью интервала среднего турона. К этой зоне следует относить верхнюю часть аммонитовой зоны *Kamerunoceras turoniense* и нижнюю половину аммонитовой зоны *Romaniceras kallesi*. Так, в стратотипе турона, в Самюре, вид *Helvetoglobotruncana helve-tica* (Bolli) встречается выше слоев с находками аммонитов *Jeanrogericeras reveliereanum* (Courtil-ler) и первыми *Kamerunoceras turoniense*, но ниже слоев с аммонитами *Romaniceras kallesi* (Robaszynski et al., 1982). В Тунисе вид *H. helvetica* распространен в верхней части зоны *Kamerunoceras turoniense*, в зоне *Romaniceras kallesi* и в нижней части слоев с *Coilopoceras*, ниже *Romaniceras deverianum* (Robaszynski et al., 1990). В Таджикистане вид *H. helvetica* появляется выше зоны *Jeanrogericeras reveliereanum* и встречается вместе с аммонитами *Collignoniceras woolgari*.

Неоднозначное проведение нижней границы зоны *Helvetoglobotruncana helvetica* во многом связано с различным пониманием ее вида-индекса. Скорее всего к нижней части зоны в разных разрезах Тетической области относились слои, содержащие формы, хотя и определяемые как *Helvetoglobotruncana helvetica*, но не тождественные типичным экземплярам этого вида. Такие формы, на наш взгляд, правильнее относить к виду *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo). Подобные формы отмечались из "пленусовых слоев" Англо-Парижского бассейна, где они были описаны как *P.* cf. *helvetica* (sensu Carter, Hart, 1977), или в стратотипе турона, где определялись как *H. helvetica* (Robaszynski et al., 1982, pl. 9, fig. 5, pl. 13, fig. 2, 3). Основанию этой зоны отвечает нижняя граница одноименной зоны в Таджикистане.

Зона *Helvetoglobotruncana posthelvetica (зона многокамерных хелветоглоботрункан)* (нижняя граница по появлению вида-индекса). Выделяется впервые. Кроме вида-индекса характерными видами являются *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Sigalitruncana marianosi* (Douglas), *Bollitruncana fusani* (Salaj and Samuel). Наиболее полно представлена в Тунисе где может быть выражен ее стратотип, где многокамерные раковины, относимые к *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) (Robaszynski et al., 1990), по нашему мнению принадлежат к более позднему виду *Helvetoglobotruncana posthelvetica* Hanzlikova, распространены в верхних горизонтах аммонитовой зоны *Roma-niceras kallesi* и в нижней части слоев с *Coilopo-ceras* sp., но ниже основания зоны *Romaniceras deverianum* среднего турона (Robaszynski et al., 1990).

Зона *Falsotruncana maslakovae* (по появлению вида-индекса). Впервые выделена в Тунисе (Salaj, 1986). Отвечает верхней половине слоев с *Coilopoceras* sp., до основания зоны *Romaniceras deverianum* (Robaszynski et al., 1990).

Зона *Coronotruncana paraconcavata* (нижняя граница по появлению вида-индекса). Выделена впервые. Наиболее полный объем имеет в Тунисе (Robaszynski et al., 1990). Кроме вида-индекса для этой зоны характерно появление первых видов рода *Concavatotruncana* – видов *Concavatotruncana concavata* (Brotzen), *C. primitiva* (Dalbiez). Здесь же появляются первые представители рода *Globocarinata* – формы, относимые к видам ?*Archaeoglobigerina cretacea* Pessagno sensu Robaszynski et al., 1990, pl. 39, fig. 2, fig. 3), ?*Archaeoglobigerina blowi* Pessagno (sensu Robaszynski et al., 1990, pl. 39, fig. 5, fig. 6). Эти виды появляются в верхней части слоев с *Coilopoceras* sp., два последних – вблизи основания аммонитовой зоны *Romaniceras deverianum*. Очень характерными и заметными для этой зоны являются виды *Coronotruncana paraconcavata* (Porthault), *Coronotruncana fundicamerata* (Lamolda).

Тенденции развития планктонных фораминифер и критерии проведения ярусных и подъярусных границ турона

На протяжении сеномана и турона возникло и исчезло много родов, подсемейств и семейств фораминифер. Наиболее заметные следующие этапы изменений: 1) в начале среднего сеномана (?) возник род *Asterohedbergella* Hamaoui, 1964; 2) в середине среднего сеномана возникли ранние представители подсемейства *Helvetoglobotruncaninae* – роды *Brittonella* O.Korchagin, 1989 и *Angulocarinella* O.Korchagin, gen.nov.; 3) в конце среднего сеномана возникли первый представитель подсемейства *Concavatotruncaninae* O.&V. Korchagin subfam. nov. – род *Dicarinella* Porthault, 1970, кроме того, род *Whiteinella* Pessagno, 1967; 4) в конце позднего сеномана (?) исчез род *Anaticinella* Eicher, 1973; 5) на границе сеномана–турона (основание аммонитовой зоны *Sciponoceras gracile*) исчез род *Rotalipora* Brotzen, 1942 – последний из семейства *Rotaliporidae*, вблизи этого рубежа возникли роды *Helvetoglobotruncana* Reiss,1957 и *Bollitruncana* O.Korchagin, gen.nov., а также род *Lunatriella* Eicher and Worstell, 1970 из семейства *Heterohelicidae*; 6) в начале раннего турона (в начале аммонитовой фазы *Vascoceras cauvini*) (?) возник род *Verotruncana* O.Korchagin, gen.nov.; 7) в начале среднего турона (вблизи основания аммонитовой зоны *Kameruno-ceras turoniense*) возникли ранние представители семейства *Globotruncanidae* – роды *Sigalitruncana* V.Korchagin, 1982, *Coronotruncana* V.Korchagin, 1993, *Marginotruncana* Hofker, 1956; 8) в конце среднего турона возник род *Falsotruncana* Caron, 1981; 9) в начале позднего турона (вблизи основания аммонитовой зоны *Romaniceras derevianum*) возникли роды *Concavatotruncana* V.Korchagin, 1982, *Globocarinata* V.Korchagin, 1993; 10) в конце турона или начале коньякского века (в основании аммонитовой зоны *Prionocyclus novimexicanus*) возник род *Contusotruncana* V.Korchagin, 1982.

Вспышка таксогенеза планктонных фораминифер, отмеченное появлением многих новых подсемейств и родов, происходило в начале и в конце среднего сеномана и в среднем туроне. В среднем сеномане возникли подсемейства *Concavatotruncaninae* и *Helvetoglobotruncaninae*. В среднем туроне возникло семейство *Globotruncanidae*. В этом отношении рубеж сеномана–турона выражен менее ярко. Здесь исчезло семейство *Rotaliporidae* и возникли три рода.

Как принято считать, развитие позднемеловых планктонных фораминифер шло в направлении увеличения размеров раковины, усиления орнаментации поверхности раковины, изменения формы раковины от шарообразной к уплощенной и плоской, увеличения (расширения) умбиликальной области, увеличения высоты свернутости (степени трохоидности) раковины (Bronnimann, Brown, 1956; Bolli, Loeblich, Tappan, 1957).

Наши наблюдения дают основание считать, что тенденции развития планктонных фораминифер не ограничиваются перечисленными. Кроме того, изменение признаков у разных групп происходит поразному и с разной интенсивностью. У одних, представителей генетически различных групп, сходные признаки появляются скачкообразно, если не одновременно, то весьма близко по времени, у других – признаки развиваются постепенно. Так, скачкообразное усложнение апертуры – расширение умбиликальной области и возникновение дополнительных портиков происходит у безкилевых *Brittonella*, однокилевых *Angulocarinella* и двукилевых *Dicarinella* в конце среднего сеномана/начале позднего сеномана. Усложнение периферического края наблюдается, например, у *Dicarinella* в конце среднего сеномана, а у *Praeglobotruncana gr. gibbaoraviensis* в начале позднего сеномана. При этом, у *Dicarinella* возникает два киля на периферическом крае, у *Praeglobotruncana gr. gibbaoraviensis* происходит разделение киля на два ряда бугорков. В конце раннего турона и начале среднего турона возникают дополнительные скульптуры с умбиликальной стороны раковины (надумбиликальные и септальные валики) у таких разных родов как *Coronotruncana*, *Marginotruncana* и *Sigalitruncana*.

Отметим также, что в тех случаях, когда признаки меняются постепенно, направления этих изменений различны. Так безкилевые с шарообразными камерами и килевые с двояковыпуклыми раковинами фораминиферы (филолиния *Brittonella – Whiteinella – Archaeoglobigerina*; филолиния в составе рода *Globocarinata*, филолиния *Praeglobotruncana – Praeglobotruncana (?) coarctata*, филолиния *Angulocarinella aumalensis – A. gigantea – A. inornata –?– A. sogdiana*) развиваются от крупных высокотрохоидных многокамерных к низкотрохоидным многокамерным и мелким малокамерным. При этом происходит уменьшение количества камер и размеров раковины, уменьшение высоты спирали раковины, уплощение камер.

В обратном направлении меняются признаки по тенденциям установленным (Bronnimann, Brown, 1956). Так, изменяются признаки у спирально-уплощенных фораминифер (филолиния родов *Helvetoglobotruncana: H. Praehelvetica – H. helvetica – H. posthelvetica; Bollitruncana: B. mandelschtamia – B. baissunensis – B. elata – B. fusani; Concavatotruncana: C. concavata – C. Primitiva – C. asymetrica – C. carinata*). Они развивались от мелких малокамерных слабокилеватых к более многокамерным отчетливо килеватым и вогнутым со спиральной стороны. Форма их раковин постепенно меняется в направлении увеличения размеров раковины, усиления килеватости раковины, увеличения числа камер в последнем обороте, усиления уплощенности раковины со спиральной стороны до ее вогнутости.

Первые развивались длительный отрезок време-

ни и их генетические линии развития завершены представителями с упрощенной морфологией раковин, тогда как вторые образует сравнительно короткие по продолжительности, быстро эволюционировавшие линии развития морфогенеза, венцом которых становятся высокоспециализированные формы.

Не претерпели изменений в позднем сеномане и туроне такие роды планктонных фораминифер как *Hedbergella* Bronnimann and Brown, 1958; *Costellagerina* S.W.Petters, El-Nakhal and Cifelli, 1983; *Clavihedbergella* Banner and Blow, 1959; *Schackoina* Thalmann, 1932; *Globigerinelloides* Cushman and Ten Dam, 1948; *Biglobigerinella* Lalicker, 1948.

Эволюционные изменения высокого таксономического ранга, происходившие со среднего сеномана до коньяка, использованы нами как критерий проведения ярусных границ турона.

Так, вымирание семейства *Rotaliporidae* Sigal, 1958 – рода *Rotalipora* Brotzen, 1942 и вида *Rotalipora cushmani* Brotzen приурочено к середине так называемых "пленусовых мергелей", середине зоны *Metoicoceras geslinianum* или основанию зоны *Sciponoceras gracile* (Carter, Hart, 1977). Его обычно используют для обозначения сеноман – туронской границы (Marks, 1984). В данной работе этому рубежу придается тот же смысл, поскольку вблизи на этом же рубеже происходит еще два весьма крупных события – возникновение рода *Helvetoglobotruncana* и вида *H. praehelvetica* (Trujillo) и спирально-уплощенных фораминифер рода *Bollitruncana*. К событиям на этом же рубеже сеноман-турон следует отнести и возникновение рода *Lunatriella* Eicher and Worstell, 1970 из семейства *Heterohelicidae* (Eicher, Worstell, 1971).

Следующими по времени значимыми рубежами в развитии туронских планктонных фораминифер является вначале возникновение родов *Sigalitruncana* и *Coronotruncana*, затем родов *Falsotruncana* и, несколько позднее, *Concavatotruncana* и *Globocarinata*. Из них роды *Sigalitruncana* и *Concavatotruncana* – это большие эволюционные группы, имеющие широкое географическое распространение. С их возникновением и предлагается связывать нижние границы подъярусов турона. На возникновение рода *Sigalitruncana* – вида *Sigalitruncana sigali* предлагается опираться при выборе нижней границы среднего турона, которая располагается вблизи основания аммонитовой зоны *Kamerunoceras turoniense*, т. е. там же, где проводится эта граница по аммонитам. На возникновение рода *Concavatotruncana* – вида *Concavatotruncana concavata* предлагается опираться при выборе нижней границы верхнего турона, совмещая ее с нижней границей зоны *Romaniceras derevianum*. В предложенном варианте проведение нижней границы верхнего турона совпадает с тем, как ее определяют по аммонитам в Галльской схеме, т. е. выше на одну зону, чем в Англо-Саксонской схеме (Kennedy, 1984).

В последнее время обострились вопросы проведения границы турона – коньяка. Оказалось, что маркеры, с которыми связывалась эта граница в планктонной биостратиграфии, появляются намного раньше, чем считалось – вблизи границы среднего - верхнего турона. В качестве нового критерия этой границы предлагается использовать возникновение рода *Contusotruncana* и его раннего вида *Contusotruncana fornicata* (Plummer). Возникновение этого рода представляет единственный заметный эволюционный рубеж в этом интервале. Самые ранние находки вида *Contusotruncana fornicata* (Plummer) приходятся на отложения, залегающие сразу ниже слоев с аммонитами *Prionocyclus novimexicanus* и выше слоев с аммонитами *Reesidites minimus* (Robaszynski et al., 1990). На этом основании, нижнюю границу коньякского яруса предпочтительно связывать с основанием зоны *Prionocyclus novimexicanus* аммонитовой схемы для Внутреннего Запада Северной Америки, то есть значительно ниже основания зоны *Forresteria petrocoriensis*, куда эта граница помещается в аммонитовом стандарте (Kennedy, 1984).

Из изложенного выше видно, что основные уровни в развитии фораминифер, с которыми связываются границы зон, часто не совпадают с границами аммонитовых зон стандартной шкалы, предложенной (Kennedy, 1984) (рис. 2.2.2). Поэтому, наряду со стандартной аммонитовой шкалой на рис. 2.2.2 приведены аммонитовые зоны, с которыми хорошо увязываются находки планктонных фораминифер. Эти зоны выделены в разных регионах и разными авторами, а их последовательность в ряде случаев нуждается в проверке. Тем не менее, предложенная последовательность зон в дальнейшем может служить основой более детальной аммонитовой зональной шкалы, хорошо увязанной со шкалой по планктонным фораминиферам.

Классификация туронских килевых планктонных фораминифер

Проблемы зональной стратиграфии турона во многом связаны с тем, что классификация руководящих групп планктонных фораминифер не охватывает все их разнообразие. Многие роды рассматриваются в больших объемах, чем те, которые определены их первоначальными диагнозами. Из-за этого используется сложная система подродовых таксонов, выделяются различные "группы видов", что затрудняет их практическое применение. Существуют также большие расхождения в интерпретации руководящих видов. С конца 70-х годов начался пересмотр сложившихся представлений относительно их классификации, который продолжается и в настоящее время.

Долгое время все туронские килевые фораминиферы относились к родам *Globotruncana* Cush-

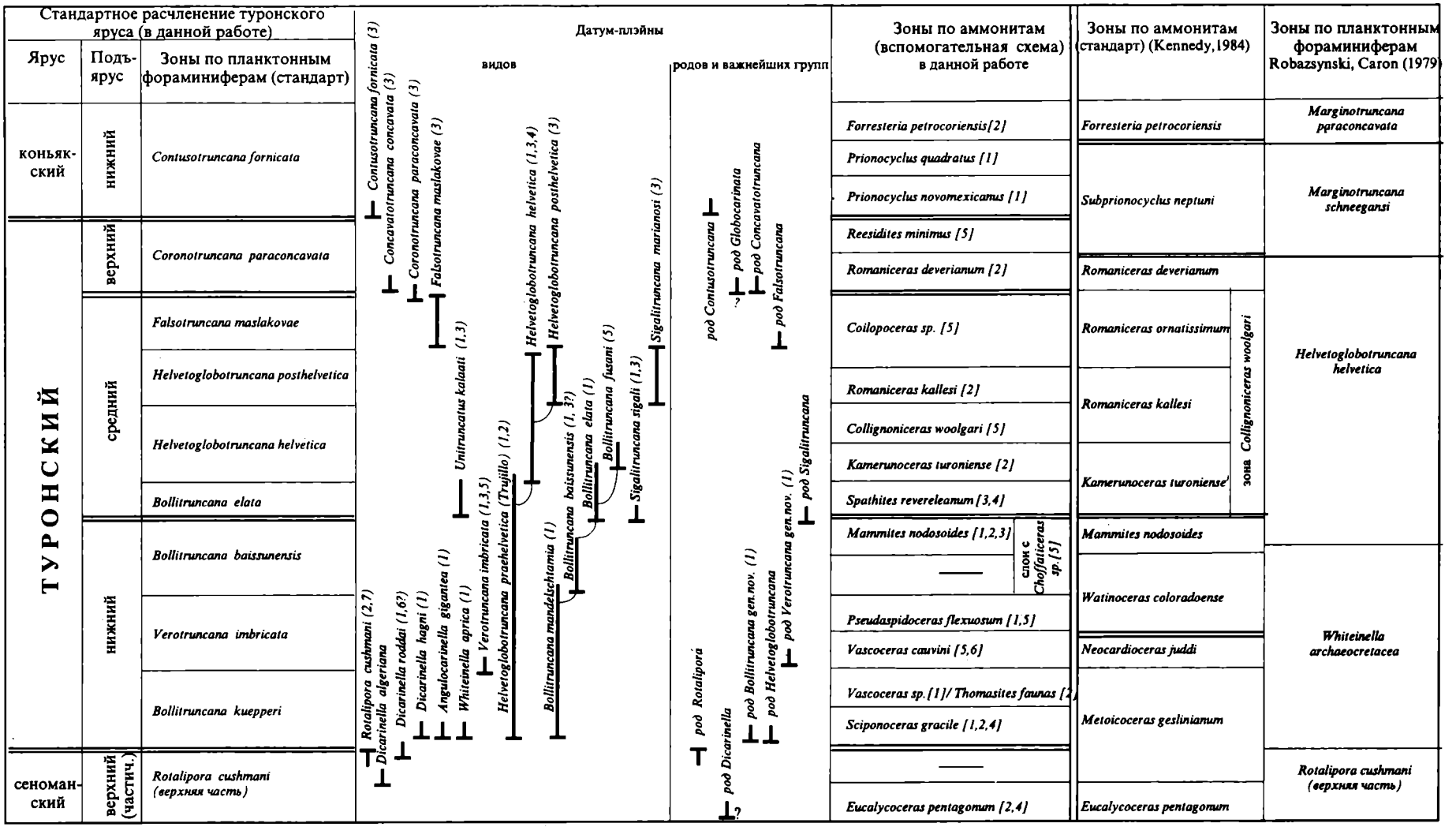


Рис. 2.2.2. Зональное расчленение туронского яруса по планктонным фораминиферам и его соотношение с зонами по аммонитам
В простых скобках: (1) - в данной работе; (2) - Carter,Hart (1977); (3) Robazsynski et al.(1990); (4) Amedro et al. (1982); (5) Salaj (1986);
В квадратных скобках: [1] (Cobban,1984); [2] (Kennedy,1984); [3] (Amedro et al.,1982); [4] (Хакимов,1998);
[5] (Robazsynski et al.,1990); [6] (Salaj,1986); двойная линия - границы ярусов и подъярусов.

man, 1927 (типовой вид *Pulvinulina arca* Cushman) и/или *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952 (т.в. *Globorotalia delrioensis* Plummer). Позднее стали различать: род *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952 [=*Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957 (т.в. *Globotruncana helvetica* Bolli], род *Marginotruncana* Hofker, 1956 (т.в. *Rosalina marginata* Reuss), а туронские виды, относимые к роду *Globotruncana*, поместили в род *Dicarinella* Porthault, 1970 (т.в. *Praeglobotruncana indica* Jacob and Sastry) (Robaszynski, Caron, 1979). Вскоре был упразднен род *Dicarinella* и получили признание роды *Helvetoglobotruncana* Reiss,1957, *Falsotruncana* Caron, 1981 (т.в. *Falsotruncana maslakovae* Caron), *Sigalitruncana* V. Korchagin, 1982 (т.в. *Globotruncana sigali* Reichel) [*Caronita* Salaj et Gasparikova, 1983 (т.в. *G. sigali* Reichel); *Carpathoglobotruncana* Ion, 1983 (т.в. *M. pileoliformis* Lamolda)], *Concavatotruncana* V. Korchagin, 1982 (т.в. *Rotalia concavata* Brotzen), *Contusotruncana* V.Korchagin,1982 (т.в. *Pulvinulina arca var. contusa* Cushman) [*Rosita* Caron, Gonzalez Donozo, Robaszynski et Wonders, 1984 (т.в. *Globotruncana fornicata* Plummer)] (Loeblich, Tappan, 1987).

По современной классификации роды *Praeglobotruncana* и *Falsotruncana* отнесены к подсемейству *Rotundininae* Bellier and Salaj, 1977, роды *Helvetoglobotruncana* и *Concavatotruncana* [включает виды рода *Dicarinella*] к подсемейству *Helvetoglobotruncaninae* Lamolda, 1976 семейства *Hedbergellidae* Loeblich and Tappan, 1961, а роды *Marginotruncana*, *Sigalitruncana*, *Contusotruncana* включены в состав семейства *Globotruncanidae* Brotzen, 1942 (Loeblich, Tappan, 1987).

В основу этой классификации заложено три основных группы признаков: (1) строение апертуры (Brotzen, 1942), (2) форма раковины (Субботина, 1953), (3) строение периферического края и килей (Reiss, 1957). Строение апертуры служит критерием выделения семейств и подсемейств, строение периферического края используется для выделения родов и подсемейств, форма раковины – для выделения родов.

По форме раковин различают: двояковыпуклые (= biconvex in Bolli et al., 1957), высокотрохоидные (= spiroconvex in Bolli et al., 1957), спирально-уплощенные (уплощенные со спиральной и выпуклые с умбиликальной стороны) (= umbilico-convex in Bolli et al., 1957; = planoconvexe in Robaszynski, Caron, 1979), спирально-вогнутые (вогнутые со спиральной стороны, = concavoconvexe in Robaszynski, Caron, 1979) и двусторонне-уплощен-ные (уплощенные со спиральной и с умбиликальной сторон; в данной работе). По строению периферического края имеются раковины: 1) с непористой полосой вдоль округлого периферического края; 2) с приостренным периферическим краем, без киля; 3) с одним простым килем; с одним килем, дифференцированным на два ряда килевых бугорков или сдвоенным килем (soudees); 4) с двумя тесно расположенными килями (etroit); 5) с двумя широко расположенными килями, разделенными широкой межкилевой полосой (large baudeau carenal) (Robaszynski, Caron, 1979).

В данной работе повышенное внимание оказывается скульптурам с умбиликальной стороны - септальным (валики вдоль септальных швов) и надумбиликальным валикам (валики у основания камеры вблизи умбиликальной области).

Эти признаки использованы для дальнейшего совершенствования классификации килевых планктонных фораминифер. При этом особое внимание уделяется первичным диагнозам таксонов и строению раковин их типовых видов. Обновленная классификация имеет вид:

Семейство ***Hedbergellidae*** **Loeblich and Tappan, 1961**

Подсемейство *Hedbergellinae* Loeblich and Tappan, 1961, роды: *Hedbergella* Bronnimann and Brown, 1958; *Asterohedbergella* Hamaoui, 1964; *Costellagerina* S.W.Petters, El-Nakhal and Cifelli, 1983.

Подсемейство *Rotundininae* Bellier and Salaj, 1977, роды: *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952; *Falsotruncana* Caron, 1981;

Подсемейство *Helvetoglobotruncaninae* Lamolda, 1976, роды: *Brittonella* O. Korchagin, 1989; *Whiteinella* Pessagno, 1967; *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967; *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957; *Unitruncatus* O. Korchagin, gen.nov.; *Angulocarinella* O. Korchagin, gen.nov.; *Globocarinata* V. Korchagin, 1993.

Подсемейство *Concavatotruncaninae* O. &V. Korchagin, subfam.nov., роды: *Concavatotruncana* V. Korchagin, 1982; *Dicarinella* Porthault, 1970; *Bollitruncana* O. Korchagin, gen.nov.; *Verotruncana* O. Korchagin, gen.nov.

Семейство *Globotruncanidae* Brotzen, 1942

Подсемейство *Globotruncaninae* Brotzen, 1942, роды: *Marginotruncana* Hofker, 1956; *Sigalitruncana* V. Korchagin, 1982; *Coronotruncana* V. Korchagin, 1993; *Contrusotruncana* V. Korchagin, 1982.

Ниже приводятся диагнозы характерных таксонов килевых планктонных фораминифер и уточненный видовой состав родов.

Семейство *Hedbergellidae* Loeblich and Tappan, 1961

Подсемейство *Rotundininae* Bellier and Salaj, 1977

Rotundininae Bellier and Salaj, 1977: Loeblich, Tappan, 1987, p.465.

Диагноз. Раковина трохоидная, периферический край приостренный, с килем или непористой периферийной полосой; поверхность стенки ровная или шиповатая; апертура внутрикраевая умбиликальная – внешнеумбиликальная арковидная с губой, без дополнительных апертур. Верхний альб – маастрихт.

Род *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952

Praeglobotruncana Bermudez, 1952: Loeblich, Tappan, 1987, p.463; *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952 (частично) in: Robaszynski, Caron, 1979, p. 15-17.

Типовой вид: Praeglobotruncana delrioensis Carsey, 1931.

Видовой состав и возраст. *Praeglobotruncana delrioensis* Carsey, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). К этому же роду нами условно отнесены и виды, имеющие сложное строение периферического киля, дифференцированного на два ряда бугорков - *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Praeglobotruncana oraviensis* (Scheibnerova) (только со сложным строением киля), а также формы, описанные как виды *Praeglobotruncana* sp. aff. *stephani* (Gandolfi) in Robaszynski et al., (1990, pl. 37, 1a-c, 2a-c), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) in Marianos and Zingula (1966, pl. 11 a-c). Верхний альб – нижний турон.

Основной эволюционной ветвью подсемейства *Rotundininae* является линия развития *Praeglobotruncana – Praeglobotruncana (?) coarctata* (Bolli), объединяющая однокилевые формы с внутрикраевой умбиликальной – внешнеумбиликальной арковидной апертурой, прикрытой короткой губой. В настоящее время изучены ранние и поздние представители этого подсемейства, тогда как среднетурон – коньякские формы пока не установлены. Ранние – сеноман-раннетуронские *Praeglobotruncana* обычно крупные, высокотрохоидные и многокамерные; поздние – сантон-маастрихтские *Praeglobotruncana* (?) *coarctata (Bolli)* обычно меньшего размера, низкотрохоидные, малокамерные и с еще менее плотно свернутой спиралью.

Род *Falsotruncana* Caron, 1981

Falsotruncana Caron, 1981,p.66; Loeblich, Tappan, 1987, p.463.

Типовой вид: Falsotruncana maslakovae Caron, 1981.

Видовой состав и возраст. *Falsotruncana maslakovae* Caron, *Falsotruncana loeblichae* (Douglas), *Falsotruncana douglasi* Caron, *Falsotruncana luzhanensis* (Maslakova), возможно *Falsotruncana inflata* (Bolli). Средний турон – нижний коньяк.

Подсемейство *Helvetoglobotruncaninae* Lamolda, 1976

Helvetoglobotruncaninae Lamolda, 1976, p.396: Loeblich, Tappan, 1987, p.463.

Диагноз (согласно Loeblich, Tappan, 1987, p.463). Раковина трохоидная, апертура умбиликальная- внешнеумбиликальная с портиками, протягивающимися в умбиликальную область. Средний сеноман-нижний маастрихт.

Замечания. В данной работе по строению апертуры к этому подсемейству отнесены роды имеющие широко округлый периферический край, но без киля *Whiteinella Pessagno, 1967* (т.в. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno), *Brittonella* O. Korchagin, 1989 (т.в. *Hedbergella brittonensis* Loeblich and Tappan) и *Archaeoglobigerina* Pessagno, 1967 (т.в. *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno), с приостренным периферическим краем род *Angulocarinella* gen.nov., типичные для него роды с одним килем *Helvetoglobotruncana* и *Unitruncatus* gen.nov. и с двумя тонкими килями род *Globocarinata* V. Korchagin, 1993.

Род *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957

Helvetoglobotruncana Reiss, 1957,p.137; Loeblich, Tappan, 1987,p.463-464; Robaszynski et al., 1990, p.319.

Типовой вид: Globotruncana helvetica Bolli, 1945.

Видовой состав и возраст. *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Helvetoglobotruncana posthelvetica* (Hanzlikova). Нижний - средний турон.

К виду ***Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) *(s.s.)*** (Bolli, 1957, pl. 13, fig. 1) отнесены только его типичные представители с 5-тью камерами в последнем обороте, резко спирально-уплощенной и даже частично вогнутой спиральной стороной и массивным килем, смещенным на спиральную сторону, развитым вдоль периферического края всех камер последнего оборота. К виду ***Helvetoglobotruncana posthelvetica* (Hanzlikova)** [= *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli) *(частично)* sensu Robaszynski et al., 1990, pl. 42, fig. 5] отнесены только раковины с 7–7,5 камерами в последнем обороте, резко асимметричной спирально-уплощенной или слегка вогнутой со спиральной стороны раковиной и массивным килем, развитым вдоль периферического края всех камер последнего оборота. К виду ***Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) *(s.s.)*** [*Rugoglobigerina praehelvetica* Trujillo, 1960; =*Praeglobotruncana cf. helvetica* (Carter, Hart, 1977, pl. 3, fig. 16, 17); = *Helvetoglobotruncana helvetica* (Robaszynski et al., 1982, pl. 9, fig. 5; pl. 13, fig. 2a-c, fig. 3a-c)] отнесены формы с 5–5,5 камерами в последнем обороте, спирально-уплощенными раковинами и плохоразвитым килем или килевой шиповатостью, отчетливой лишь на первых камерах последнего оборота. По-видимому, раковины со спирально-уплощенной стороной, 5–5,5 камерами в последнем обороте, с приостренным угловатым периферическим краем камер, без киля, которые рассматриваются как вид ***Helvetoglobotruncana (?) praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas)** [=*Hedbergella praehelvetica* (Douglas, 1969)] являются переходными к виду *H. praehelvetica* (Trujillo) (s.s).

Замечания. Три вида с асимметричными однокилевыми с шарообразными камерами *H. praehel-*

vetica – H. helvetica – H. posthelvetica образуют непрерывный эволюционный ряд. Ранние представители маленькие малокамерные с неотчетливым килем, присутствующим не на всех камерах последнего оборота (*H. praehelvetica)*. По мере развития раковины приобретают массивный киль и становятся вогнутыми со спиральной стороны (*H. helvetica*). Наиболее развитые представители рассматриваемого филума – вид *H. posthelvetica* обладают крупной многокамерной раковиной с массивным килем.

Род *Unitruncatus* O. Korchagin, gen. nov.

Название (лат.): unicus – единственный, trunco- срезанный.

Типовой вид: Praeglobotruncana (Falsomarginotruncana) kalaati Gonzalez Donozo and Linares, 1990.

Диагноз. Раковина низко-среднетрохоидная с 2-3 оборотами спирали, двояковыпуклая; вдоль периферического края камер развит один простой тонкий или массивный киль, периферический край последней камеры может быть угловато приостренным, без киля; умбиликальная область широкая; апертура умбиликальная – внешнеумбиликальная, прикрытая хорошо развитой пластиной или портиками.

Видовой состав и возраст. *Unitruncatus kalaati* (Gonzalez Donozo and Linares), *Unitruncatus versiformis* (V.Korchagin), *Unitruncatus hilalensis* (Barr), *Unitruncatus biconvexiformis* (Maslakova), *Unitruncatus oraviensis* (Scheibnerova) (только однокилевые формы). Верхние горизонты нижнего турона (?) - средний турон.

Замечания. От рода *Helvetoglobotruncana* отличается двояковыпуклой, а не асимметричной формой раковины. От однокилевых родов из других подсемейств – рода *Praeglobotruncana* отличается широкой умбиликальной областью и надапертурными портиками, от рода *Sigalitruncana* прежде всего отсутствием септальных валиков с умбиликальной стороны, от группы *S. schneegansi* (Sigal) [=*Falsomarginotruncana* Salaj, 1987], кроме того отличается простым килем.

Род *Angulocarinella* O. Korchagin, gen. nov.

Название (лат.): angulus – угол, trunco – срезанный.

Типовой вид: *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal, 1952, sensu Robaszynski, Caron, 1979, pl. 42, fig. 1.

Диагноз. Раковина низко-среднетрохоидная с 2-3 оборотами спирали, двояковыпуклая; камеры уплощенно-сдавленные; контур лопастной или ровный; периферический край камер угловато – приостренный, без киля; умбиликальная область широкая; апертура умбиликальная – внешнеумбиликальная прикрытая портиками.

Видовой состав и возраст. *Angulocarinella aumalensis* (Lehmann), *Angulocarinella gigantea* (Lehmann), *Angulocarinella inornata* (Bolli), *Angulocarinella sogdiana* (V. Korchagin), *Angulocarinella lehmanni* (Porthault). Средняя часть среднего сеномана – турон.

Замечания. От рода *Unitruncatus* gen. nov. отличается отсутствием развитого киля вдоль периферического края камер.

Эволюция рода *Angulocarinella gen.nov.* происходит по линии развития от крупных высокотрохоидных многокамерных с уплощенными камерами *B. paradubia* (Sigal) к многокамерным низко-среднетрохоидным с уплощенными камерами и приостренным периферическим краем, среднего и крупного размера (*A. aumalensis – A. gigantea*) и далее, к маленьким низкотрохоидным малокамерным *A. inornata*.

Род *Globocarinata* V. Korchagin, 1993

Globocarinata V. Korchagin, 1993: Корчагин, 1993, с. 114-115:

Archaeoglobigerina Pessagno, 1967 (частично) sensu Robaszynski, Caron,1979, p. 163-167.

Типовой вид: Globocarinata turris V.Korchagin, 1993.

Видовой состав и возраст. К этому роду нами относятся виды *Globocarinata turris* V.Korchagin, *Globocarinata wilsoni* (Bolli), *Globocarinata repanda* (Bolli), а также формы, отнесенные к видам ?*Archaeoglobigerina cretacea* Pessagno sensu Robaszynski et al., 1990, pl. 39, fig. 2, fig. 3), ?*Archaeoglobigerina blowi* Pessagno sensu Robaszynski et al., 1990, pl. 39, fig. 5, fig. 6). Верхний турон – нижний маастрихт.

Замечания. Линию развития *Globocarinata turris – Globocarinata* (=*A. cretacea, A. blowi*) – ?- *G. Wilsoni – G. repanda* объединяет сходство умбиликальной – внешнеумбиликальной внутрикраевой апертуры прикрытой портиками, уплощенно шарообразная форма камер и два тонких киля или ряда килевых бугорков вдоль периферического края. Ранние представители *Globocarinata turris* – раковины, отнесенные к видам *G. =A. cretacea, A.blowi* крупные, многокамерные, поздние *G. wilsoni - G.repanda* маленькие, малокамерные.

Подсемейство *Concavatotruncaninae* O.&V.Korchagin, subfam. nov.

Диагноз. Раковина трохоспиральная, периферический край с двумя килями, апертура умбиликальная – внешнеумбиликальная с портиками, протягивающимися в умбиликальную область. Верхняя часть среднего сеномана – нижний маастрихт.

Замечания. Несмотря на сходство строения апертуры представителей *Helvetoglobotruncaninae* и

Concavatotruncaninae subfam.nov., последние отличаются развитием двух килей вдоль периферического края камер, тогда как типичные *Helvetoglobotruncaninae* имеют только один киль на периферическом крае. Представители нового подсемейства отличаются и тем, что, по-видимому, имеют другого предка, которого можно искать среди *Praeglobotruncana*.

Род *Concavatotruncana* V.Korchagin, 1982

Concavatotruncana V.Korchagin, 1982: Корчагин, 1982, с.118; Loeblich, Tappan, 1987, p. 463; Stock, 1996.

Типовой вид: Rotalia concavata Brotzen, 1934.

Диагноз. Раковина низкотрохоидная с 2–2,5 оборотами спирали; асимметричная, уплощенно-вогнутая со спиральной и конически-выпуклая с умбиликальной стороны; вдоль периферического края камер развиты два тесно расположенных киля, сильно смещенные на спиральную сторону; умбиликальная область широкая, глубокая; апертура умбиликальная – внешнеумбиликальная, прикрытая портиками.

Видовой состав и возраст. *Concavatotruncana concavata* (Brotzen), *Concavatotruncana primitiva* (Dalbiez), *Concavatotruncana asymetrica* (Sigal), *Concavatotruncana cachensis* (Douglas). Верхний турон - сантон.

Замечания. В линии развития *C. concavata – C. primitiva – C. asymetrica* ранние, позднетуронские представители рода имеют малокамерные раковины с неразвитыми килями, к концу сантона они становятся более многокамерными, с сильно вогнутой спиральной стороной и хорошо развитыми килями.

Род *Dicarinella* Porthault, 1970

Dicarinella Porthault, 1970 (частично); Robaszynski, Caron, 1979, p. 51-57.

Типовой вид: Praeglobotruncana indica Jacob and Sastry, 1950.

Диагноз. Раковина умереннотрохоидная, с 2,5–3 оборотами спирали; двояковыпуклая; вдоль периферического края камер развиты два тесно расположенных отчетливых, но слабо развитых киля; умбиликальная область широкая; апертура умбиликальная – внешнеумбиликальная, прикрытая портиком.

Видовой состав и возраст. *Dicarinella algeriana* (Caron), *Dicarinella roddai* (Marianos and Zingula), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Dicarinella trigona* (Scheibnerova), *Dicarinella biconvexa* (Samuel and Salaj), *Dicarinella difformis* (Gandolfi). Верхняя часть среднего сеномана –коньяк ?.

Замечания. А.Леблих и Х. Тэппэн отказались от выделения рода *Dicarinella* из-за проблем с типовым видом (Loeblich, Tappan, 1987). Однако на практике этим родом продолжают пользоваться, ориентируясь при этом на вид *Dicarinella hagni* (Scheibnerova) (Robaszynski, Caron, 1979). Этот вид можно рассматривать как наиболее типичный представитель группы видов, объединенных в рассматриваемый род. Самыми характерными чертами таких видов являются двояковыпуклая форма раковины и наличие двух четких, но тонких килей вдоль всего периферического края.

Род *Bollitruncana* O.Korchagin, gen. nov.

Название: по имени микропалеонтолога Г.Болли (H.Bolli).

Типовой вид: Dicarinella elata Lamolda.

Диагноз. Раковина низкотрохоидная с 2,5–3 оборотами спирали, асимметричная, уплощенная со спиральной стороны и шарообразно – выпуклая с умбиликальной; вдоль периферического края камер протягиваются два тесно расположенных тонких киля, смещенных к спиральной стороне; умбиликальная область широкая мелкая; апертура умбиликальная прикрытая портиками.

Видовой состав и возраст. *Bollitruncana elata* (Lamolda), *Bollitruncana baissunensis* (V.Korchagin), *Bollitruncana mandelschtamia* (O.&V.Korchagin), *Bollitruncana fusani* (Salaj and Samuel), возможно *Bollitruncana kuepperi* (Thalmann) (sensu Marianos and Zingula), *Bollitruncana carpathica* (Scheibnerova), а также формы отнесенные к *Marginotruncana* sp. cf. *Sigalitruncana marianosi* (Douglas) in (Robaszynski et al., 1990, pl. 38, fig. 6 a-c). Нижний – средний турон.

Замечания: от рода *Dicarinella* отличается уплощенно-выпуклой асимметричной, а не двояковыпуклой формой раковины и низкотрохоидной спиралью; от рода *Concavatotruncana* отличается тонкими слаборазвитыми килями и шарообразно-, а не конически – выпуклыми камерами с умбиликальной стороны, мелкой, а не глубокой умбиликальной областью и происхождением.

Наиболее ранние представители линии развития асимметричных с уплощенной спиральной стороной и двумя килями видов *B. mandelschtamia - B. baissunensis – B. elata – B. fusani* малокамерные маленькие с неотчетливыми килями. Их развитие происходит по пути увеличения количества камер в последнем обороте, килевые валики становятся массивными и усиливается вогнутость раковины со спиральной стороны.

Род *Verotruncana* O.Korchagin, gen. nov.

Название (лат.): vero – подлинный, trunco – срезанный.

Dicarinella Porthault, 1970 sensu Robaszynski, Caron, 1979 (частично), p. 51-57; *Rosalinella* Marie, 1941 (типовой вид *R. linneiana* (d'Orbigny) (частично) sensu Robaszynski et al., 1990.

Типовой вид: Dicarinella canaliculata (Reuss) 1846 sensu Robaszynski, Caron, 1979, pl. 53, fig. 3.

Диагноз. Раковина низкотрохоидная, с 2,5–3,0 оборотами спирали; двусторонне-уплощенная, иногда выпуклая со спиральной стороны и слабо вогнутая с умбиликальной стороны; вдоль периферического края развиты два хорошо развитых широко расположенных киля, разделенные широкой межкилевой полосой; умбиликальная область широкая; апертура умбиликальная – внешнеумбиликальная, прикрытая портиками.

Видовой состав и возраст. *Verotruncana imbricata* (Mornod), *Verotruncana canaliculata* (Reuss), *Verotruncana klausi* (Scheibnerova) sensu Maslakova, 1978, *Verotruncana svalavensis* (Maslakova). Нижний турон – коньяк.

Замечания. От родов *Dicarinella, Concavatotruncana, Bollitruncana* отличается двусторонне-уплощенной раковиной и широкой межкилевой полосой, разделяющей кили. От других морфологически близких к новому роду групп *Planotruncana pseudolinneiana* (Pessagno), *Planotruncana majzoni* (Sacal and Debourie) и *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny) [= Rosalinella Marie, 1941 emend. Robaszynski et al., 1990] прежде всего отсутствием умбиликальных септальных валиков и строением апертуры.

Представители нового рода с широко расположенными килями сравнительно малочисленны в раннем туроне. Их предки неизвестны. В свою очередь они являются родоначальниками одной из многочисленных и разнообразных групп типичных глоботрунканид -уплощенных с боковых сторон с широко расположенными массивными килями родов *Planotruncana* V.Korchagin, 1993, группы *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny).

Семейство *Globotruncanidae* Brotzen, 1942
Подсемейство *Globotruncaninae* Brotzen, 1942

Globotruncaninae Brotzen,1942: p. 28-30; Loeblich, Tappan,1987, p. 468.

Диагноз. Первичная апертура умбиликальная, прикрытая тегиллами с отверстиями, редко с открытыми сутурными швами со спиральной стороны. Турон-маастрихт.

Род *Marginotruncana* Hofker, 1956

Marginotruncana Hofker, 1956, p. 319: Robaszynski, Caron, 1979, p. 97-101; Loeblich, Tappan, 1987, p. 469; Robaszynski et al., 1990.

Типовой вид: Rosalina marginata Reuss, 1846 [= *Marginotruncana marginata* (Reuss) sensu Robaszynski, Caron, 1979, pl. 63, fig. 1].

Видовой состав и возраст. *Marginotruncana marginata* (Reuss). Нижний турон (?) – коньяк.

Замечания. Наиболее подробно вопросы таксономии типового вида, рода и выделенного на его основе подсемейства рассматриваются Н.Масла-ковой (1983). Ранее коллективом исследователей были выбраны экземпляры, послужившие заменой типичным (Robaszynski, Caron, 1979). Один из них принят в качестве такового в данной работе. В соответствии с деталями его морфологии принимается и объем этого рода.

Род *Sigalitruncana* V.Korchagin, 1982

Sigalitruncana V.Korchagin, 1982: В.Корчагин,1982, с. 120; Loeblich, Tappan, 1987, p.470; Robaszynski et al., 1990; *Caronita* Salaj and Gasparikova,1983 (т. в. *Globotruncana sigali* Reichel); *Carpathoglobotruncana* Ion, 1983 (т.в. *Marginotruncana. pileoliformis* Lamolda; *Falsomarginotruncana* Salaj, 1987 (типовой вид *Globotruncana schneegansi* Sigal).

Типовой вид: Globotruncana sigali Reichel, 1950.

Видовой состав и возраст. *Sigalitruncana sigali* (Reichel), *Sigalitruncana marianosi* (Douglas), *Sigalitruncana pileoliformis* (Lamolda), *Sigalitruncana schneegansi* (Sigal), *Sigalitruncana undulata* (Lehmann). Средний турон – коньяк.

Замечания. От рода *Marginotruncana* и других туронских представителей семейства *Globotruncanidae* род *Sigalitruncana* отличается прежде всего одним килем, а не двумя, развитым вдоль периферического края камер.

Род *Coronotruncana* V.Korchagin, 1993

Coronotruncana V.Korchagin, 1993: Корчагин, 1993, с.119; *Marginotruncana Hofker*, 1956 (частично): Robaszynski, Caron,1979, p.97-101.

Типовой вид: Globotruncana lapparenti coronata Bolli.

Видовой состав и возраст. *Coronotruncana coronata* (Bolli), *Coronotruncana sinuosa* Porthault, *Coronotruncana tarfaensis* (Lehmann), *Coronotruncana paraconcavata* Porthault, *Coronotruncana renzi* (Gandolfi). Средний турон – коньяк.

Замечания: от рода *Marginotruncana* описанный род отличается тесным расположением килей и сигмоидально скошенными уплощенными плотносвернутыми камерами, многочисленными камерами в обороте, отсутствием выпуклости срединных частей камер; от рода *Sigalitruncana* – развитием двух, а не одного, килей вдоль периферического края камер.

Род *Contusotruncana* V.Korchagin, 1982

Contusotruncana V.Korchagin, 1982: В.Корчагин, 1982, с.119; Loeblich,Tappan, 1987, p. 468; Robaszynski, Caron et al., 1990; Premoli Silva, Sliter, 1999; Robazsynski, Gonzalez Donoso, Linares et al., 2000, p. 417. *Rosita* Caron, Gonzalez Donozo, Robaszynski and Wonders, 1984 (т.в. *Globotruncana fornicata* Plummer).

Типовой вид: Pulvinulina arca var. contusa Cushman, 1926.

Видовой состав и возраст. *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Contusotruncana patelliformis* (Gandolfi), *Contusotruncana plummerae* (Gandolfi), *Contusotruncana walfishensis* (Todd). Коньяк – маастрихт.

Заключение. В новом стандарте предлагается выделять: в нижнем туроне зону *Bollitruncana kuepperi*, зону *Verotruncana imbricata*, зону *Bollitruncana baissunensis*, в среднем туроне зону *Bollitruncana elata*, зону *Helvetoglobotruncana helvetica*, зону *Helvetoglobotruncana posthelvetica*, зону *Falsotruncana maslakovae*; в верхнем туроне – зону *Coronotruncana paraconcavata*. Наиболее заметными и значимыми в планктонной биостратиграфии уровнями являются: (1) исчезновение рода *Rotalipora*, по которому маркируют границу сеноман-турон, (2) возникновение рода *Sigalitruncana* с чем предлагается связывать границу нижнего и среднего подъярусов турона, (3) уровень возникновения рода *Concavatotruncana*, с чем предлагается связывать границу между средним и верхним подъярусами турона, и (5) уровень возникновения рода *Contusotruncana*, что может служить критерием проведения границы туронского и коньякского ярусов.

Таким образом, модернизация стратиграфической зональности заключается в уточнении возраста, пределов географического простирания зон стандартных шкал, замене менее совершенных зон одной или несколькими более совершенными зонами, а также в составлении интегрированных шкал для тех интервалов, где они еще не созданы.

В этой связи задачи детализации зональных шкал целиком зависят от (1) определения более перспективных групп фауны из состава известных; (2) палеонтологической ревизии руководящих видов, в том числе видов-индексов и однозначной трактовки их объемов; (3) выявления и изучения полных разрезов различных стратиграфических интервалов, содержащих руководящие комплексы микрофауны.

Автор искренне признателен профессорам Э. Я. Левену, К. И. Кузнецовой, В. А. Захарову за высказанные ими замечания и рекомендации, особенно благодарен профессору Ю. Б. Гладенкову за великолепное руководство проектом.

Литература

Гладенков Ю.Б. Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995, .Т. 3.№ 4. С. 1–15.

Джалилов М.Р. Стратиграфия верхнемеловых отложений Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1971. С. 1–210.

Джалилов М.Р., Атабекян А.А., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х. О крайне восточном пункте находок позднемеловых белемнителлид в южных районах СССР // ДАН ТаджССР. 1986. Т. 29. № 10. С. 619–623.

Джалилов М.Р., Гольтман Э.В., Корчагин В.И., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х. Биостратиграфия пограничных отложений сеномана и турона Таджикской депрессии // Бюлл.МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. С. 74–83.

Джалилов М.Р., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х. Новые данные по биостратиграфии верхнего сеномана и нижнего турона Юго-Западного Дарваза // ДАН ТаджССР. 1984. Т. 27. № 11. С. 666–671.

Ильин В.Д. Верхнемеловые отложения Центральных областей Средней Азии и их фауна. Автореф. докт. дисс. 1969. С. 1–50.

Клер М.О. Неоцератиты из Восточной Бухары. //Тр. Геол. муз. имени Петра I Императорской Академіи Наук. 1908. Т. II. С. 157–174.

Корчагин В.И. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии по фораминиферам // Тр. ТО ВНИГНИ. 1969. Вып. 1. С. 15–22.

Корчагин В.И. Систематика глоботрунканин // Бюлл.МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 5. С. 114–121.

Корчагин В.И. Некоторые новые роды и виды планктонных фораминифер из верхнемеловых отложений Средней Азии и Западного Казахстана // Палеонтологический метод в геологии. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 114–136.

Корчагин В.И. Строение разреза и фораминиферы пограничных отложений сеномана и турона Востока Средней Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 2. С. 24–33.

Корчагин О.А. Первые находки фораминифер в пограничных отложениях сеномана и турона Юго-Западного Дарваза // ДАН ТаджССР. 1984. Т. 27. № 3. С. 163–165.

Корчагин О.А. Особенности расчленения и пути корреляции сеноманских и туронских отложений Таджикской депрессии (по фораминиферам) // Зональная стратиграфия по микроорганизмам и методы ее разработки. Тез.докл. X микропал. сов. 1986. С. 117–119.

Корчагин О.А. Brittonella – новый род планктонных фораминифер // Докл. АН ТаджССР.1989. Т. XXXII. № 9. С. 629–632.

Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х. Распределение руководящих макрофоссилий в сеноманских и туронских отложениях Наукатской котловины (Южная Киргизия) // Докл. АН Тадж. 1989. Т. XXXII, № 11. С. 768–771.

Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х. Новые находки аммонитов в талхабской свите турона разреза Гаурдак (Восточная Туркмения) // Докл. АН Тадж. 1998. Т. XLI, № 7. С. 19–24.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. С. 1–166.

Маслакова Н.И. К ревизии позднемеловых планктонных фораминифер семейства *Marginotruncanidae* // Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР, Сиб.отд. 1983. №. 559. С. .23–31.

Меловая система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1986. Полутом 1. С. 1–339.

Стратиграфический кодекс. МСК. Санкт-Петербург, 1992. 120 с.

Субботина Н.Н. Глоботрунканиды, ханткениды и глобороталииды // Тр.ВНИГРИ. 1953. Нов.сер. Вып. 76. С. 1–296.

Хакимов Ф.Х. Зональное расчленение верхнего мела востока Средней Азии по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. N 2. С. 27–41.

Харланд У.Б., Кокс А.В. и др. Шкала геологического времени. М.: Недра, 1989.

Amedro F., Damotte R., Manivit H., Robaszynski F., Sornay J. Echelles biostratigraphiques dans le Cenomanien du Boulonnais // Geologie Mediterraneenne. 1978. T. V. N 1. P. 5–18.

Amiot M., Floquet M., Mathey B. Aspectes de la marge Ibero-Cantabrique au Turonien // Mem. Mus. nat. Hist. 1978. Ser.C. V.49. P. 145–158.

Bandy O.L. Cretaceous planktonic foraminiferal zonation // Micropaleontol.1967. V. 13. N 1. P. 1–31.

Bellier J.-P. Mice au point sur les foraminiferes planctoniques du turonien-type // Mem. Mus. nat. Hist. 1982. Ser. C. V. 49. P. .29–33.

Bellier J.-P. Zones de foraminiferes planctoniques du cenomanien Tunisian // Geol. Mediterraneenne. 1978. T. 5. N 1. P. 27–30.

Bilotte M. Approche biostratigraphique du turonien Sous-Pyreneen // Mem. Mus.nat. Hist. 1982. Ser. C. V.49. P.97–102.

Bolli H.M. The *Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana,* and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad, B.W.I. U.S // Nat.Mus.Bull. Washington, D.C.1957. V. 215. P. 51–60.

Bolli H.M. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. Bol.Inf. 1966. V. 9. P. 3–32.

Bolli H.M., Loeblich A.R., Tappan H. Planktonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae // United Stat. Nat. Mus. Bull. 1957. V. 215. P. 3-60.

Borsetti A. Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei Dintorni di Piobbico // Estratto Giorn.Geol. Ann. Mus.Geol Bologna. 1962. Ser.2. V. 29.

Bossellini A., Broglio Lorigo C., Busetto C. I bacini cretacei del Trentino // Rev. Ital. Paleontol. 1978. V. 84. N 4. P. 897-946.

Bronnimann P., Brown N.K. Taxonomy of the Globotruncanidae // Eclogae Geol. Helvet.,1956, V.48. P. 503-561.

Brotzen F. Die Foraminiferen gattung Gavelinella nov.gen und die Systematik der Rotaliiformes // Sverig. Geol. Unders. Avh. 1942. Ser.C. V. 36. N 8. P. 1-60.

Caron M. Globotruncanidae du cretace superieur du synclinal de la Gruyere (Prealpes Medians, Suesse) // Rev.Micropal. 1966. V. 912. P. 68-93.

Caron M. Un nouveau genre de foraminifere planktonique du Cretace: Falsotruncana nov.gen. // Eclogae Geol.Helv. 1981. V. 74. N 1. P. 65-73.

Carter D.J.,Hart M.B. Aspects of mid-Cretaceous stratigraphical micropaleontology // Bull. Brit. Mus. nat.Hist. (Geol.). 1977. V. 1. P. 1-135.

Cobban W.A. Mid-Cretaceous ammonite zones, Western Interior, United States // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 71-89.

Conard-Moireau M. Le turonien de Haute-Provence: repartition des facies et associations de foraminiferes planctoniques // Mem.Mus.nat.Hist. 1982. Ser.C. V. 49. P. 43-48.

Dalbiez F. The genus Globotruncana in Tunisia // Micropaleotol. 1955. V. 1. N 2. P. 161-171.

De Vries H.E. Late cenomanian to early turonian planktonic foraminifera from a section of Javernant (Dept. Aube, France) // Proc.Kon.Ned.Acad.Wetensch. 1977. Ser. B 80. N 1. P. 23-38.

Douglas R. G. Upper Cretaceous planktonic foraminifera in Northern California: part 1 – systematic // Micropaleontology. 1969. V. 15. N 2. P. 151-209.

Eicher D.L.,Worstell P. Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States // Micropaleontology. 1971. V.16. N. 3. P. 269-324.

Gawor-Biedowa E. The albian, cenomanian and turonian foraminifers of Poland and their stratigraphic importance // Acta Paleont. Polonica. 1972. V. 17. N 1. P.1-155.

Gladenkov Y.B. Tendencies of the development of stratigraphy toward the XXI century // Izvestiya Earth Sc. Section RANS. Sp. iss. 2000. V. 4. P. 125-132.

Hanzlikova E. Globotruncana helvetica posthelvetica n.subsp. from the Carpathyan Cretaceous // Vest. Ustred. Ust.Geol. 1963. V. 38. N 5. P. 325-328.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic // Science.1987. V. 235. P. 1156-1167.

Hardenbol J., Thierry J., Farrey M.B., Jacquin T., Graciansky P.-Ch., Vail P.R. Cretaceous sequience chronostratigraphy. SEPM. 1998, Sp. Publ., v.60, chart 4.

Hedberg H.(Хедберг Х.) Международный Стратиграфический Справочник. М.:Мир, 1976 (1978). 226 с.

Hofker J. Die Globotruncanen von Nord-west-Doutschland und Holland // Neues Jb. Geol. Pal. Abh. 1956. V. 103. N 3. P. 312-340.

Jefferies R. The paleoecology of the Actinocamax plenus subzone (Lowermost Turonian) in the Anglo-Paris Basin // Paleontology.1962. V. 4. P. 609-647.

Kauffmann E.G., Cobban W.A., EicherD.L. Albian through lower coniacian strata // Biostratigraphy and principal events. Western Interior United States. Ann. Mus. Hist. Nat. Nice. 1978. T. IV. P. .XXIII.1-XXIII27.

Kennedy W.J. Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites // Bull.Geo. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 147-161.

Klaus J. La repartition stratigraphique des globotruncanides au turonien et au coniacian // Eclog. Geol. Helv. 1960. V. 53. N 2. P 694-704.

Kureshy A.A. The Cretaceous planktonic foraminiferal zones of Pakistan // Rev. Espanola Micropal. 1976. V. 8. N 3. P. 429-438.

Lamolda M.A. Le Turonien Basco-Cantabrique et ser faunes caracteristiques // Mem. Mus. Nat. Hist. 1982. Ser.C. V. 49. P. 103-112.

Lang H.R., McGugan A. Cretaceous (Albian-Turonian) foraminiferal biostratigraphy and paleogeography of northern Montana and southern Alberta // Can.J.Earth Sci. 1988. V. 25. P. 316-342.

Lehmann R. Etude des globotruncanides du cretace superieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental) // Notes mem. Ser. Geol. Maroc. 1963 (1962). V. 21. N 156. P. 133-181.

Lehmann R. Etude resultata d'une des globotruncanides du cretace superieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental) // Coll. Inter. Micropal. (Dakar, 1963). Mem. Bur. Rech. Geol. Min. 1965. N 32. P. 113-117.

Loeblich A.R, Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. NY: Van Nostrand Reinold Company. 1987 (1988). Pt.I. P. 1-970. Pt.II. P. 1-847.

Lonail J., Bellier J.-P., Damotte R., Durand S. Stratigraphie du cenomanien littoral de la marge Sud-Quest du Bassin de Paris // Geol. Mediterraneenne. 1978. T. 5, N 1. P. 115-124.

Malapris M., Rat P. Foraminiferes et stratigraphie dans le cenomanien et le turonien des environs de Dijon // C.R..Acad. Sci. 1961. V. 252. N 6. P. 910-912.

Marianos A.W., Zingula R.P. Cretaceous planktonic foraminifera from Dry Creek, Tehama County, California // J. Paleontol. 1966. V. 40. N 2. P. 328-342.

Marie P. Les foraminiferes de la Crae a Belemnitella mucronata du Bassin de Paris // Mem. Mus. nat. Hist. 1941. Nov. ser. N 12. P. 1-296.

Marks P. Micropaleontology and the cenomanian-turonian boundary problem // Proc. Kon. Ned. Acad. Wetensch. 1977. Ser.B. T. 80. N 1. P. 1-6.

Marks P. Proposal for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy // Bull.Geol.Soc.Denmark. 1984. V. 33. P. 225-238.

McNeil D.H., Caldwell G.E. Cretaceous rocks and their foraminifera in the Manitoba Escapment // Geol. Ass. Can. Sp. Pap. 1981. N 21. P. 1-314.

Monciardini C. Biozones de foraminiferes et facies du turonien dans le nord du bassin de Paris // Res.princ.result. sci. et techn. Serv. Geol. nat.Paris. 1978. P. 33.

Murphy M.A., Salvador A. International Stratigraphic Guide – An abridged version // Episodes. 1999. V. 22. N 4. P. 255-271.

Neagu T. Microbiostratigraphy of the Cenomanian deposits from the Southern part of Eastern Carpathian (with some evolutionary-phylogenetic considerations regarding the planktonic foraminifera) // Rev.Roman. Geol., Geoph. et Geogr. 1970. Ser. Geol. V. 14. N 2. P. 171-188.

Peryt D. Planktonic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the middle Vistula River Valley, Poland // Acta Palaeontol. Polonica. 1978. V. 41. P. 3-41.

Pessango E.A. Cenomanian - Turonian (Eaglfordian) stratigraphy in the Western Gulf Coastal Plain area // Proc. 1-st Inter. Conf. Plank. Microfoss. Geneva. 1969 (1967). V. 2. P. 509-525.

Porthault B. in: Donze P., Porthault B., Thomel G., Villoutreys O. Le Senonien inferieur de Puget-Theniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune // Geobios. 1970. V. 3. Fasc. 2. P. 41-106.

Porthault B. Le cretace superieur de la "Fosse Vocontienne" et des regions limitrophes (France, Sud-East). These Lyon. 1974. P. 1-342.

Premoli Silva J., Boersma A., Doherty L. Cretaceous planktonic foraminifers. DSDP Leg 39 (South Atlantic) // Init. Rep. DSDP. 1977. V. 39. P. 615-641.

Premoli Silva J., Bolli H. Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and biostratigraphy of Leg 15 sites in the Carribian Sea // Init. Rep. DSDP. 1973. V. 15.

Premoli Silva J., Sliter W.V. Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution // Geol. Soc. America. 1999. Special Pap. V. 332. P. 301-328.

Reiss Z. The Bilamellidea, nov. superfam., and remarks on Cretaceous Globorotaliids. Cush. Found. Foram // Res. 1957. V. 8. P. 127-145.

Remaine G., Cita M.B., Decrourt J., Bouysse P., Repetto F.L., Faure-Muret A. International Stratigraphic Chart. IUGS. 2000.

Robaszynski F. Comparison between the Middle Cretaceous of Belgium and some France regions. Aspekte Kreide Europas // JUGS. 1979. Ser. A. N 6. P. 543-561.

Robaszynski F. Conclusion to the colloquium on the turonian stage Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas) // Zitteliana. 1983(a). V. 10. P. 585-594.

Robaszynski F. Project of an atlas Late Cretaceous Globotruncanids (Results of the European Working-Group on planktonic foraminifera) // Zitteliana. 1983(b). V. 10. P. 683-688.

Robaszynski F., Alcayde G., Amedro F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.-C., Jardine S., Manivit H., Monciardini C., Sornay J. Le Turonien de la region-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonation, sedimentologie. Turonian of the type region: Saumurois and Toraine. Stratigraphy, biozonations, sedimentology // Bull. Centres Rech. Exlor.-Prod. Elf-Aquitaine. 1982. V. 6. N. 1. P. 119-225.

Robaszynski F., Caron M. Atlas de foraminiferas planktoniques du Cretace Moyen (Mer Boreale et Tethys) // Cahiers de micropaleontologie Nat. Res. Sci. Paris.1979. 185 p.

Robaszynski F., Caron M., Dupuis C., Amedro F., et al. A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisie: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area // Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. elf-aquit.1990. V. 14. N 1. P. 213-384.

Robaszynski F., Gonzalez Donoso J. M., Linares D., Amedro F., Caron M., Dupuis C., Dhondt A. V., Gartner S. The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian // Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. elf-aquit. 2000. V. 22. N. 2. P. 359-490.

Salaj J. Zones planctoniques du cretace et du paleogene de Tunisie. 1969 // Proc 1 st Intern. Conf. Plank. Microfoss. Geneva: E.G.Brill.1969 (1967). V. 2. P. 588-593.

Salaj J. Boundaries of Upper Cretaceous hypostratotypes at the profile Djebel Fguera Saleh, Tunis // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 199-201.

Salaj J. Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan realm on the basis of foraminifers // Geol. Carpathica. 1986. V. 37. N 4. P. 483-499.

Salaj J., Samuel O. Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei) // Geol. Ust. Dionysa Stura. Bratislava.1966. P. 1-292.

Salaj J.,Gasparikova V. Turonian and coniacian microbiostratigraphy of the Tethys regions on the basis of foraminifera and nannofossils // Zitteliana. 1983. V. 10. P. 595-607.

Sandulesku J. Globotruncanidae zones in the Upper Cretaceous within the Tara Birsei Area (Cristalline-Mesozoic zone), Eastern Carpathian // Rozn. Polskiego Towar. Geol. 1969. V. 39. N 1-3. P. 183-212.

Schifsma E. La position stratigraphique de Globotruncana helvetica Bolli in Tunisie // Micropaleontol. 1955. V. 1. N 4. P. 321-334.

Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., Drobne K., Ferrandes C., Jauhru A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samso M.J., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J., Zakrevskaya E. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. 1997. P. 1-38.

Sigal J. Notes micropaleontologiques Nord-Africans 1. du cenomanien au santonien: zones et limites en facies pelagiques // C. R. Somm. S.G.F. 1955. V. 8. P. .157-160.

Sigal J. Notes micropaleonologiques Nord-Africanes. 5. A propos de Globotruncana helvetica Bolli // C. R. Somm. S.G.F. 1956. P. 36-37.

Sigal J. Essai de zonation du cretace mediterraneen a' l'aide des foraminiferes planctoniques // Geol. Mediterraneene.1977. V. 4. N 2. P. 99-107.

Stemprokova-Jirova D. Changes in assemblages of planktonic foraminifera in the Lower and Middle Turonian of the Bohemian Cretaceous basin // Acta Univ.Carolinae-Geologica. 1992. N 1-2. P. 37-40.

Stock H.W. Plantonische foraminiferen aus der Oberkreide der Nordostlichen Dolomiten (Italien) // Rev. Paleobiologie. 1996. V. 15. N 1. P. 155-182.

Sturm M. Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonic foraminifera, Attersee (Upper Austria) // Rozn. Polsk. Towarz. Geol. 1969. T. 39. N 1-3. P. 104-132.

Trujillo E.F. Upper Cretaceous foraminifera from near Redding, Shasta County, California // Journ. Pal. 1960. V. 34. N 2. P. 290-346.

Van Hinte J.A. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zones // Proc. Kon. Ned. Acad. Wetensch. 1972. Ser. B. V. 75. N 1. P.

Van Hinte J.E. A Cretaceous Time scale // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1976. V. 60. P. 498-516.

Wan Xiaoqiao. Cretaceous planktonic foraminiferal zonation in Xizang (Tibet). 1987. V. 18. P. 112-121.

Wan Xiaoqiao. Cretaceous-Early tertiary foraminifera of Xizang (Tibet) and evolution of the Tethys-Himalayan sea // Acta Micropal. Sinica. 1990. V. 7. N 2. P. 169-186.

Weiss W. Planktonische foraminiferen aus den cenoman und turon von Nordwest und Suddentschland // Palaeogeographica. 1982. V. 178. N 1-3. P. 49-108.

Young K.P., Powell J.D. Late albian-turonian correlation in Texas and Mexico (1) // Ann. Mus. Hist. Nat. Nice. 1978. T. IV. P. 1-39.

2.3. Анализ тенденций морфогенеза бухий и возможности использования полиморфных групп фауны в целях повышения детальности стратиграфии

Статья посвящена проблеме дробного расчленения мезозойских отложений складчатых областей на основе детального изучения популяционной изменчивости полиморфных групп двустворок. На примере анализа внутривидовой и межвидовой изменчивости бухий рассмотрены возможности повышения детальности биостратиграфического расчленения верхней юры – нижнего мела Центральной Чукотки. Разобраны вопросы внутривидовой изменчивости, закономерности морфогенеза, эволюция и филогения бухий.

The Paper is devoted to detailed biostratigraphy of Mesozoic deposits, which is based on the careful study of potential population's variability of polymorphic Bivalves. Based on the analyzing evolutionary trends of different species of genus *Buchia* (Bivalves), the author gives considerations on more detailed dividing Upper Jurassic – Low Cretaceous sections in Central Chukotka (North-East of Russia). The results of prolonged original research of variability, morphogeny, evolution and phylogeny of buchia are also given in the paper.

Введение

В последнее время все большее значение в палеонтологии приобретает анализ полиморфных групп ископаемой фауны. Такой анализ приводит не только к ревизии тех или иных групп, но, и как следствие, к совершенствованию и детализации стратиграфических схем. Достаточно наглядной иллюстрации сказанному являются данные по бухиям, которых автор изучал последние 15 лет.

Род *Buchia*, входящий в состав одноименного семейства, объединяет ряд видов фильтрующих двустворок, доминировавших в северных морях позднего мезозоя. Бухии появились в начале поздней юры (оксфорде) и полностью вымерли в раннем мелу – в конце валанжина или, может быть, в начале готерива. Остатки бухий широко распространены в отложениях указанного возрастного интервала практически повсеместно в северном полушарии, в особенности в бореальной области. Наряду с широким распространением, бухии обладают еще целым рядом свойств, позволяющих использовать их в качестве важных руководящих ископаемых.

Во-первых, представители бухий отличаются сравнительно высокими темпами эволюции, превышающими темпы эволюции большинства других позднеюрских двустворок в примерно в 5–10 раз. По данным В.А. Захарова (1981) бухиазона в среднем по своему объему соответствует двум аммонитовым зонам. По единодушному мнению исследователей (Pompetskij, 1901; В.А. Захаров, 1981) высокая скорость эволюционирования бухий была обусловлена наличием у них планктонной личинки. Этим же объясняется их широкое распространение и быстрая скорость миграции новых видов в пределах бореального пояса.

Во-вторых, распространение остатков бухий в разрезе слабо контролируется фациями, что указывает на их высокую толерантность к абиотическим факторам среды.

В-третьих, на протяжении поздней юры и начала раннего мела (берриаса – валанжина) представители рода *Buchia*, являлись доминирующей группой двустворок практически во всех бореальных морских бассейнах. Поэтому сделать представительные сборы бухий обычно не сложно. В этом положительную роль играет также относительно небольшой (первые см) размер раковин бухий, позволяющий собрать в поле коллекцию из большого количества экземпляров. Кроме того, мелкие окаменелости меньше страдают при захоронении, в процессе диагенеза породы, ее последующего выветривания, а также во время палеонтологических сборов, транспортировки и препарирования образцов.

Таким образом, значение бухий для биостратиграфии по сравнению с любыми другими двустворками, встречающимися в том же стратиграфическом интервале, является исключительным и приближается к значению аммонитов и белемнитов – групп традиционно используемых для зонального расчленения верхнеюрских–нижнемеловых отложений. На это еще более 150 лет назад указывал А. Кейзерлинг, который, имея в виду бухий, дословно писал следующее: **"Раковины этого замечатель-**

ного рода находятся в большом количестве во всех юрских слоях Русского государства до самых удаленных ледяных Берегов Сибири, и они ... заслуживают внимания как, очень хорошие руководящие окаменелости" (Кейзерлинг, 1846, с. 298). Учитывая вышеизложенное, не приходиться удивляться тому, что среди исследователей верхней юры – нижнего мела интерес к изучению бухий не ослабевает и по сей день.

История изучения бухий и подходы к их изучению

Изучение бухий началось более ста лет назад, когда род *Buchia* был выделен К. Рулье (1845). Годом позже независимо от него А. Кейзерлинг (1846) объединил упомянутые двустворки в род *Aucella* и привел его подробную характеристику. Первое монографическое описание бухий было сделано И.И. Лагузеном (1888). Впоследствии бухии неоднократно описывались и изучались целым рядом палеонтологов: в конце XIX – начале XX столетия В. Габбом (Gabb, 1864), Т. Стантеном (Stanton, 1895), И. Помпецким (Pompeckj, 1901), Д.Н.Соколовым (1908), А. П. Павловым (1966); несколько позже Ф. Андерсеном (Anderson, 1945), В.И. Бодылевским (1949), Р. Имлэем (1955, 1959), Д. Джонсом (1969), Ю.А. Елецким (Jeletzky 1965, 1984), В.А. Захаровым (1981), Г.И. и К.В. Паракецовыми (1989) и некоторыми другими.

В последнее время, по-видимому, в связи с разгоревшейся дискуссией по поводу положения границы юры и мела, интерес к этой группе двустворок опять значительно возрос. В течение 90-х годов вышел целый ряд отечественных и зарубежных публикаций, посвященных бухиям (Захаров, 1990; Захаров и др. 1997; Келли, 1990; Паракецов, 1990; Сей и Калачева 1990, 1993, 1995; Westermann, 1992; Paraketsov, 1996 и некоторые другие).

В результате, к настоящему времени было описано свыше 150 видов бухий. Причиной выделения такого большого количества видов, с одной стороны, послужил высокий полиморфизм бухий, а с другой стороны, типологический подход к выделению видов, который был распространен среди палеонтологов до недавнего времени. Однако, после распространения в палеонтологии популяционного анализа и палеоэкологических методов, большинство специалистов согласилось, что род *Buchia* состоит из значительно меньшего количества сильно полиморфных видов.

Первая попытка упорядочить разнообразие бухий была предпринята А. П. Павловым (1966).

Он разделил все многообразие бухий на "грады" и "ряды" и предположил, что существовало несколько филетических ветвей бухий, развивавшихся параллельно. Дальнейшему развитию идей А.П. Павлова помешало главным образом то, что он выделил слишком много трудноопределимых "видов" бухий, которые с точки зрения современных представлений о морфогенезе, следует считать устойчивыми морфами того или иного вида. Правда необходимо отметить, что А.П. Павлов указывал на то, что эти виды не соответствуют реальным, но в то время популяционные идеи и представления о полиморфных видах как о сложных конгрегатах различных популяций, экоморф, подвидов и т. д. были развиты слабо. Тем не менее, К.В.Паракецов, выделявший значительно меньшее количество видов бухий, дал следующую оценку этих идей: "... как это ни парадоксально, павловские виды для цели дробной стратиграфии "работают" довольно успешно. По-видимому, они отражают интуитивно установленный А.П. Павловым "сдвиг изменчивости" полиморфных видов во времени, в какой-то мере отраженный им в схеме генетических ветвей бухий" (Паракецовы, 1989, с. 201).

Д.Н. Соколов, придерживающийся широкой концепции выделения видов, пошел по несколько иному пути (Соколов, 1908, 1928). Он предложил выделять морфологические группировки видов по горизонтали на основании их морфологической и генетической близости и одновременности их существования (встречаемости "в одном или смежных горизонтах"), т.е. группируя "уклоняющиеся типы по отношению к типической форме" (Соколов, 1908, с. 6). Всего им было выделено пять таких группировок: 1) *Buchia bronni* (оксфорд); 2) *B. palassi* (= *B. mosquensis*) (оксфорд – нижневолжский подъярус) 3) *B. mosquensis* (= *B. piochii*) (средневолжский подъярус – основание берриаса); 4) *B. keyserlingi* (берриас); 5) *B. sublaevis* (валанжин). Такое подразделение оказалась довольно удачным, и им в свое время пользовались и другие исследователи (Бодылевский, 1949; Пчелинцева, 1962).

Наиболее полный анализ морфогенеза и полиморфизма бухий был предпринят В.А. Захаровым (1981). Но его прекрасная монография была сконцентрирована в основном на проблемах происхождения, филогении и эволюции семейства и рода в целом, а не на тенденциях, проявляющихся в изменчивости близкородственных видов бухий. Он первым в полной мере применил популяционный анализ для оценки внутривидовой изменчивости бухий, тем не менее, эволюционная динамика и филогения конкретных видов, входящих в состав рода *Buchia* в его монографии была рассмотрена не полностью.

В той же монографии В.А. Захаров (1981) показал гетерогенную природу морфологических группировок, предложенных Д.Н. Соколовым, и подверг его идеи критике. В частности, В.А. Захаров справедливо указывает на явление гомеоморфизма у бухий, затрудняющее установление генетической близости видов. Далее он утверждает, что "морфологические классификации бухий себя не оправдали" и что "наиболее перспективный путь здесь, как

и в других группах двустворок, связан с изучением особенностей строения замка" (Захаров, 1980, с. 9). С последним утверждением нельзя не согласиться. Однако, по мнению автора, замечания В.А. Захарова отнюдь не дискредитируют идеи Д.Н. Соколова, а скорее относятся к конкретным недочетам в методике выделении группировок бухий. Иными словами, Д.Н. Соколов недооценил значение явления гомеоморфизма у бухий и не уделил должного внимания строению их замка. Тем не менее, как будет показана ниже, в целом его идеи о выделении группировок бухий, последовательно сменяющих друг друга во времени, были достаточно плодотворны.

С целью выяснения полиморфизма бухий и тенденций их эволюции нами было изучено около двух с половиной тысяч экземпляров, принадлежащих к различным видам и представляющим выборку из значительно большего количества образцов – около 15–20 тысяч экземпляров. При составлении этой выборки учитывался целый ряд данных – сохранность материала, точность его стратиграфический привязки, географическое и экологическое единство (принадлежность к единой популяции) и др. Некоторые виды – такие как, например, *B. piochii* (Gabb) или *B. mosquensis* (Buch), были представлены сотнями экземпляров. С другой стороны, такие виды как *B. myaformis* Parak. или *B. jeropolensis* (Parak.), были представлены незначительным числом экземпляров (10–20), что составляет число их реально известных находок. Вместе с тем географическое, экологическое и хронологическое единство их распространения не позволяет считать их просто уклоняющимися от нормы формами. Автор отдает себе отчет в том, что такой подход к составлению изученной выборки позволяет упрекнуть его в неадекватности приводимых по разным видам данным, однако, в настоящее время он, к сожалению, не видит возможности проведения принципиально более корректного исследования. Большинство изученных образцов было отобрано на территории Чукотки и Северо-Востоке России. Кроме того, автор в сравнительном плане изучил коллекции бухий Аляски, Арктической Канады, Русской платформы и Севера Сибири.

Популяционный анализ и критерии морфологической классификации бухий

Выявление закономерностей морфогенеза бухий осуществлялось на основании применения метода палеопопуляционного анализа.

В.А. Захаров дает ископаемой популяции следующее определение: "...локальная популяция вида в ископаемом состоянии представлена совокупностью экземпляров последовательных поколений в едином автохтонном танатоценозе, сформированном при непрерывном накоплении осадков" (Захаров, 1981, с 19).

Следовательно, при установлении ископаемой популяции важную роль играют тафономические и палеоэкологические наблюдения, сделанные в поле. Как правило, подавляющее большинство материала представлено разрозненными створками. Это указывает на то, что лигамент у бухий был очень непрочным и раковина, по-видимому, распадалась на створки вскоре после смерти организма. Таким образом, транспортировка двустворчатых раковин на сколько-нибудь значительное расстояние вряд ли могла осуществляться; и, по мнению некоторых исследований (Г.И. и К.В. Паракецовы, 1989), двустворчатые раковины бухий, встреченные в ориктоценозе, являются индикатором автохтонного захоронения. Кроме того, для автохтонных захоронений характерно беспорядочное расположение раковин по отношению к поверхности напластования. Слой (или его часть), содержащий остатки организмов одной ископаемой популяции должен быть литологически единым и не может содержать скрытые перерывы или поверхности размыва (Захаров, 1981).

Основным критерием доказательства того, что сделанная выборка, действительно представляет собой ископаемую популяцию, является частотно-размерная характеристика составляющих ее экземпляров (Захаров, 1981). Этот критерий основан на том, что в естественной популяции смертность у молодых организмов с небольшим размером раковины намного выше чем у взрослых особей. На своем опыте автор убедился в том, что частотно-размерная характеристика реальных ископаемых популяций обычно близка к теоретической.

После того как был сделан вывод о том, что данная выборка действительно является ископаемой популяцией, в процессе анализа внутрипопуляционной изменчивости можно сделать вывод о ее допустимых пределах на видовом уровне, что очень важно для разграничения видов бухий, обладающих высокой степенью полиморфизма. Выделению видов должно предшествовать сравнение двух или нескольких популяций между собой. Кроме того метод популяционного анализа позволяет исключить из исследования заведомо аберрантные и ювенильные формы, что повышает надежность выделения вида.

Иногда также могут встречаться и аберрантные популяции. Так из верхнего оксфорда среднего теч. р. Алучин была изучена ископаемая популяция *Buchia concentrica* (Sow.), в которой около 70% особей имели на раковине четко выраженный пережим, а иногда и 2–3 пережима. Такая морфологическая особенность характерна для поздних видов бухий, например *B. crassicollis* (Keys.), тогда как у более древних видов, пережимы раковины встречаются крайне редко в виде аберраций и возможно связаны с прижизненным повреждением

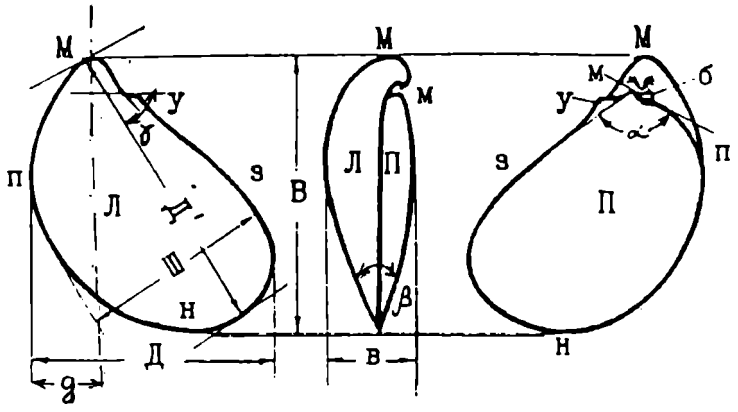


Рис. 2.3.1. Морфология и схема замеров раковины бухий. (По Г.И. и К.В. Паракецовым, 1989, с дополнениями и изменениями.)

Л – левая створка, **П** – правая створка, **М** – макушка левой створки, **м** – макушка правой створки, **б** – биссусное ушко, **у** – заднее ушко, **п** – передний край, **з** – задний край, **н** – нижний край.

Измеряемые параметры: **Д'** – максимальная длина, **Д** – длина, **В** – высота, **Ш** – ширина, **д** – длина передней части, **в** – выпуклость, **α** – примакушечный угол правой створки, **β** – угол смыкания створок по нижнему, **γ** – угол скошенности.

раковины. Упомянутая ископаемая популяция при типологическом подходе вполне бы могла быть описана как самостоятельный вид. Однако, раковины имеющие подобную морфологическую особенность встречены только в одном маломощном (2 м) слое с/з песчаника лишь в одном из многих изученных одновозрастных разрезов. При этом данная выборка по всем параметрам (автахтонность захоронения, частотно-размерные характеристики и т.п.) отвечает критериям ископаемой популяции, и ее представители по всем прочим признакам ни чем не отличаются от типичных *B. concentrica*, которые в изобилии встречаются и в том же разрезе выше и ниже упомянутого слоя. Таким образом, никакой речи о выделении нового вида тут и быть не может, а упомянутая выборка должна рассматриваться как локальная аберрантная популяция вида *B. concentrica*.

Основными видовыми признаками у бухий являются форма раковины и, в меньшей степени характер скульптуры, т.к. в ряде случаев этот признак подвержен очень сильной внутривидовой изменчивости.

Строение замка и биссусного аппарата являются родовым признаком, хотя некоторые их детали иногда отличаются и на видовом уровне. Главным образом это касается формы биссусного ушка. К сожалению, сохранность материала далеко не всегда позволяет изучить строение лигамента и биссусного аппарата в деталях.

В.А. Захаров (1981) придает также большое значение типу онтогенеза раковины бухий. Всего на основании формы линии наибольшего роста нарастания раковины ("хребтовая" по Д.Н Соколову (1908) или "гребневая" по А.П. Павлову (1966) линия), выделяют четыре типа онтогенеза у бухий: 1) курвоидный, 2) обликвоидный, 3) ортоидный, 4) инверсионный (В.А. Захаров, 1981, с. 33–41, см. также рис. 2.3.5 настоящей работы). Однако необходимо учитывать, что форма раковины и тип онтогенеза связаны друг с другом, так что последний признак в определенном смысле является дополнительным.

Итак, поскольку главным диагностическим признаком все же является форма раковины бухий, то большое внимание было уделено морфометрии раковины бухий. Существует несколько способов замеров раковин бухий. В настоящей работе принят за основу метод, предложенный К.В. и Г.И. Паракецовыми (1989, с. 202–203), дополненный некоторыми замерами по системе В.А. Захарова (1981, 21–22). Схема замеров раковины представлена на рис. 2.3.1.

Всего измерялось 8 параметров. Кроме того уделялось большое значение относительным характеристикам формы раковины. Для оценки формы раковины было введены следующие относительные коэффициенты:

1) коэффициент удлиненности $К_Д = Д / Д'$
2) коэффициент вытянутости $К_В = В / Д'$
3) коэффициент расширенности $К_Ш = Ш / Д'$
4) коэффициент выпуклости $К_Т = в / Д'$
5) коэффициент округлости $К_О = В / Д$
6) коэффициент неравносторонности $К_С = д / Д$

Количественные оценки признака с помощью замеров и расчета соответствующих коэффициентов позволили унифицировать некоторые качественных морфологические характеристики раковины (таблица 2.3.1) по методике предложенной В.А. Захаровым (1981). В основу этой схемы унификации была положена градация раковин бухий по ряду признаков, разработанная В.А. Захаровым (1981, с. 20–21), однако в нее были внесены некоторые дополнения и изменения.

Как правило, все морфологические признаки, взятые порознь у близкородственных видов бухий, трансгрессивно перекрываются. Однако при комплексной оценке признаков с применением популяционного анализа расхождения в средних значениях относительных коэффициентов позволяют уверенно провести разграничение видов.

Для анализа полиморфизма были выбраны следующие основные признаки раковины бухий:

1. Внешний вид и размер раковины (маленький, средний, большой, гигантский).
2. Очертания раковины в целом (узкая, широкая, округлая, овальная, субтреугольная и т.п.)
3. Различие формы правых и левых створок.
4. Выпуклость раковины или створки (плоская, слабо выпуклая, выпуклая, вздутая).
5. Степень скошенности раковины (сильная, умеренная, слабая).
6. Размер и форма биссусного аппарата (маленький, средний, большой; ложкообразная, треугольная).

Таблица 2.3.1. Качественные градации морфологических характеристик раковины на основании количественной оценки признака

Параметр	Качественная характеристика / численное значение параметра				
Размер	Очень крупный	Крупный	Средний	Небольшой	Маленький
значение	> 65	46-65	26-45	10-25	< 10
Коэффициент удлиненности $К_Д$ = Д / Д'	Удлиненная	Средней длины		Укороченная	
значение	> 0,95	0,80-0,95		< 0,80	
Коэффициент вытянутости $К_В$ = В / Д'	Высокая	Умерено высокая		Средней высоты	Низкая
значение	> 0,92	0,87-0,92		0, 82-0,87	< 0,82
Коэффициент расширенности $К_Ш$ = Ш / Д'	Широкая	Средней ширины		Умеренно узкая	Узкая
значение	> 0,8	0,6-0,07		0,5-0,6	< 0,5
4) коэффициент выпуклости $К_Т$ = в / Д'	Сильно выпуклая	Умерено выпуклая		Слабо выпуклая	
значение	> 0,55	0,40–0,55		> 0,40	
Коэффициент округлости $К_О$ = В / Д	Почти круглая	Округлая	Слегка округлая		-
значение	~ 1,00	1,0-1,2	1,2-1,4		> 1,4
Коэффициент неравносторонности $К_С$ = д / Д	Сильно неравносторонняя	Умерено неравностороняя		Слабо неравностороняя	
значение	< 0,3	0,3-0,45		> 0,45	
Угол скошенности	Сильно скошенная	Умерено скошенная		Слабо скошенная	Почти прямая
значение	< 45°	45° -60°		61° -80°	81° - 90°

7. Форма, размер и ориентация макушек.
8. Угол сочленения створок по нижнему краю раковины (1/2 угла – острый, умеренно острый, близкий к прямому).
9. Концентрическая скульптура раковины (очень грубая, грубая, умеренно грубая, тонкая, очень тонкая; редкая или частая; с пережимами или без них).
10. Радиальная скульптура (присутствует или отсутствует; тонкая струйчатая, тонкая, грубая).
11. Характер онтогенеза раковины (курвоидный, обликвоидный, ортоидный, инверсионный).

Морфологические группы и гомологическая изменчивость бухий

Все разнообразие бухий классифицировано и разделено на пять морфологических групп. Выделение этих групп отражает закономерности морфогенеза бухий во времени (рис. 2.3.2).

Упомянутые морфологические группы последовательно сменяют друг друга, хотя их хронологическое распространение может частично перекрываться. Представители, по крайней мере, четырех групп формируют ряды параллельной изменчивости (рис. 2.3.3). Этот параллелизм обычно выражен не во всех признаках. Так, очертания раковины видов, принадлежащих к различным морфологическим группам и, следовательно, находящихся на разных хронологических уровнях, могут быть весьма сходными, тогда как их другие признаки – например, характер скульптуры, выпуклость, размер и форма макушек и т.п. – могут существенно отличаться. Собственно говоря, этот феномен представляет собой не что иное, как описанный Н.И. Вавиловым закон гомологических рядов изменчивости (1922). Однако в данном конкретном случае ряды гомологической изменчивости проявляются на разных хронологических уровнях, в то время как вавиловские ряды отражают параллельные изменения близкородственных таксонов в различных географических провинциях. Пятая морфологическая группа объединяет последних представителей бухий, вымерших в раннем мелу. Эти бухии настолько сильно отличаются от более ранних, что сравнивать их напрямую с гомологическими рядами изменчивости, типичными для четырех первых групп, невозможно.

Упомянутые морфологические группы нельзя выделить в качестве формальных таксонов, например, в ранге подрода, т. к. их изменчивость взаимно перекрыта у крайних членов групп. Тем не менее, они, без сомнения, отражают естественный сдвиг изменчивости во времени. Эти морфологиче-

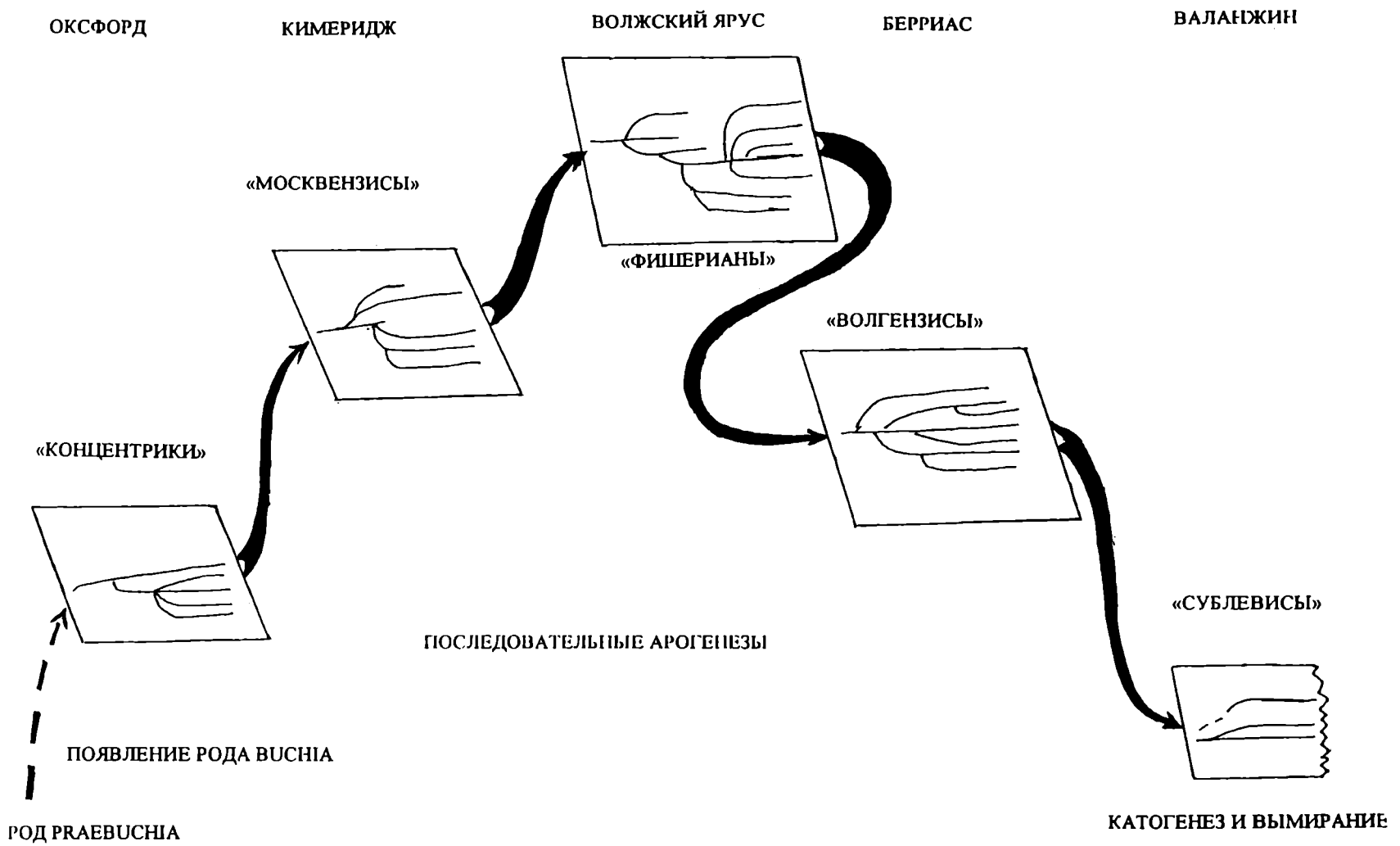


Рис. 2.3.2. Этапы эволюции бухий.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ГРУППА И ВРЕМЯ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ	СИЛЬНО СКОШЕННЫЕ	УМЕРЕННО СКОШЕННЫЕ	СЛАБО СКОШЕННЫЕ	УЗКИЕ	ШИРОКИЕ	ОКРУГЛЫЕ
"ВОЛГЕНЗИС" $K_1b_1 - v_2$	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	*B. volgensis*	*B. inflata*	*B. nuciformis*	*B. okensis*	*B. sibirica*
"ФИШЕРИАНА" $J_3v - K_1b_1$	*B. flexuosa*	*B. piochii*	*B. fisheriana*	*B. tenuicollis*	*B. terebratuloides*	*B. circula*
"МОСКВЕНЗИС" $J_3k - v_2$	*B. paradoxa*	*B. mosquensis*	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	*B. lindstroemi*	*B. rugosa*	*B. orbicularis*
"КОПЦЕНТРИКА" $J_3o - k_1$	*B. concentrica*	*B. vuquaamensis*	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	*B. jeropolensis*	*B. discoida*

Рис. 2.3.3. Хронологические ряды гомологической изменчивости бухий.

ские группы в общих чертах близки группировкам бухий, выделенным Д.Н. Соколовым (1908, 1928). Однако, в отличие от него, автор склонен рассматривать предлагаемые группы, как объединение равноправных, генетически связанных морфологических видов, а не как типы, уклоняющиеся от типической формы. Кроме того, чтобы избежать гетерогенности при объединении видов в морфологические группы, автор помимо формы раковины руководствовался и более надежными признаками, такими как строение биссусного аппарата и, когда это позволял материал, строение замка бухий. По-видимому, выделенные морфологические группы бухий можно также назвать "биовидами" – термин предложенный Дж. Калломоном (Callomon, 1985).

Основным достоинством предлагаемой морфологической классификации бухий следует считать выделение рядов гомологической изменчивости на разных хронологических уровнях, позволяющее объяснить явление гомеоморфизма бухий, отмечавшееся ранее многими исследователями (Захаров, 1981; Г.И. и К.В. Паракецовы, 1989).

Далее приводится краткое описание выделенных морфологических групп. Группы названы по латинским названиям наиболее представительных видов, как правило, характеризующихся средними морфологическими параметрами, высокой степенью полиморфизма и широким распространением. Описание групп приводится в соответствии в хронологическом порядке.

1. *"Группа концентрик"* характеризуется небольшой, чаще среднего размера раковиной; маленьким биссусным аппаратом; острым углом сочленения створок. Для нее обычно присутствие тонкой концентрической и очень тонкоструйчатой радиальной скульптуры. Группа включает пять видов: *Buchia concentrica* (Sow), *B. vuquaamensis* Parak., *B. discoida* Parak., *B. myaformis* Parak., *B. jeropolensis* (Parak.). Среди этих бухий только *B. concentrica* является космополитом. Остальные четыре вида до недавнего времени считались эндемиками Северо-Востока России, однако *B. vuquaamensis* и *B. discoida* были определены автором при изучении коллекции бухий Аляски, а *B. discoida* также известна теперь на Дальнем Востоке. Геологическое распространение: оксфорд – кимеридж.

2. *"Группа москвензисов"*. Раковина среднего, реже крупного размера, с биссусным аппаратом среднего размера ложковидной формы, развернутым в сторону лигаментной площадки, с умеренно острым углом смыкания створок. Радиальная скульптура присутствует не всегда и может быть как редкой, так и частой сравнительно тонкой. Концентрическая скульптура тонкая или умеренно тонкая, черепицообразная. Эта группа объединяет *Buchia mosquensis* (Buch), *B. lindstroemi* (Sok.), *B. rugosa* (Fisch.), *B. orbicularis* (Hyatt) и некоторые другие. Все эти виды – космополиты. Распространение – поздний оксфорд – средневолжский подъярус.

3. *"Группа фишериан"*. Раковина небольшого или среднего размера, изящной формы. Биссусное ушко среднего размера; угол сочленения створок – острый или умеренно острый. Концентрическая скульптура тонкая, частая, иногда относительно редкая, радиальная обычно отсутствует. Эта группа состоит из большого числа видов. Большинство этих видов – космополиты, за исключением *B. flexuosa* (Parak.) и *B. circula* (Parak.), которые являются эндемиками Северо-Востока России и (по данным автора) Аляски. Наиболее древним видом этой группы является *B. piochii*.(Gabb) Его ранние представители имеют переходный облик между "москвензис" и "фишериана", в то время как более поздние, несомненно, ближе к "фишерианам". Распространение: волжский век – ранний берриас.

4. *Группа "волгензисов"*. Раковина среднего, крупного, иногда гигантского размера, с крупным биссусным аппаратом. Угол смыкания створок – умеренно острый. Концентрическая скульптура – грубая или очень грубая, радиальная (в случае ее присутствия) довольно частая, но грубая. Эта группа включает: *B. volgensis* (Lah.), *B. okensis* (Pavl.), *B. unschensis* (Pavl.), *B. sibirica* (Sok.), *B. inflata* (Toula), *B. nuciformis* (Pavl.) и некоторые другие. Распространение: берриас – ранний валанжин.

5. *Группа "сублевисов"*. Раковина обычно грубая, выпуклая, размер раковины от маленького до большого, иногда гигантский. Биссусный аппарат крупного размера, угол сочленения створок близок к прямому. Концентрическая скульптура – густая или относительно редкая, иногда почти отсутствует, умеренно тонкая. Часто на створках присутствуют пережимы. Радиальная скульптура наблюдается лишь иногда, и в этих случаях она довольно частая и тонкая. Группа объединяет наиболее поздних представителей бухий, таких как: *B. crassa* (Pavl.), *B. crassicolis* (Keyes.), *B. sublaevis* (Keyes.). Распространение: поздний берриас – валанжин (ранний готерив?).

На основании анализа нескольких изменяющихся признаков формы раковины – степени скошенности, вытянутости, ширины и т.п. – для всех морфологических групп бухий, за исключением наиболее поздней, могут быть выделены следующие повторяющиеся морфотипы (см. рис. 2.3.3):

1. Очень скошенная раковина.
2. Умеренно скошенная раковина (средний морфотип).
3. Слабо скошенная раковина
4. Узкая раковина.
5. Широкая раковина.
6. Округлая раковина.

Ряды гомологической изменчивости не для всех групп одинаково полные. Наиболее широкий спектр изменчивости характерен для группы фишериан.

Общие тенденции морфогенеза

Хотя форма раковины бухий в целом имеет тенденцию образовывать гомологические ряды параллельной изменчивости на разных стратиграфических уровнях, ряд других морфологических признаков имеет направленную (во времени) изменчивость. Такая направленность выражена не всегда отчетливо из-за того, что она затушевывается полиморфизмом одновозрастных форм. Однако некоторые общие тенденции в морфогенезе бухий проследить вполне возможно.

1. Биссусный и связочный аппараты, по-видимому, увеличиваются и усложняются у более поздних видов, хотя в деталях изучить эту тенденцию не удалось, т.к. остатки этих структур на ископаемом материале наблюдаются крайне редко. Можно предположить, что изменения этих структур отражали заселение бухиями все более мелководных частей бассейнов. История эволюционного развития бухий в экологическом аспекте заключается в последовательной адаптации их к более мелководным местообитаниям. Представители рода *Praebuchia*, от которых скорее всего ведут свое начало истинные бухии, были относительно глубоководными двустворками и населяли, вероятно, лишь нижнюю сублитораль. Большинство представителей рода *Buchia* обитало главным образом в пределах средней и верхней сублиторали, однако, волжские и раннемеловые бухии несомненно предпочитали более мелководные биотопы, чем представители "концентрик" или "москвензисов". Наиболее поздние виды бухий (*B. crassa, B. crassicoliis* и некоторые др.), остатки которых образуют мощные горизонты ракушечников, судя по характеру вмещающих отложений, обитали уже на литорали.

2. Размер раковины бухий постепенно возрастал, хотя эта тенденция и не была прямой, а скорее носила циклический характер. Так, все представители рода *Praebuchia* - наиболее вероятные предки бухий - имели значительно меньший размер, по сравнению с настоящими бухиями. Размер раковины бухий в течение поздней юры существенно не менялся, более того, такие поздние представители группы "фишериан", как *B. circula* и *B. tenuicollis* были несколько мельче, чем более древние виды бухий. Отчетливая тенденция к гигантизму проявилась в группе "волгензисов" – средние размеры их раковины в 3–4 раза больше, чем у более ранних бухий. Эта тенденция отчасти характерна и для группы "сублевисов", хотя собственно вид *B. sublaevis* – самый последний из рода *Buchia* – имел относительно небольшие размеры раковины.

3. В целом также можно говорить о постепенной редукции радиальной скульптуры у бухий. Отчетливо она проявилась лишь в трех ранних морфологических группах. Позже радиальная скульптура вторично появляется у некоторых представителей двух последних групп.

4. Для концентрической скульптуры характерно сходное изменение признака – в первых трех группах ребра постепенно становятся менее грубыми, тогда как для представителей "волгензис" и "сублевис" обычно характерна более грубая концентрическая скульптура.

5. Такие признаки, как увеличение выпуклости створок, особенно в их нижней трети, увеличение угла сочленения створок по нижнему краю и образование пережимов на раковине, отчасти коррелируются между собой. Впервые пережимы появляются спорадически у некоторых поздних представителей группы "фишериан" с выпуклой раковиной, например *у B. obliqua* (Tullberg) и *B. terebratuloides* (Lah.). Затем эта тенденция также спорадически (хотя и более отчетливо) прослеживается у представителей группы "волгензис". Наиболее явственно она обнаруживается в группе "сублевис". Некоторые представители видов *B. crassa* и *B. crassicolis* могут иметь по два пережима. Появление пережимов на раковине с морфофункциональной точки зрения объясняется следующим образом. Чем больше выпуклость раковины, тем больше значение угла сочленения створок по нижнему краю. Раковина бухий нарастает концентрически по всему краю. Очевидно, что когда угол смыкания створок будет прямым, то это будет препятствовать дальнейшему росту организма. У таких видов, как *B. crassa, B. crassicolis* и *B. sublaevis*, максимальные значения этого угла действительно приближаются к критическому. Кроме того, увеличение выпуклости раковины в сочетании с массивными загнутыми макушками у этих видов мешает полному раскрыванию створок, вследствие чего затрудняется процесс фильтрации. Образование на раковине резкого пережима позволяет моллюску на какое-то время уменьшить угол сочленения створок и частично решить проблемы роста и размыкания створок (рис. 2.3.4).

6. Форма раковины в целом в морфологических группах "концентрик", "москвензисов" и "фишериан" со временем становится все более и более изящной, однако у поздних бухий эта тенденция меняется на противоположную, и в двух других группах форма раковины становится грубее. Хотя такая оценка является субъективной, автор придает ей большое значение. Кроме того, степень скошенности раковины в средних морфотипах со временем уменьшается.

7. В.А. Захаров (1981) выделяет четыре разных типа онтогенеза раковины бухий: курвоидный, обликвоидный, ортоидный, инверсионный (рис. 2.3.5). Автор также применял методику В.А. Захарова для изучения онтогенеза бухий и пришел к аналогичным с ним выводам. Однако, как уже отмечалось выше, тип онтогенеза главным образом, определяется характером нарастания раковины, или иными словами ее формой. Последняя, как это было показано, подвержена параллельной изменчивости на разных хронологических уровнях, и по-

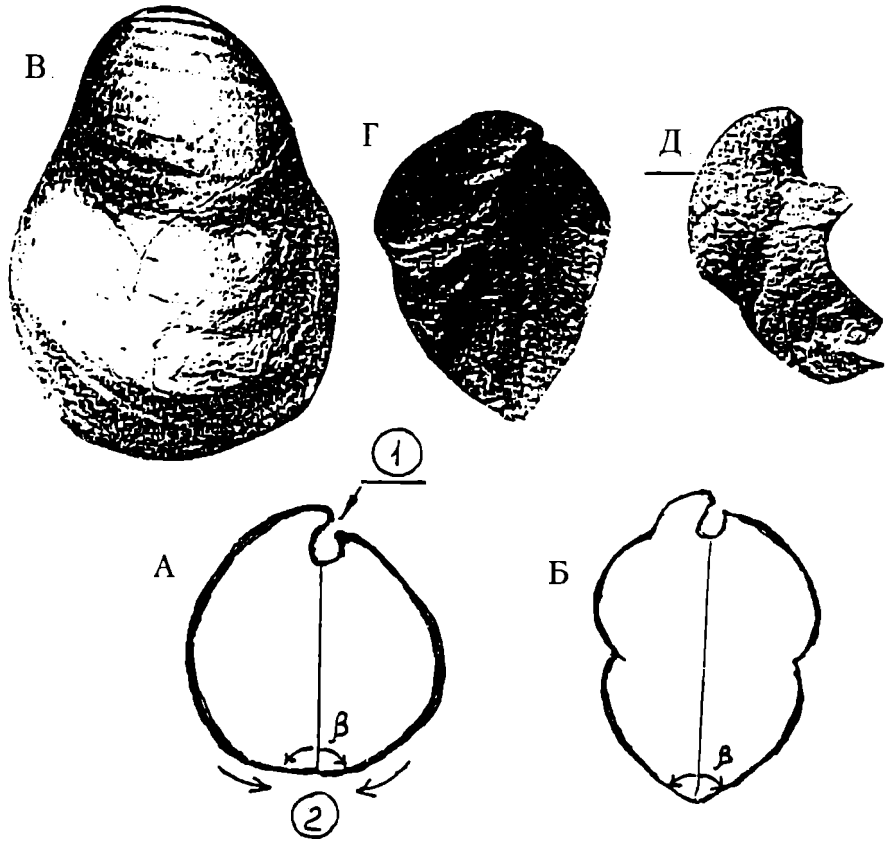


Рис. 2.3.4. Морфофункциональное объяснение образования пережимов на раковине бухий.

А – Увеличение выпуклости раковины (1/2 β ≈ 90°) затрудняет открывание створок из-за сближения макушек и препятствует дальнейшему росту раковины. Стрелками показаны направления нарастания раковины. **Б** – Образование пережимов на раковине позволяет организму временно устранить эти проблемы. **В** – *B. crassa* из верхнего валанжина р. Умкувеем (Чукотка). **Г** – *B. crassa* из верхнего валанжина р. Гыттыткон (Чукотка). **Д** – *B. crassicolis* из валанжина Пенжинского кряжа (Камчатская область).

этому, к сожалению, выделить какие-то определенные тенденции в смене онтогенезов довольно трудно. В целом, отмечено, что инверсионный тип онтогенеза характерен для более поздних представителей рода. Впервые он появляется у некоторых особей, принадлежащих к поздним (берриасским) популяциям вида *B. terebratuloides* из группы "фишериан", для которого, впрочем, более типичен обликвоидный онтогенез. Только инверсионный тип онтогенеза свойственен наиболее поздним видам бухий с сильно выпуклой раковиной: *B. sibirica, B. inflata, B. nuciformis* (все из группы "волгензис"); *B. crassa, B. crassicollis* (группа "сублевис"). Однако, собственно у *B. sublaevis* – одного из последних представителей бухий – инверсионный онтогенез проходит только правя створка, тогда как для левой створки характерен обликвоидный или реже курвоидный типы онтогенеза. Этот факт хорошо укладывается в схему рекапитуляции некоторых древних морфологических признаков у наиболее поздних представителей бухий.

Перечисленные тенденции характерны не только для рода в целом, но и в определенной мере проявляются и внутри отдельных видов, на популяционном уровне. Таким образом, по сдвигу популяционной изменчивости можно судить о "возрасте" изучаемой популяции, или, иными словами, о ее стратиграфическом положении относительно других популяций. В этом случае мы переходим в биостратиграфии с видового на популяционный уровень.

Заключение

Если раньше детальное зональное расчленение по бухиям давало возможность выделять зоны по объему отвечавшие в среднем 2 аммонитовым зонам, то, основываясь на популяционном анализе и закономерностях морфогенеза, внутри отдельных видов можно перейти к более детальному расчленению отложений по бухиям. В частности, автор предпринял попытку детального расчленения ряда разрезов волжского яруса Центральной Чукотки, отложения которых представлены терригенными отложениями, сформированными в относительно мелководных условиях, на основе анализа последовательной смены в них популяций таких видов бухий как *Buchia mosquensis, B. piochii, B. fisheriana* (Orb.) и некоторых других. Это позволило выделить внутри ранее выделенных зон и скор-

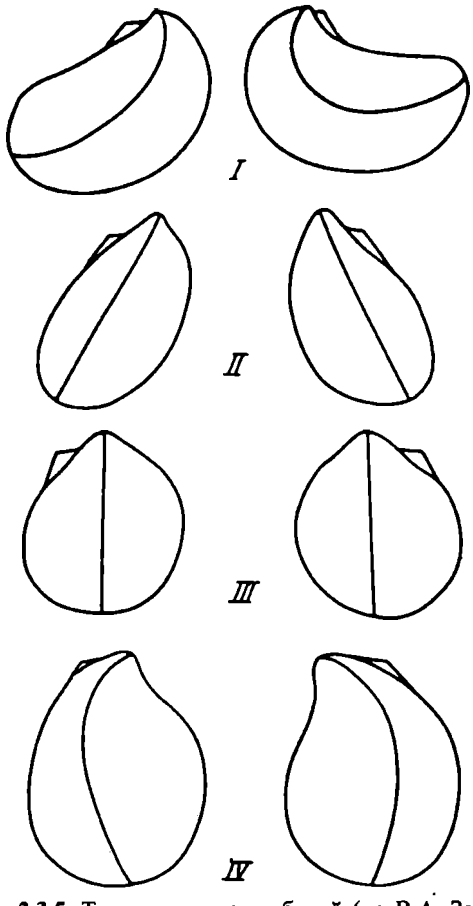


Рис. 2.3.5. Типы онтогенезов бухий (по В.А. Захарову, 1981, с. 34, рис. 11):

I – курвоидный, II – обликвоидный, III – ортоидный, IV – инверсионный.

релировать между собой в изученных разрезах ряд дробных биостратиграфических подразделений условно отвечающих по своему рангу подзонам.

Безусловно, применение популяционного анализа и детальное изучение особенностей морфогенеза полиморфных групп двустворок возможны только в случае наличия достаточно полных разрезов, сформированных в условиях интенсивного компенсированного прогибания, хорошо охарактеризованных окаменелостями, захороненными in situ (относительно мелководные фации). Однако, когда остатки ископаемых организмов других ортостратиграфических групп (аммонитов, форминифер и т.д) в отложениях практически отсутствуют, как это имеет место в большинстве мезозойских толщ Северо-Востока Азии, а полиморфные группы двустворок напротив представлены весьма полно, популяционный анализ и выявление закономерностей их морфогенеза может служить мощным инструментом для повышения детализации биостратиграфического расчленения этих толщ. В этой связи, видимо, стоит обратить внимание на необходимость морфологического анализа не только бухий, но и представителей других полиморфных групп двустворок, традиционно использующихся при биостратиграфическом расчленении мезозойских отложений. Это в первую очередь иноцерамиды, монотиды, ауцелины.

Литература

1. *Бодылевский В. И.* Род Aucella Keyserling. - В кн.: Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. М.: Госгеолиздат, 1949, т. IX. Верхняя юра, с. 138–139.
2. *Вавилов Н. И.* Закон гомологических рядов и наследственной изменчивости. Избр. произведения, Л., Наука, 1967, т. 1, с. 7–61.
3. *Гладенков Ю. Б.* Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ. В кн.: Стратиграфия. Геол. корреляция, 1995, т. 3, № 4, с. 3–15.
4. *Захаров В.А.* Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 458).
5. *Захаров В.А.* Определение границы юрской и меловой систем по бухиидам // Граница юры и мела. М. "Наука", 1990. С. 115–129.
6. *Захаров В. А. и др.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири. В кн.: Геология и геофизика. 1997, т. 38, № 5, с. 927–956..
7. *Келли С.Р.* Биостратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Европы по бухиям. // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 129–151.
8. *Лагузен И. И.* Ауцеллы, встречающиеся в России. СПб., 1888, 46 с. (Труды геол. ком.; Вып. 7, № 1).
9. *Павлов А. П.* Группировки ауцелл и ауцеллины Русского мела. - В кн. Стратиграфия оксфорда - кимериджа, аммониты и ауцеллы юры и нижнго мела России. М., 1966. С. 162–260.
10. *Паракецов К..В.* О границе между юрой и мелом по бухиям и некоторых аспектах событийной стратиграфии. // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 161–164.
11. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
12. *Пчелинцева Г. Т.* Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных Западного Приохотья. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 126 с. (Труды Геол. Музея им. Карпинского; Вып. 9).
13. *Сей И.И., Калачева Е.Д.* Нижнеберриасские отложения южного приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР. В кн.: Граница юры и мела. М.: Наук", 1990. С. 178–187.
14. *Сей И. И., Калачева Е. Д.* Бухииды и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока. В кн.: Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 8.
15. *Сей И. И., Калачева Е. Д.* Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России). В кн.: Тихоокеанская геология. 1995, т. 14, № 2, с. 75–88.
16. *Соколов Д. Н.* Ауцеллы Тимана и Шпицбергена. СПб, 1908. 29 с. (Труды Геол. ком. Нов. сер.; Вып. 36).
17. *Соколов Д. Н.* Мезойские окаменелости Большеземельской тундры и Кашпура. Л.: 1928. С. 15–62. (Труды Геол. Музея АН СССР; Т. 3)
18. *Anderson F. M.* Knoxville series in the California Mezozoic. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, 56, N 10, p. 909-1014.

19. *Callomon J.H.* The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae. – Spec. Pap. Paleont., 1985, 33, p. 49-90.
20. *Gabb W. M.* Description of the cretaceous fossils. - Bull. Geol. Surv. Calif. Paleontol., 1864, 1, sect. III, p. 2 - 299.im Jahre 1843. St.-Petersbourg, 1846. 350 S.
21. *Hyatt A.* Trias and Jura in the Western States. Bull. Geol. Soc. Amer.., 1894, 5, p. 395–434.
22. *Imlay R. W.* Characteristics Jurassic molluscs from Northern Alaska. Wash., 1955, 68 p. (Geol. Surv. Prof. Pap, № 274 D).
23. *Imlay R. W.* Succession and speciation of the Pelecypod Aucella. Wash., 1959, 14 p. (Geol. Surv. Prof. Pap, № 314 D).
24. *Jeletzky J. A.* Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossils zones of the Canadian Western Cordillera, Britisch Columbia. Ottawa, 1965, 70 p. (Bull. Geol. Surv. Can., N 103).
25. *Jeletzky J. A.* Jurassis - Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian - berriasian Stages in the Boreal Realm. - Geol. Assoc. of. Can. Spec. 1984. Pap. 27, p. 176-255.
26. *Jones D. L., Bailey E. H., Imlay R. W.* Jurassic (Tithonian) and Cretaceous Buchia Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon. Washington, 1969, 24 p. (Geol. Surv. Prof. Pap., N 647-A).
27. *Keyserling A.* Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-Land
28. *Paraketsov S.K.* Living position of Buchia volgensis (Lahusen) (Mesozoic Bivalvia). // Ruthenica. - 1996. № 10. P. 169-170.
29. *Pompeckj J. F.* Ueber Aucellen und aucellenahnliche Formen. Neues Jahrb. Mineral. Geol. Und Palaontol.., 1901a, 14, S. 319–368.
30. *Rouillier Ch.* Explication de la Coupe geologique des environs de Moscou, 1846. P. 263-277.
31. *Stanton T. W.* The fauna of the Knoxville Beds. Wash., 1895. 132 p. (Bull. Geol. Surv Amer., N 133).
32. *Westermann G.E.G.* The Jurassic of the Circum –Pacific. Cambridge, University Press, 1992. 676 p.

2.4. Зональная шкала морского неогена Северотихоокеанского региона по диатомеям: становление, современное состояние и перспективы детализации

Кратко изложена история создания зональных стратиграфических шкал морского неогена высоких-средних широт северотихоокеанского региона по диатомеям. На основе последних данных по детальной биостратиграфии дан анализ современного состояния шкалы, рассмотрены ее значение и достижения при датировании и корреляции неогеновых отложений разных районов Северной Пацифики. Особое место уделено обсуждению перспектив и путей детализации зональных подразделений.

A history of development of the marine Neogene diatom zonal stratigraphical scales for the North Pacific high-middle latitudes is briefly discussed. Based on latest data on detailed biostratigraphy, an analysis of modern state of the scale is given. Its implications and achievements in dating and correlation of the Neogene from the different parts of the North Pacific are examined. Particular attention is given to prospects and ways of zonal subdivisions' detalization.

Введение

Одной из основных задач при изучении геологического строения обширной области средних-высоких широт Северной Пацифики и районов ее обрамления является точное датирование широко развитых здесь неогеновых осадочных толщ, а также восстановление условий их накопления. При стратиграфическом расчленении и региональных корреляциях относительно мелководных, в первую очередь, шельфовых разрезов в зоне перехода от океана к континенту здесь традиционно используются группы ископаемых бентосных организмов (моллюски и фораминиферы). Именно по этим группам для неогена Дальнего Востока России, Японии и западной части США были созданы региональные стратиграфические схемы. Однако для широких межрегиональных корреляций осадочных толщ, формировавшихся в различных условиях и разных частях обширного северотихоокеанского бассейна (открытый океан, прилегающие моря, шельфовые зоны), а также их сопоставления с международной геологической шкалой необходимы данные по планктонным организмам, позволяющие решать такие задачи. К сожалению, остатки планктонных фораминифер и наннопланктона, на основе которых в более южных широтах осуществляется детальное расчленение и широкие межрегиональные корреляции кайнозойских разрезов, в неогене бореальной и субарктической Пацифики или крайне редки, или практически отсутствуют. Поэтому при стратиграфических исследованиях первостепенное значение здесь имеет изучение комплексов планктонных кремнистых микроорганизмов, в частности, диатомовых.

Одним из первых в нашей стране, кто оценил перспективность диатомовой флоры для стратиграфических и палеогеографических исследований в северотихоокеанском регионе, был В. В. Меннер. Начиная с 60-х годов, он всемерно поддерживал работы в области диатомового анализа как в академических, так и в производственных организациях.

Сейчас уже можно сказать, что разработанные к настоящему времени варианты зональных шкал по диатомеям представляют собой ценный инструмент для обоснованного датирования и межрегиональных корреляций морских неогеновых толщ в пределах средних и высоких широт северотихоокеанского региона. Ниже кратко изложена история создания зональной шкалы неогена, дается краткий анализ ее современного состояния, а также обсуждаются перспективы ее дальнейшей детализации.

История изучения диатомей при стратиграфических исследованиях и создание зональных шкал неогена

В изучении кайнозойских диатомей северотихоокеанского региона можно условно выделить несколько этапов: 1) со второй половины XIX века до 50-х годов XX века, 2) 50-е-начало 70-х годов, 3) 70-е годы, 4) 80-е годы, 5) современный этап – с 90-х годов XX века.

Во время начального этапа, работы по ископаемым диатомовым, в первую очередь, были направлены на описание таксонов и определение систематического состава ассоциаций, обнаруженных в от-

дельных образцах из наземных разрезов или морских осадков. Однако до 50-х годов стратиграфическое расчленение и корреляции морских толщ кайнозоя разрезов данного региона проводились на этой основе еще очень незначительно.

Биостратиграфические и палеогеографические исследования, связанные с изучением ископаемых диатомей из наземных разрезов обрамления Пацифики (в США, Японии, на Сахалине и Камчатке), активно начали проводиться во время второго этапа: в 50-х и 60-х годах. Они, в частности, показали, что остатки диатомовых широко распространены в морских толщах начиная с миоцена. Одновременно в северной части Тихого океана и прилегающих морях стали широко вестись работы по изучению диатомей из колонок донных осадков, отобранных с помощью специальных трубок, а также пород, драгированных на морском дне. Обработка полученных материалов позволила не только описать много новых таксонов, но и в общих чертах наметить разновозрастные горизонты в ряде неогеновых и четвертичных разрезов Камчатки, Сахалина, Курильских островов, Японии, западного побережья США и прилегающих акваторий, охарактеризованные разными комплексами диатомей. Были также впервые прослежены ареалы и выявлены палеоэкологические характеристики ряда ископаемых форм, в том числе, имеющих стратиграфическую значимость, и предложены предварительные реконструкции по этапности развития диатомовой флоры позднего кайнозоя. В результате этих работ была показана принципиальная возможность корреляции неогеновых и четвертичных отложений удаленных разрезов в пределах средних и высоких широт Северной Пацифики на основе сравнительного анализа диатомовых ассоциаций (прежде всего, планктонных). Исходя из такого анализа, был предложен ряд биостратиграфических подразделений по диатомеям и горизонтов с диатомеями (Жузе, 1962, 1968, 1969; Шешукова-Порецкая, 1967; Kanaya, 1959, 1969; Koizumi, 1968; Wornardt, 1967 и др.). Необходимо отметить, что огромный вклад в становление диатомовой стратиграфии, а также разработку палеогеографических реконструкций на этой основе внесли на данном этапе российские ученые. В первую очередь это касается во многом пионерских работ А. П. Жузе и В. С. Шешуковой-Порецкой, которые до сих пор во многих отношениях не утеряли своей актуальности.

Вместе с тем, до начала 70-х годов, когда начался третий этап в изучении диатомовых, основная проблема диатомовой стратиграфии заключалась в точном определении стратиграфического распространения маркирующих видов, а соответственно и возраста выделенных биостратиграфических подразделений. Находки диатомовых характеризовали отдельные уровни разрезов, разделенные интервалами, в которых эти микрофоссилии отсутствовали. Кроме того, возраст отложений с диатомеями устанавливался обычно с помощью других (бентосных) палеонтологических групп или по их положению в разрезе при отсутствии контроля со стороны карбонатного планктона и палеомагнитных данных.

Только в 70-м году по диатомеям были выделены первые зональные подразделения, которые сопоставлялись с палеомагнитной шкалой. Интервал с конца позднего плиоцена до голоцена включительно был расчленен с помощью морских планктонных диатомей на три зоны: *Actinocyclus oculatus*, *Rhizosolenia (Proboscia) curvirostris* и *Denticula (Neodenticula) seminae*, которые напрямую коррелировались с палеомагнитной шкалой (Donahue, 1970). Нижняя граница наиболее древней зоны *Actinocyclus oculatus* проводилась по появлению индекс-вида, верхняя – по уровню его исчезновения; верхняя граница зоны *Rhizosolenia curvirostris* фиксировалась по уровню вымирания индекс-вида (рис. 2.4.1). Предложенные подразделения были выделены Дж. Донахью по материалам изучения диатомовых из колонок осадков, взятых в бореальной Пацифике. Таким образом, критерием для обоснования зональных границ служили интервалы распространения отдельных видов, а сами зоны соответствовали либо зонам распространения (нижняя зона), либо интервал-зонам. Принципы выделения упомянутых подразделений были во многом основаны на данных, полученных А. П. Жузе, которая, в частности, наметила общую корреляцию выделенных ею горизонтов с палеомагнитной шкалой (Жузе, 1969; Jousé, 1971).

Однако главный "прорыв" в разработке и создании детальных зональных шкал по диатомеям для кайнозоя высоких и средних широт северотихоокеанского региона относится к первой половине 70-х годов, когда в Тихом океане стало проводиться глубоководное бурение морского дна в рамках международного проекта глубоководного морского бурения (DSDP). В результате обработки материала по относительно полным разрезам верхнего кайнозоя, полученного при бурении в северо-восточной (рейс DSDP 18) и северо-западной (рейс DSDP 19) частях Северной Пацифики, были предложены первые варианты зональных диатомовых шкал для этого региона (Schrader, 1973; Koizumi, 1973б). Эти пионерские работы продемонстрировали относительно высокую разрешающую способность диатомей при расчленении верхнекайнозойских отложений (на основе ряда быстро эволюционирующих таксонов) и их большую роль при межрегиональных корреляциях. Для расчленения отложений верхнего кайнозоя, вскрытых скважинами глубоководного бурения в северо-западном секторе Тихого океана, японский исследователь И. Коизуми предложил серию из восьми последовательных зон по диатомеям (ранга зон частичного распространения и зон совместного распространения), охватывающую интервал от среднего миоцена до голоцена: три зоны в четвертичном отделе и пять в неогене (Koizumi, 1973б) (рис. 2.4.1). В ка-

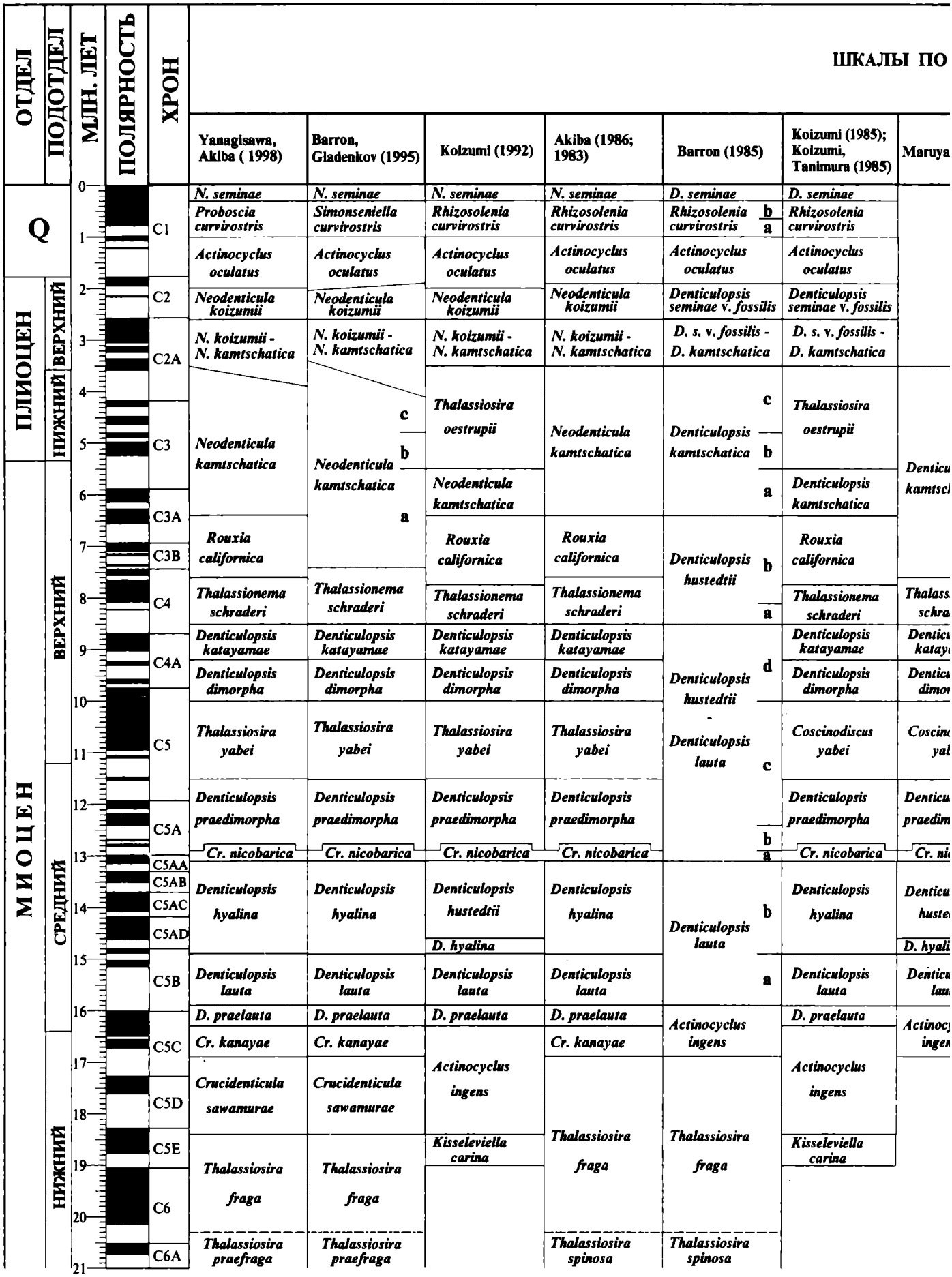


Рис. 2.4.1. Корреляция вариантов зональных шкал по диатомеям для верхнего кайнозоя высоких-средних широт Северной пацифи палеомагнитной шкалой Berggen et al. (1995)

Q – четвертичная система; a–d – подзоны.

ШКАЛЫ ПО ДИАТОМЕЯМ

Barron (1985)	Koizumi (1985); Koizumi, Tanimura (1985)	Maruyama (1984)	Barron (1980)	Koizumi (1977, 1979)	Koizumi (1975 г)	Koizumi (1973 б)	Koizumi (1973 а)	Donahue (1970)
D. seminae	*D. seminae*		*Denticula seminae*	*Denticula seminae*	*Denticula seminae*	*Denticula seminae*		*Denticula seminae*
Rhizosolenia curvirostris b a	*Rhizosolenia curvirostris*		*Rhizosolenia curvirostris* b a	*Rhizosolenia curvirostris*	*Rhizosolenia curvirostris*	*Rhizosolenia curvirostris*		*Rhizosolenia curvirostris*
Actinocyclus oculatus	*Actinocyclus oculatus*		*Actinocyclus oculatus*	*Actinocyclus oculatus*	*Actinocyclus oculatus*	*Actinocyclus oculatus*		*Actinocyclus oculatus*
Denticulopsis seminae v. *fossilis*	*Denticulopsis seminae* v. *fossilis*		*Denticula seminae* v. *fossilis*	*Denticula seminae* v. *fossilis*	*Denticula seminae* v. *fossilis*	*Thalassiosira zabelinae*	*Denticula seminae*	
D. s. v. *fossilis* - *D. kamtschatica*	*D. s.* v. *fossilis* - *D. kamtschatica*		*D. s.* v. *fossilis* - *D. kamtschatica*	*D. s.* v. *fossilis* - *D. kamtschatica*	*D. s.* v. *fossilis* - *D. kamtschatica*	*Denticula seminae* - *D. kamtschatica*	*Denticula seminae* - *D. kamtschatica*	
Denticulopsis kamtschatica c b a	*Thalassiosira oestrupii* / *Denticulopsis kamtschatica*	*Denticulopsis kamtschatica*	*Denticula kamtschatica* c b a	*Denticula kamtschatica* a b	*Denticula kamtschatica*	*Denticula kamtschatica*	*Denticula kamtschatica*	
Denticulopsis hustedtii b a	*Rouxia californica* / *Thalassionema schraderi*	*Thalassionema schraderi*	*Denticula hustedtii* b a	*Denticula hustedtii* a b	*Denticula hustedtii*	*Denticula hustedtii*	*Denticula hustedtii*	
Denticulopsis hustedtii - *Denticulopsis lauta* d c b a	*Denticulopsis katayamae* / *Denticulopsis dimorpha* / *Coscinodiscus yabei* / *Denticulopsis praedimorpha* / *Cr. nicobarica*	*Denticulopsis katayamae* / *Denticulopsis dimorpha* / *Coscinodiscus yabei* / *Denticulopsis praedimorpha* / *Cr. nicobarica*	*Denticula hustedtii* - *Denticula lauta* d c b a	*Denticula hustedtii* - *Denticula lauta* a b c	*Denticula hustedtii* - *Denticula lauta*	*Denticula lauta*	*Denticula hustedtii* - *Denticula lauta*	
Denticulopsis lauta b a	*Denticulopsis hyalina* / *Denticulopsis lauta*	*Denticulopsis hustedtii* / *D. hyalina* / *Denticulopsis lauta*	*Denticula lauta* b a	*Denticula lauta* a b	*Denticula lauta*		*Denticula lauta*	
Actinocyclus ingens	*D. praelauta*	*Actinocyclus ingens*	*Actinocyclus ingens*	*Actinocyclus ingens*				
Thalassiosira fraga	*Actinocyclus ingens* / *Kisseleviella carina*			*K. carina* - *A. ingens* / *Kisseleviella carina*				
Thalassiosira spinosa								

ысоких-средних широт Северной пацифики с геохронологической и

честве трех верхних зон были использованы подразделения, предложенные ранее Дж. Донахью (Donahue, 1970). Основа же доплейстоценовой части этой шкалы в целом была разработана И. Коизуми в результате изучения диатомовых комплексов из неогеновых разрезов Японии, анализ которых позволил наметить в среднем миоцене – плиоцене последовательность из шести зон (Koizumi, 1973a) (рис. 2.4.1). При определении кровли или подошвы этих зон в первую очередь использовались уровни появления (FO) и исчезновения (LO) маркирующих видов (так называемые датированные уровни, или датум-плейны). В ряде случаев некоторые уровни предложенной шкалы были скоррелированы с подразделениями, выделенными по планктонным фораминиферам и радиоляриям. Для обоснования зональных границ использовались интервалы распространения морских планктонных видов, в первую очередь представителей быстро эволюционировавшей группы морских диатомей, появившейся в неогене и относимой в те годы к роду *Denticula* (в настоящее время, разделяемой на три рода: *Denticulopsis, Crucidenticula* и *Neodenticula*). При расчленении осадочных толщ, вскрытых глубоководным бурением, в данную шкалу были внесены некоторые изменения и уточнения (Koizumi, 1973б).
Применение разработанной северотихоокеанской шкалы показало, что общие закономерности изменений диатомовых ассоциаций, последовательность смены важных в стратиграфическом отношении форм и пределы их биостратиграфического распространения в верхнекайнозойских разрезах Японии и высоких широт Северной Пацифики сохраняются.

Практически одновременно, в результате изучения материалов бурения в северо-восточном секторе Северной Пацифики, Х.-И. Шрэдером в отложениях миоцена-голоцена была выделена последовательность из 24 биостратиграфических зон по диатомеям (Schrader, 1973). Однако по мнению ряда исследователей, такая дробная схема во многом отражала локальные изменения в составе ископаемых флор, а зоны являлись провинциальными. Поэтому в дальнейшем использование этой шкалы в других районах северной части Тихого океана и ее обрамления оказалось затруднительным. Забегая вперед, заметим, что именно зональная шкала, разработанная в 1973-м г. И. Коизуми и отражающая общие устойчивые закономерности развития диатомовой флоры, явилась той реальной основой, которая может применяться при расчленении морских неогеновых и четвертичных толщ в высоких-средних широтах северотихоокеанского региона.

К началу 70-х годов Л. Баркл разработал для верхнего кайнозоя низких широт Тихого океана вариант зональной шкалы по диатомеям, ряд подразделений которой был напрямую скоррелирован с зонами по карбонатному планктону и палеомагнитной шкалой, а соответственно, и с международной стратиграфической шкалой (Burckle, 1972). Однако при характеристике зон экваториальной Пацифики используются тепловодные виды, которые отсутствуют или очень редки в высоких северных широтах. Поэтому непосредственная корреляция кайнозойских шкал регионов разных широт казалась практически невозможной. Тем более, что возраст биологических событий в северных частях Тихого океана древнее позднего плиоцена, рассчитывался прежде всего по кривым скоростей осадконакопления, т.е. опосредованно, и был часто достаточно условным. Поэтому И. Коизуми попытался анализировать переходные диатомовые комплексы средних широт Северо-Западной Пацифики, которые содержат в составе ряд элементов, присущих как низкоширотным, так и высокоширотным областям, и таким образом скоррелировать шкалы разных регионов Тихого океана. Такая корреляция, в первую очередь для плиоцена и плейстоцена, была им намечена, что позволило более обоснованно оценить возраст подразделений северотихоокеанской зональной шкалы, а также время основных изменений и перестроек в развитии диатомовых флор позднего кайнозоя Северной Пацифики и их миграций (Koizumi, 1975а, б, в).

Одновременно шло совершенствование диатомовой шкалы, разработанной в начале 70-х годов: увеличивалась степень ее дробности, уточнялись диапазоны распространения стратиграфически важных видов и принципы выделения границ, проводились корреляции с зональными шкалами других регионов. К середине 70-х годов был проведен предварительный сравнительный анализ диатомовых комплексов из ряда разрезов Северной Пацифики и ее обрамления (Koizumi, 1975 г). Он показал, что, в целом, предложенная зональная шкала применима для расчленения и корреляции осадочных кайнозойских толщ, развитых в пределах высоких и средних широт северотихоокеанского региона к северу от границы Полярного фронта с субтропической областью (рис. 2.4.2). На основе новых данных по систематическому составу диатомовых ассоциаций и стратиграфическому распространению важных форм для интервала средний миоцен–голоцен было выделено девять зон, отнесенных к хронозонам (рис. 2.4.1) (Koizumi, 1975 г). Анализ имевшегося к тому времени материала по радиологическому и палеомагнитному датированию ряда датированных уровней по диатомеям в разрезах скважин и колонок в Северной Пацифике, а также разрезах ее западного и восточного обрамления позволил уточнить датировки зональных границ и соответственно, их корреляцию с геохронологической шкалой (Koizumi, 1977). Кроме того, внутри некоторых были намечены подзоны, границы которых прослеживались по уровням исчезновения маркирующих видов. Этот модифицированный вариант шкалы был, с одной стороны, результатом калибровки ряда датум-плейнов по новым палеомагнитным данным и радиологическим дати-

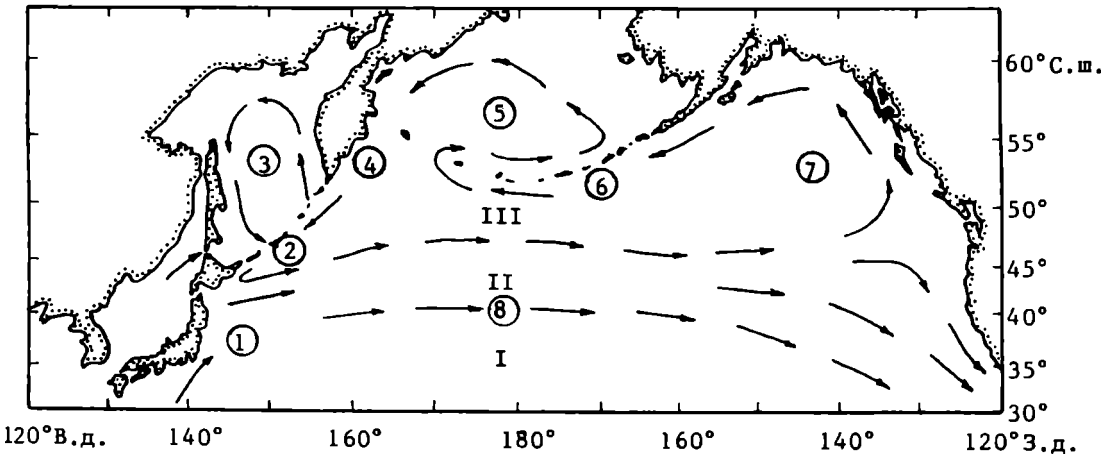


Рис. 2.4.2. Современная циркуляция поверхностных вод и распределение водных масс в Северной Пацифике (по Sancetta, Silvestri, 1986; Koizumi, 1986)

I–III – водные массы: I – субтропическая, II – переходная (субарктический фронт), III – субарктическая; 1, 2, 4, 6, 8 – течения: 1 – Куросио, 2 – Ойясио, 4 – Восточно-Камчатское, 6 – Алеутское, 8 – Северотихоокеанское; 3, 5, 7 – морские круговороты: 3 – Охотоморский, 5 – Беринговоморский, 7 – Аляскинский

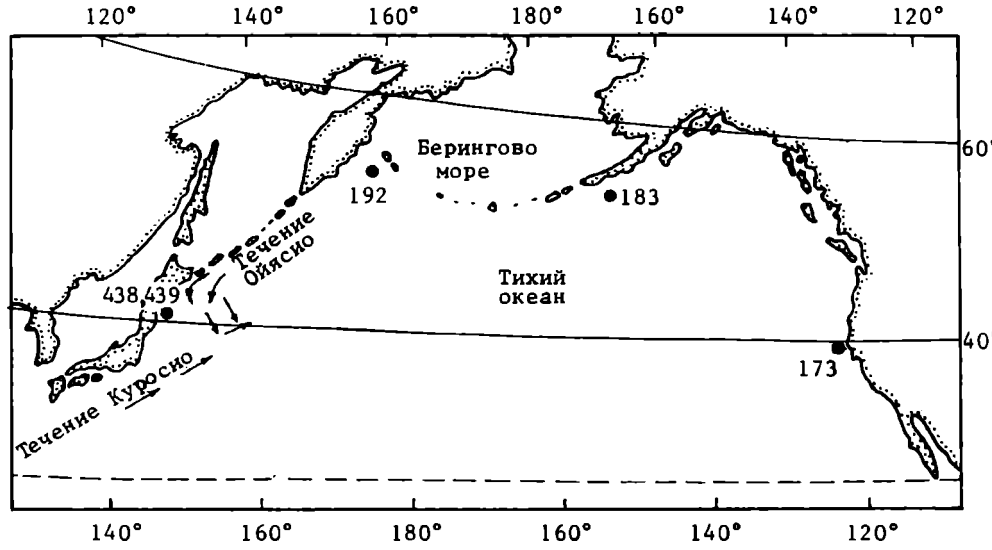
ровкам, а с другой, – попыткой корреляции с зональной шкалой для экваториальной Пацифики. Уточненная зональная схема была вскоре использована при расчленении отложений среднего миоцена-плейстоцена, вскрытых глубоководным бурением на Императорском подводном хребте в Северо-Западной Пацифике (Koizumi, 1980).

В 1977 г. Л. Баркл и Н. Опдайк опубликовали результаты, которые были очень важны для совершенствования зональных диатомовых шкал Пацифики (Burckle, Opdyke, 1977). В этой работе были даны привязки датированных уровней верхнего плиоцена-голоцена в разных широтных зонах Тихого океана к палеомагнитной шкале, а также проведен анализ по прослеживанию этих уровней во времени и по площади. Было, в частности, показано, что в экваториальных широтах и высоких-средних широтах северной части Тихого океана для расчленения кайнозоя должны использоваться разные шкалы по диатомеям, основанные на разных датум-плейнах, и дана корреляция этих шкал для низких широт применялась шкала, разработанная Барклом (Burckle, 1972, 1977). Важный вывод заключался и том, что в пределах обширной области Пацифики к северу от субарктического фронта надежной биостратиграфической основой для зонального расчленения отложений начиная с верхнего миоцена может служить именно шкала Коизуми (Koizumi, 1973б; 1975г).

Таким образом, ко второй половине 70-х годов для расчленения морских кайнозойских отложений средних-высоких широт Северной Пацифики, начиная со среднего миоцена, у стратиграфов появилась реальная основа в виде зональной шкалы по диатомеям, состоящей из девяти зон продолжительностью до первых миллионов лет для миоцен-плиоцена и до нескольких сотен тысяч лет для конца верхнего плиоцена-плейстоцена. При этом подразделения ее плиоцен-четвертичной части были скоррелированы с палеомагнитной шкалой. В дополнении к этому, в конце 70-х годов была также намечена зональность для верхней части нижнего миоцена. На основе изучения материалов по разрезам Японии для расчленения этого интервала предварительно были намечены три зоны (Koizumi, 1979) (рис. 2.4.1).

К концу 70-х-началу 80-х годов относится этап широкого практического применения и детализации зональной шкалы. Этому способствовали широкомасштабные стратиграфические исследования скважин глубоководного бурения в северной части Тихом океане, а также разрезов США (Калифорния), Японии и Дальнего Востока России (в первую очередь, Камчатки и Сахалина). В целом, результаты этих работ продемонстрировали возможность применения шкалы Коизуми для датирования не только океанических толщ в разных частях Северной Пацифики, но также разрезов окраинноморских частей этого региона. С другой стороны, результаты таких исследований привели к совершенствованию шкалы, что позволило, в частности, провести ее детализацию.

На основе изучения материалов скважин глубоководного бурения рейса 57 DSDP у северо-восточного побережья Японии (Barton, 1980) было, в частности, продемонстрировано, что в опорных скважинах, пробуренных в этом районе (скв. DSDP 432A) и у побережья северной Калифорнии (скв. DSDP 173), последовательность 19 из 20 важных в стратиграфическом отношении датум-плейнов одинакова (рис. 2.4.3). Также на основе прослеживания последовательности и выдержанности ряда датированных уровней (в том числе, выявленных дополнительно) от Японии до Калифорнии были выделены 11 внутризональных подразделений в ранге подзон (рис. 2.4.1). На основе данной, более дробной, шкалы была проведена корреляция неогеновых разрезов скважин глубоководного бурения



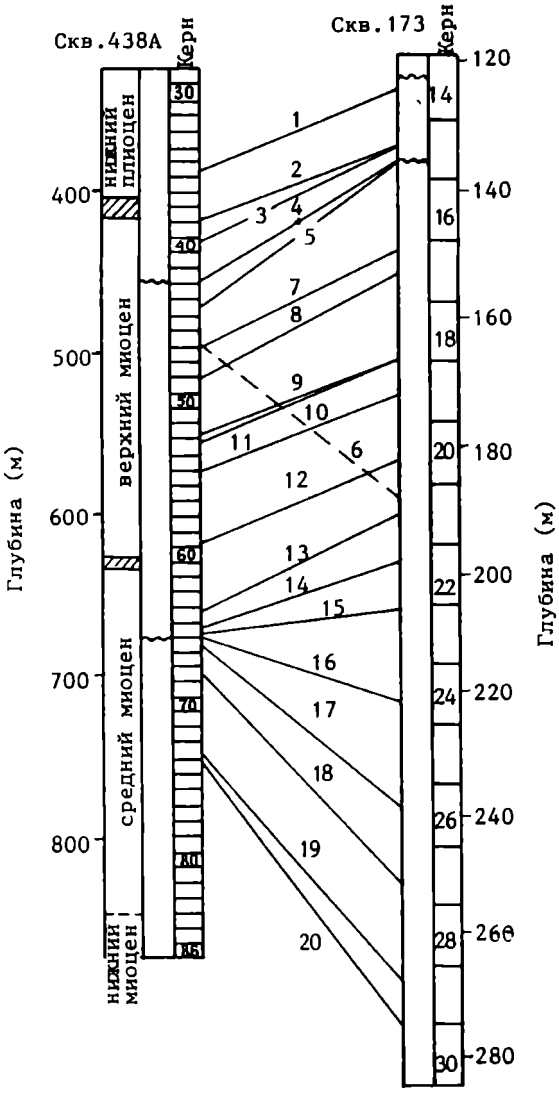


Рис. 2.4.3. Последовательность 20 важнейших датированных уровней по диатомеям в разрезах неогена скважин DSDP 438 и 173, пробуренных у побережья Японии и Калифорнии (по Barton, 1980)

1–20 – датированные уровни: 1 – FO *Thalassiosira oestrupii*, 2 – LO *Th. miocenica*, 3 – LO *Nitzschia miocenica*, 4 – FO *N. reinholdii*, 5 – LO *Thalassiosira burckliana*, 6 – LO *Th. yabei*, 7 – FO *Th. antiqua*, 8 – FO *Nitzschia fossilis*, 9 – LO *Azpeitia endoi*, 10 – LO *Rhizosolenia miocenica*, 11 – LO *Denticulopsis dimorpha*, 12 – FO *D. dimorpha*, 13 – FO *Proboscia barboi*, 14 – FO *Thalassiosira temperei*, 15 – LO *Crucidenticula nicobarica*, 16 – FO *Denticulopsis praedimorpha*, 17 – FCO *Denticulopsis hustedtii*, 18 – FO *D. hustedtii*, 19 – FO *D. hyalina*, 20 - LO *Annelus californicus*. Остальные объяснения см. на рис. 2.4.5

и ряда опорных разрезов Японии (Koizumi et al., 1980; Koizumi, 1983). Немногим позже была показана возможность корреляций диатомовых ассоциаций из разрезов запада США с зональными комплексами шкалы Коизуми–Бэррона (Poore et al., 1981; Keller, Barton, 1981; Barton, 1981б). Результаты, полученные при изучении смешанных тепловодных и холодноводных ассоциаций средних широт из разрезов скважин глубоководного бурения у побережья Японии и Калифорнии (Barton, 1980; 1981а), позволили не только в целом провести их корреляцию с комплексами зональной шкалы по диатомеям низких широт, но и наметить их сопоставление с подразделениями по карбонатному планктону и радиоляриям, разработанными для этой области, и корреляцию с международной геологической шкалой (Barton et al., 1980; 1981; Keller, Barton, 1981; Keller et al., 1982; Poore et al., 1984 и др.).

Одновременно по результатам изучения кайнозойских разрезов Японии с привлечением данных по глубоководному бурению (Akiba et al., 1982а, б; Akiba, Ichinoseki, 1983 и др.) японские исследователи Ф. Акиба (Akiba, 1983) и Т. Маруяма (Maruyama, 1984) предложили более детальный вариант зональной диатомовой шкалы. Прослеживание последовательности и выдержанности ряда датированных уровней в районе Японских островов и прилегающих акваторий позволило в итоге выделить для интервала средний миоцен-голоцен последовательность из 15 зон вместо 9, а также наметить 4 зоны для нижнего миоцена (см. рис. 2.4.1). При этом некоторые зональные подразделения неогена соответствовали подзонам, предложенным ранее Д. Бэрроном на основе фиксации и прослеживания уровней появления или исчезновения маркирующих видов (Barton, 1980, 1981а). Было показано, что все подразделения шкалы прослеживаются в разрезах Японии и глубоководных скважин, пробуренных к тому времени в западном секторе Северной Пацифики, и поэтому могут считаться зональными для этого региона. Возможность применения предложенной им зональности Акиба продемонстрировал также при изучении материалов рейса 87 DSDP, полученных при бурении у северо-восточного побережья Японии, что нашло отражение в его обобщающей работе, опубликованной в 1986 г. (Akiba, 1986) (см. рис. 2.4.1). В этой сводке были обобщены все имевшиеся к тому времени данные по диатомовой стратиграфии Северной Пацифики и ее обрамления и проведен всесторонний анализ состояния и возможности применения разработанной шкалы в разных частях региона. Шкала Акибы для среднего миоцена-квартера получила широкое признание и в качестве основы используется в практике до сих пор. В разрезах глубоководных скважин рейса 87 DSDP были прослежены все зональные подразделения (кроме наиболее древней нижнемиоценовой зоны), а также показана возможность их использования и для более северных районов Тихого океана. Близкая к упомянутой выше зональная схема была использована при расчленении неогеновых отложений, вскрытых скважинами глубоководного бурения в рейсе DSDP 86 в средних-высоких широтах северо-западного сектора Пацифики в районе подводной возвышенности Обручева (Koizumi, Tanimura, 1985). Скважины этого рейса DSDP были пробурены по субширотному трансекту от северной границы субтропического пояса до южной части субарктической Пацифики, что позволяло изучить переходные комплексы диатомей и оценить изохронность датированных уровней в зависимости от их широтного положения. Это, наряду с результатами, полученными по привязке биостратиграфических событий к палеомагнитной шкале, позволило проследить в нижнем плиоцене средних широт зону *Thalassiosira oestrupii* и уточнить определение ряда зональных подразделений. Кроме того, в этих работах была впервые намечена корреляция диатомовой шкалы с палеомагнитной временной шкалой, разработанной к тому времени Берггреном с соавторами (Berggren et al., 1985). Ряд датированных уровней плиоцена и плейстоцена, важных в стратиграфическом отношении, напрямую привязывались к палеомагнитной шкале, причем точные датировки абсолютного возраста некоторых из них были получены для этих широт впервые.

Работы по расчленению неогеновых и четвертичных отложений Камчатки и Сахалина с использованием зональной шкалы Коизуми начали проводиться в конце 70-х–начале 80-х годов. Сопоставление неогеновых диатомовых комплексов Западной Камчатки с зональными ассоциациями впервые наметили В. С. Пушкарь и Т. А. Куклина (Пушкарь и др., 1976; Синельникова и др., 1979), а Восточной Камчатки – Т. В. Орешкина (Орешкина, 1980; Гладенков и др., 1982) и Л. М. Долматова (1980). Первые такие работы по Сахалину были выполнены А. И. Моисеевой, В. П. Болдыревой и другими (Моисеева и др., 1982; Савицкий и др., 1979, 1981, 1982; Моисеева, Ремизовский, 1983; Пушкарь, 1983). Эти исследования продемонстрировали возможность успешного применения северотихоокеанской зональной диатомовой шкалы при расчленении и датировании ряда разрезов неогена и квартера разных районов Камчатки и Сахалина. Последующие работы, проводившиеся в 80-х–начале 90-х годов, позволили получить новые результаты по зональному расчленению разрезов Дальнего Востока и прилегающих акваторий на зональной основе с использованием шкалы Коизуми, а также более дробных шкал Бэррона и Акибы. В первую очередь это относится к разрезам Сахалина и Камчатки, в меньшей мере такие работы коснулись Чукотки и Курильских островов. Одновременно подобные исследования активно проводились по разрезам Японии и тихоокеанского побережья США. При этом использовались близкие варианты зональной шкалы Koizumi (1985), Barton (1985, 1989) или Akiba (1986).

Таким образом, к началу 90-х годов для расчленения и корреляций морских осадочных толщ начиная со среднего миоцена, развитых в пределах высоких-средних широт Северной Пацифики и ее обрамления, стратиграфы имели реальный инструмент в виде зональной шкалы, разработанной в 70-х годах Коизуми и ее более дробных и уточненных модификаций. Были также показаны некоторые различия в зональных подразделениях высоких широт северо-западного сектора Тихого океана и средних широт его северо-восточного сектора (прежде всего района Калифорнии). Были намечены подразделения для верхней части нижнего миоцена. Все эти результаты были обобщены ко второй половине 80-х годов (Barton, 1985, 1989; Koizumi, 1985; Akiba, 1986). Однако оставался ряд важных проблем, которые требовали дальнейших решений. Одна из них заключалась в том, что датированные уровни, на основе которых проводились зональные и инфразональные границы, были напрямую привязаны к палеомагнитной шкале только начиная с самой верхней части позднего миоцена-раннего плиоцена.

Для более древних горизонтов (с возрастом больше 6 млн лет) их датировки рассчитывались в основном по кривым скоростей осадконакопления, построенным для разрезов скважин глубоководного бурения. При этом выход керна в скважинах DSDP был не всегда высоким, а соответственно появлялись и пропуски в отборе образцов, что влияло на точность реконструкций. Кроме того, методика роторного бурения, которая употреблялась в рейсах DSDP в Северной Пацифике, часто не позволяла получить керны ненарушенной последовательности непрерывных разрезов, напрямую сопоставленных с палеомагнитной шкалой. Корреляция же с подразделениями более южной части Тихого океана, привязанными к зонам по карбонатному планктону и палеомагнитной шкале, была опосредованной и, во многих случаях, условной. Отсутствие достоверных датировок абсолютного возраста для большинства границ миоценовых зональных подразделений, таким образом, затрудняло точное сопоставление северотихоокеанских зон с международной геологической шкалой. Во-вторых, комплекс проведенных исследований показал, что некоторые важные датум-плейны в разных частях Северной Пацифики являются диахронными – прежде всего при переходе из одной широтной области в другую (Koizumi, Burckle, 1984; Burckle, Opdyke, 1985; Koizumi, 1985, 1986, 1990 а, б; Koizumi, Tanimura, 1985 и др.). Кроме того, некоторые из используемых биостратиграфических маркеров (в первую очередь уровни вымирания и уровни резкого сокращения численности таксонов (LCO) не всегда с одинаковым успехом можно было проследить и уловить в разрезах разных частей региона. Например, во многих случаях, из-за процессов переотложения трудно определить реальный уровень вымирания вида, а также отличить его от уровня исчезновения вида в конкретном разрезе. Поэтому "слепое" использование датированных уровней при анализе комплексов из разрезов разных районов могло приводить к ошибкам в определении возрастных датировок. И в-третьих, подразделения для нижнего миоцена являлись во многом предварительными, так как проследить их последовательность в непрерывных разрезах не удавалось.

К 90-м годам приурочен современный этап изучения диатомовой стратиграфии, к которому относится разработка зональных подразделений для нижнего миоцена и олигоцена, а также прямая корреляция зон верхнего и среднего миоцена с палеомагнитной шкалой в непрерывных разрезах. Этому во многом способствовали новые технологии бурения, применяемые в ходе работ в рамках начавшейся Программы океанического бурения (ODP), сменившей проект DSDP.

В начале 90-х годов Д.Бэррон провел критический анализ важнейших диатомовых уровней позднего кайнозоя Тихоокеанского региона с оценкой их абсолютного возраста (Barton, 1992 а). Были приведены оценки абсолютных датировок 131 уровня FO и LO неогена экваториальной Пацифики и 130 – Северной Пацифики, имевшихся к тому времени. Однако, если в экваториальной области 65 таких уровней имели прямую привязку к палеомагнитной шкале, то в северотихоокеанской – только 24, причем всего 2 из них (FO *Proboscia barboi* и FO *Denticulopsis hyalina*) с возрастом древнее чем конец позднего миоцена (привязаны в разрезах Калифорнии). На основании результатов предыдущих исследований предполагалось, что остальные 22 уровня (в основном средне- и раннемиоценовые) изохронны в экваториальной и северной частях Тихого океана. Поэтому для определения их возраста в Северной Пацифике при отсутствии палеомагнитного контроля использовались абсолютные датировки, полученные в низких широтах. Аналогично оценивался возраст нескольких важных для миоцена датум-плейнов (FO *Thalassiosira fraga*, FO *Denticulopsis hustedtii*, FO *D. praedimorpha*, LO *Crucidenticula nicobarica*, LCO *D. praedimorpha*), датировки которых были получены в высоких широтах Южного океана.

Дополнительные уточнения были также внесены в зональную схему при изучении материалов рейса 127 ODP, полученных при глубоководном бурении в Японском море (Koizumi, 1992). Датированные уровни начиная с плиоцена были напрямую сопоставлены с палеомагнитой временной шкалой (для некоторых абсолютные датировки были получены впервые). Возраст более древних уровней (среднего-позднего миоцена), как и ранее, рассчитывался по кривым скоростей осадконакопления (см. рис. 2.4.1). Анализ датированных уровней по площади показал, что некоторые из них диахронны в зависимости от широтного положения или не улавливаются достаточно четко. Поэтому было да-

но новое определение ряда зональных границ, основанное на прослеживании изохронных уровней.

Современное состояние зональной шкалы

Уникальный материал для расшифровки кайнозойской истории развития Северной Пацифики был собран во время рейса 145 ODP (Rea et al., 1993). В рейсе, в разных частях субарктической Пацифики, севернее 44° с. ш., где до этого глубоководное бурение не проводилось более 20 лет, было пробурено в общей сложности 25 скважин в четырех основных местонахождениях (рис. 2.4.4). Необходимо отметить, что в ходе работ использовалась новые методы бурения, в частности с помощью гидравлического керноотборника. При очень высоком проценте выхода керна это позволило впервые для высоких-средних широт Тихого океана осуществить прямые корреляции кайнозойских разрезов до среднего миоцена включительно с палеомагнитной шкалой (Weeks et al., 1995) и, исходя из этого, получить возраст датированных уровней для разных групп микрофоссилий (Barton et al., 1995).

При обработке материалов рейса использовалась палеомагнитная шкала Cande, Kent (1992), в настоящей же работе все цифры абсолютных возрастов, номера хронов и субхронов приводятся согласно геохронологическим и палеомагнитным шкалам по Berggren et al. (1995) и Cande, Kent (1995), учитывающим новую информацию по радиологическим и палеомагнитным датировкам. Датирование границ между отделами и подотделами также принято в соответствие с этими шкалами: в частности граница между олигоценом и миоценом – 23,8 млн лет, ранним и средним миоценом – 16,4 млн лет, средним и поздним миоценом – 11,2 млн лет, миоценом и плиоценом – 5,32 млн лет, ранним и поздним плиоценом – 3,58 млн лет, плиоценом и плейстоценом – 1,77 млн лет.

Биостратиграфическое расчленение осадочных толщ, вскрытых скважинами, осуществлялось, в первую очередь, по диатомеям. Их изучение проводилось автором совместно с Д.Бэрроном (Barton, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barton, 1995). Для расчленения среднемиоценовой-четвертичной части разреза за основу была принята зональная шкала Akiba (1986), с некоторыми изменениями (рис. 2.4.5, 2.4.1). Для определения нижней границы зоны *Actinocyclus oculatus* был выбран уровень исчезновения вида *Neodenticula koizumii*, как это было предложено И. Коизуми (Koizumi, 1992), а объем зоны *Neodenticula kamtschatica* принимался в установленных до 1985 г. границах, т.е. от FO *Neoden-ticula kamtschatica* до FO *Neodenticula koizumii*. Внутри последней зоны выделялось три подзоны (a, b, c), границы между которыми определялись соответственно по FO *Thalassiosira oestrupii* и LO *Thalassiosira insigna*, согласно Barton (1980). При обработке материалов рейса была прослежена вся последовательность диатомовых зон от среднего миоцена до голоцена, что еще раз продемонстрировало применимость северотихоокеанской зональной шкалы при расчленении осадочных толщ, начиная со среднего миоцена.

В результате проведенных работ впервые для северотихоокеанского региона, путем прямой привязки к палеомагнитной шкале, был определен абсолютный возраст более 40 миоценовых диатомовых датированных уровней в интервале между палеомагнитными хронами C5En (18,781–18,281 млн лет) и C3Bn (7,091–6,935 млн лет). В первую очередь, это дало возможность на реальной основе датировать границы зональных подразделений мио-

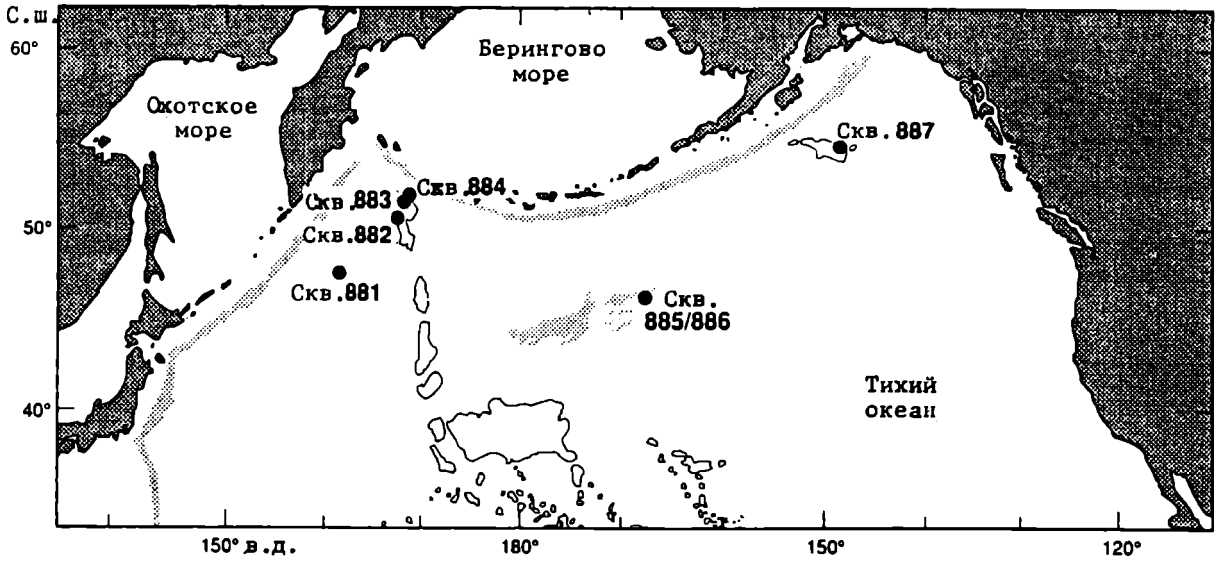


Рис. 2.4.4. Расположение скважин, пробуренных в рейсе ODP 145

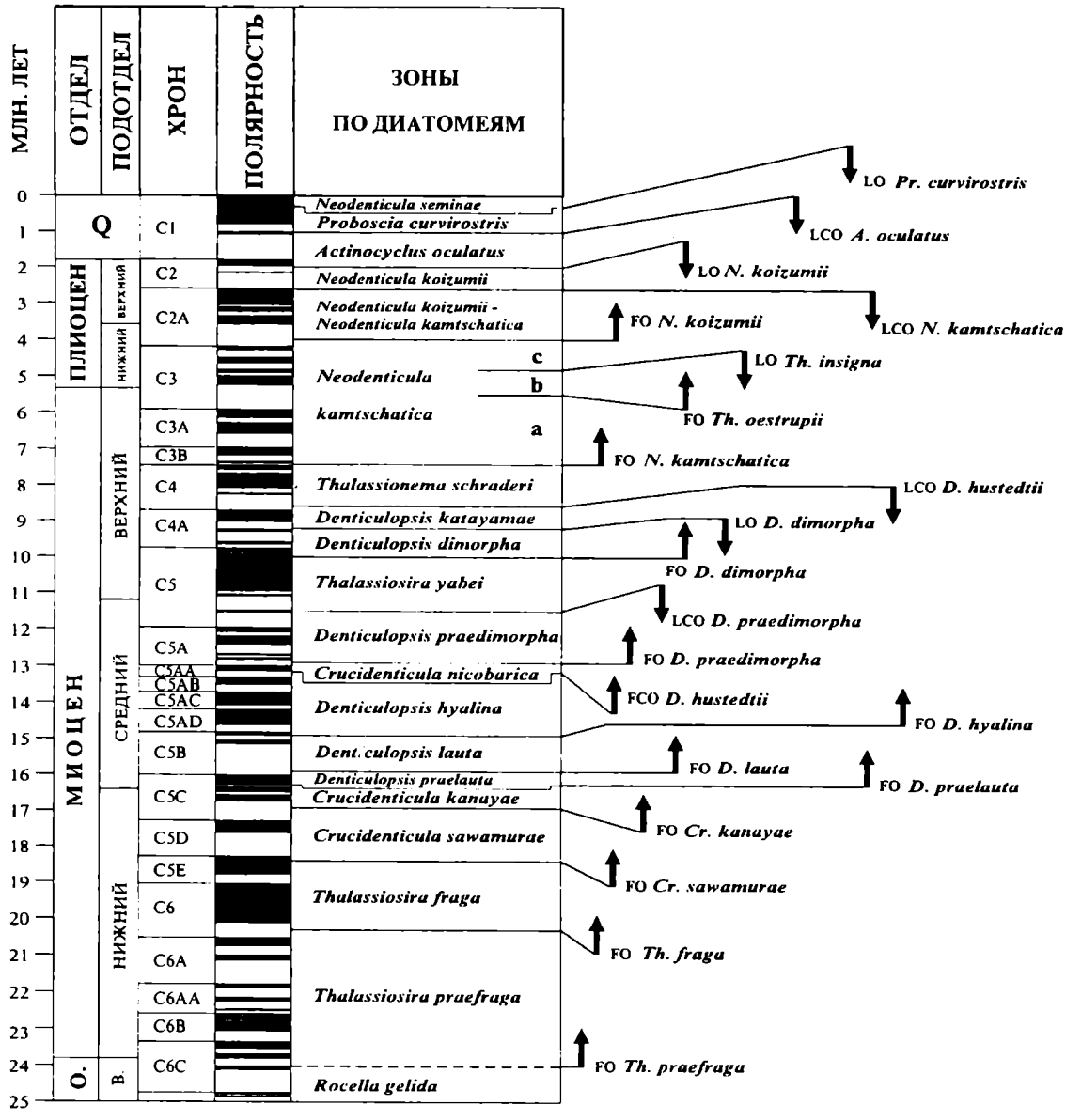


Рис. 2.4.5. Зональная шкала по диатомеям для верхнего кайнозоя субарктической Пацифики (по Barron, Gladenkov, 1995), скоррелированная с геохронологической и палеомагнитной шкалой Berggren et al. (1995)

Q – четвертичная система; а-с – подзоны; О. – олигоцен; в. – верхний; FO – уровень появления, LO – уровень исчезновения, FCO – уровень массового появления, LCO – уровень резкого сокращения численности

цена. К таким уровням, в частности, относятся: FO *Crucidenticula sawamurae* (18,4 млн лет), FO *Cr. kanayae* (16,9 млн лет), FO *Denticulopsis praelauta* (16,3 млн лет), FO *D. lauta* (15,9 млн лет), FO *D. hyalina* (14,9 млн лет), FO и FCO *D. hustedtii* (14,6–14,4 и 13,1 млн. лет, соответственно), FO и LCO *D. praedimorpha* (12,9 и 11,5 млн лет, соответственно), FO *Proboscia barboi* (12,5 млн лет), LO *Mediaria splendida* (11,0–10,8 млн лет), FO и LO *Denticulopsis dimorpha* (9,9 и 9,2 млн лет, соответственно), LCO *D. hustedtii* (8,6 млн. лет), FO и LCO *Thalassionema schraderi* (9,5 и 7,6 млн лет, соответственно), FO *Denticulopsis katayamae* (9,3 млн лет), FO и LO *Thalassiosira singularis* (8,2–8,1 и 6,0 млн лет, соответственно), FO *Th. gravida* (8,2–8,1 млн лет), FO *Nitzschia reinholdii* (7,5–7,4 млн лет), FO *Neodenticula kamtschatica* (7,4–7,3 млн лет), LO *Cavitatus jouseanus* (6,8–6,7 млн лет). Также оценен абсолютный возраст 20 таких уровней в интервале от конца позднего миоцена до плиоцена включительно (таблица).

Сравнение полученных результатов с имевшимися ранее обобщениями по возрасту датированных уровней (Koizumi, 1985, 1992; Akiba, 1986; Barron, 1985, 1992a) показали изохронность большинства важных в стратиграфическом отношении миоценовых датированных уровней, широко используемых при детальных стратиграфических работах в пределах Северной Пацифики. Это установлено для таких уровней, как FO *Crucidenticula*

Таблица. Возраст важнейших неогеновых датированных уровней по диатомеям в субарктической Пацифике по материалам рейса ODP 145 (по Barron, Gladenkov, 1995)

Датированные уровни	Возраст (млн. лет)
FO *Crucidenticula sawamurae*	18,4
FO *Crucidenticula kanayae*	16,9
FO *Denticulopsis praelauta*	16,3
FO *Denticulopsis lauta*	15,9
FO *Actinocyclus ingens* var. *nodus*	15,8
FO *Denticulopsis hyaline*	14,9
FO *Denticulopsis hustedtii*	14,6-14,4
FCO *Denticulopsis hustedtii*	13,1
FO *Denticulopsis praedimorpha*	12,9
FO *Proboscia barboi*	12,5
LCO *Denticulopsis praedimorpha*	11,5
LO *Nitzschia heteropolica*	11,0-10,8
LO *Mediaria splendida*	11,0-10,8
FO *Denticulopsis dimorpha*	9,9
FO *Thalassionema schraderi*	9,5
FO *Denticulopsis katayamae*	9,3
LO *Denticulopsis dimorpha*	9,2
LCO *Denticulopsis hustedtii*	8,6
FO *Thalassiosira singularis*	8,2-8,1
FO *Thalassiosira gravida*	8,2-8,1
LCO *Thalassionema schraderi*	7,6
FO *Nitzschia reinholdii*	7,5-7,4
FO *Neodenticula kamtschatica*	7,4-7,3
FO *Thalassiosira jacksonii*	6,8-6,7
LO *Cavitatus jouseanus*	6,8-6,7
FO *Thalassiosira miocenica*	6,4
FO *Thalassiosira praeoestrupii*	6,14
LO *Thalassiosira singularis*	6,0
LO *Thalassiosira miocenica*	6,0
LO *Rouxia californica*	5,9
FO *Thalassiosira oestrupii*	5,49
FO *Thalassiosira jacksonii* (пликатная)	5,2
FO *Thalassiosira latimarginata*	5,1
LO *Thalassiosira jacksonii* (пликатная)	4,8
LO *Thalassiosira insigna*	4,8
FO *Neodenticula koizumii*	4,0-3,9
LO *Thalassiosira marujamica*	3,2-3,1
LO *Pyxidicula zabelinae*	2,1-2,0
LO *Neodenticula koizumii*	2,0
LO *Pyxidicula pustulata*	2,0-1,8

Условные обозначения: FO – уровень появления, LO – уровень исчезновения, FCO – уровень массового появления, LCO – уровень резкого сокращения численности. Датировки абсолютного возраста согласно геохронологической шкале Berggen et al. (1995).

kanayae, Denticulopsis praelauta, FO *D. lauta*, FO *D. hyalina*, FCO и LCO *D. hustedtii*, FO и LCO *D. praedimorpha*, FO и LO *D. dimorpha*, FO и LCO *Thalassionema schraderi*, FO *Neodenticula kamtschatica*, LO *Cavitatus jouseanus*, FO *Thalassiosira miocenica* (6,4 млн лет), FO *Th. praeoestrupii* (6,14 млн лет), FO *Th. oestrupii* (5,49 млн лет) и LO *Rouxia californica* (5,9 млн лет), большинство из которых обычно используются как маркеры в вариантах зональной шкалы. Однако следует подчеркнуть, что в Калифорнийском регионе, по данным Д.Бэррона (Barron, 1992 a), некоторые уровни имеют иные датировки по сравнению с более северными и северо-западными районами Пацифики. Так, например, уровень FO *Neodenticula kamtschatica* в Калифорнии относится к отметке примерно 5,5 млн лет, а не 7,4–7,3 млн. лет, а LO *Rouxia californica* – 6,7 млн лет, а не 5,9 млн лет. Диахронными с Калифорнией являются и уровни FO *Actinocyclus ingens* var. *nodus* и *Proboscia barboi*. В субарктической Пацифике их возраст определен как 15,8 и 12,5 млн. лет соответственно, а в Калифорнии – 15,1 и 11,6 млн лет. Это очевидно объясняется тем, что перечисленные виды – относительно холодноводные и поэтому проникали в юго-восточные районы позже, а исчезали там раньше, т. е. имели разный диапазон распространения в разных широтных областях северотихоокеанского бассейна. Кроме того, показана некоторая диахронность уровней появления и исчезновения некоторых миоценовых тепловодных видов при переходе из одной широтной области в другую в пределах Северной Пацифики. Это касается, например, LO *Crucidenticula nicobarica* (от 12,9 до 12,5 млн лет), FO *Hemidiscus cuneiformis* (от 11,8 до 10,5 млн лет), FO *Nitzschia fossilis* (от 8,6 до 7,8 млн лет), FO *Nz. reinholdii* (от 7,4 до 7,1 млн лет), LO *Thalassiosira miocenica* (от 6,1 до 5,9 млн лет). Уровень FO *Crucidenticula sawamurae* изохронен в пределах субарктической Пацифики (18,4 млн лет), но в экваториальной ее части датируется как 17,5 млн лет. Приведенные примеры еще раз показывают, что при анализе возраста ряда миоценовых датированных уровней в разрезах разных климатических зон и подзон северной части Тихого океана требуется большая осторожность.

Результаты, полученные по определению возраста датированных уровней плиоцена, показали, что ряд из них в субарктической Пацифике имеет практически изохронные границы. К ним, в частности, относятся FO и LO *Thalassiosira jacksonii* (пликатная форма) – 5,2 и 4,8 млн лет, соответственно, FO *Th. latimarginata* (5,1 млн лет), LO *Th. insigna* (4,8 млн лет), LO *Th. marujamica* (3,2–3,1 млн лет). Подтвердилась правильность выбора для определения верхней границы зоны *Neodenticula koizumii* верхнего плиоцена уровня исчезновения индекс-вида (Koizumi, 1992). В субарктической Пацифике он зафиксирован в интервале 2,04–2,0 млн лет, что хорошо согласуется с датировками, полученными ранее в Японском море (2,04–1,9 млн лет). Более молодые датировки для этого уровня (1,8–1,6 млн лет), полученные по материалам скв. ODP 883, являются исключением и вероятно обусловлены отсутствием в разрезе отложений из-за перерыва, по времени соответствующего верхней части эпизода Олдувей палеомагнитной эпохи Матуяма (Barron, Gladenkov, 1995). В то же время, следует отметить, что для некоторых уровней плиоцена в Японском море получены несколько более древние датировки: например, для FO *Th. latimarginata* – до 5,9 млн лет (Koizumi, 1992). Были получены дополнительные свидетельства того, что уровень FO *Neodenticula koizumii*, который служит для определения нижней границы зоны *N. koizumii-N. kamtschatica*, является диахронным в зависимости от широтного положения, как это было показано ранее (Koizumi, Tanimura; Koizumi, 1986). Разброс датировок этого уровня составляет от 4,0–3,9 до 3,4 млн лет.

Результаты, полученные при обработке материалов рейса ODP 145, позволили также подойти к решению другой очень важной и сложной задачи стратиграфии северотихоокеанского региона – обоснованному детальному расчленению нижнего миоцена. Материалы глубоководного бурения позволили впервые разработать зональную шкалу по диатомеям для интервала от верхней части раннего олигоцена до верхов раннего миоцена для этой области (Gladenkov, Barron, 1995). На основе прослеживания уровней последовательных появлений (FO) зональных видов в практически непрерывном разрезе скважины ODP 884B на подводной горе Детройт в северо-западной части Тихого океана для нижнего миоцена была предложена последовательность из четырех зон частичного распространения (см. рис. 2.4.1, 2.4.5). Возрастные датировки нижних границ зон (и, соответственно, первых появлений зональных видов) определены следующим образом (снизу вверх): зона *Thalassiosira praefraga* – 24,0 млн лет; зона *Thalassiosira fraga* – 20,3 млн лет; зона *Crucidenticula sawamurae* – 18,4 млн лет; зона *Crucidenticula kanayae* – 16,9 млн. лет. Граница между олигоценом и миоценом (23,8 млн лет) проходит вблизи подошвы зоны *Thalassiosira praefraga*, охватывающей интервал 24,0 – 20,3 млн лет. Необходимо также отметить, что последовательность нижнемиоценовых диатомовых зон начиная с зоны *Thalassiosira fraga*, прослеживается и в скважинах ODP 887 в заливе Аляска и 883 на подводной горе Детройт (см. рис. 2.4.4). Последующие исследования показали, что предложенные для нижнего миоцена зоны прослеживаются в разрезах Камчатки, Сахалина, Охотского моря и Японии (А. Гладенков, 1998; Ю. Гладенков и др., 1998; Ю. Гладенков, А. Гладенков, 1999; Цой и др., 1998; Morita et al., 1996; Yanagisawa, 1996 и др.).

Недавно был разработан вариант зональной шкалы для неогена района Японии и прилегающих акваторий северо-западного сектора Пацифики

(Yanagisawa, Akiba, 1998). В целом он во многом близок к схемам Akiba (1986) и Barron, Gladenkov (1995), отличаясь от последней в основном только трактовкой объема и выделения границ трех зон верхнего миоцена (см. рис. 2.4.1). Для нижнего миоцена здесь также выделяются все предложенные ранее зоны (Gladenkov, Barron, 1995), а для датировок уровней появления и исчезновения маркирующих видов диатомей используются цифры абсолютного возраста (в соответствии с палеомагнитной шкалой Cande, Kent, 1995), полученные при обработке материалов рейса 145 ODP (Barron, Gladenkov, 1995). Отметим, что возможность использования этого варианта шкалы также и в умеренных широтах Северо-Восточной Пацифики была недавно показана при зональном расчленении толщ среднего–верхнего миоцена, вскрытых скважинами глубоководного бурения у побережья Калифорнии (Maruyama, 2000).

Таким образом, к настоящему времени для детального расчленения неогеновых осадочных толщ и их широких корреляций в пределах средних и высоких широт северотихоокеанского региона стратиграфы имеют инструмент в виде зональной шкалы по диатомеям с подразделениями продолжительностью от первых миллионов лет до нескольких сотен тысяч лет. При этом начиная со среднего миоцена эти подразделения скоррелированы с палеомагнитной шкалой, что, с одной стороны, делает реальной возможность определения продолжительности зон, а с другой, – их сопоставление с международной геологической шкалой.

Некоторые особенности использования подразделений зональной шкалы и датированных уровней

Использование имеющихся к настоящему времени вариантов зональной шкалы для неогена бореальной и аркто-бореальной Пацифики сталкивается с некоторыми трудностями. Во-первых, это связано с тем, что, как уже говорилось, северотихоокеанский регион включает геологически сложно построенную обширную зону перехода от океана к континенту. Особенность этой зоны в частности состоит в том, что вкрест ее простирания на протяжении кайнозоя постоянно происходило движение береговой линии и при трансгрессиях (независимо от их причин) край континента характеризовался относительно глубоководными фациями, которые при регрессиях сменялись более мелководными. К такой зоне, например, относится большая часть разрезов Чукотки, Камчатки и Сахалина, для которых характерны пестрота фаций, невыдержанность мощностей и большое количество перерывов. При этом необходимо учитывать тот факт, что вкрест простирания зоны перехода от океана к континенту глубоководные фации образуют своеобразные "клинья" с вершиной к суше (Ю.Гладенков, 1988). Таким образом, из-за "клиньевой" структуры многих шельфовых разрезов в них часто трудно проследить диатомовые зоны в их полном объеме и определить их границы. Поэтому уровни появления и исчезновения стратиграфически важных таксонов, используемых для обоснования границ хроностратиграфических подразделений, здесь во многих случаях не совпадают с таковыми их реального появления или вымирания, а отражают время появления или исчезновения в конкретном разрезе.

Кроме того, часто трудно определить реальный уровень вымирания вида, а также отличить его от уровня исчезновения вида в конкретном разрезе из-за возможного переотложения. Т. е. в данных случаях стратиграфам приходится иметь дело с лонами или экостратиграфическими зонами. Кроме того, при переходе от океанических к разрезам более мелководных фаций число типично океанических видов, которые используются при обосновании зональных границ, в составе комплексов уменьшается, а в ассоциациях доминируют формы, характерные для прибрежных морских зон. По этой причине в ряде случаев достаточно трудно сопоставлять комплексы, формировавшиеся в разных частях окраинных бассейнов и открытого океана, так как они имеют разный таксономический состав. При этом в составе исследуемых ассоциаций зональные маркирующие виды могут даже вообще отсутствовать. Поэтому одна из задач состоит в поиске и детальном изучении разрезов с "переходными" диатомовыми комплексами – от океанических к шельфовым, состав которых характеризуется наличием форм, типичных как для первых, так и для вторых ассоциаций. Решение такой задачи будет способствовать осуществлению корреляций выделенных в относительно мелководных разрезах комплексов или слоев с флорой с диатомовой шкалой через их сопоставление с "переходными" ассоциациями. При этом очень важными представляются исследования палеоэкологических особенностей как одновозрастных, так и разновозрастных комплексов. Отметим, что попытки разработки биостратиграфической схемы плиоцена-квартера для окраинноморских частей Тихого океана уже предприняты (Пушкарь, 1998 и др.).

Имеется и еще одно важное обстоятельство, которое надо иметь в виду при анализе датумплейнов. Хорошо известно, что в северной части Тихого океана на протяжении неогена происходили климатические колебания разного порядка, отразившиеся в геологической летописи. К наиболее ярко выраженным и хорошо изученным относятся три периода потепления (в начале среднего и позднего миоцена и в середине плиоцена) и три периода похолодания (в среднем и позднем миоцене и позднем плиоцене). В целом во время таких коле-

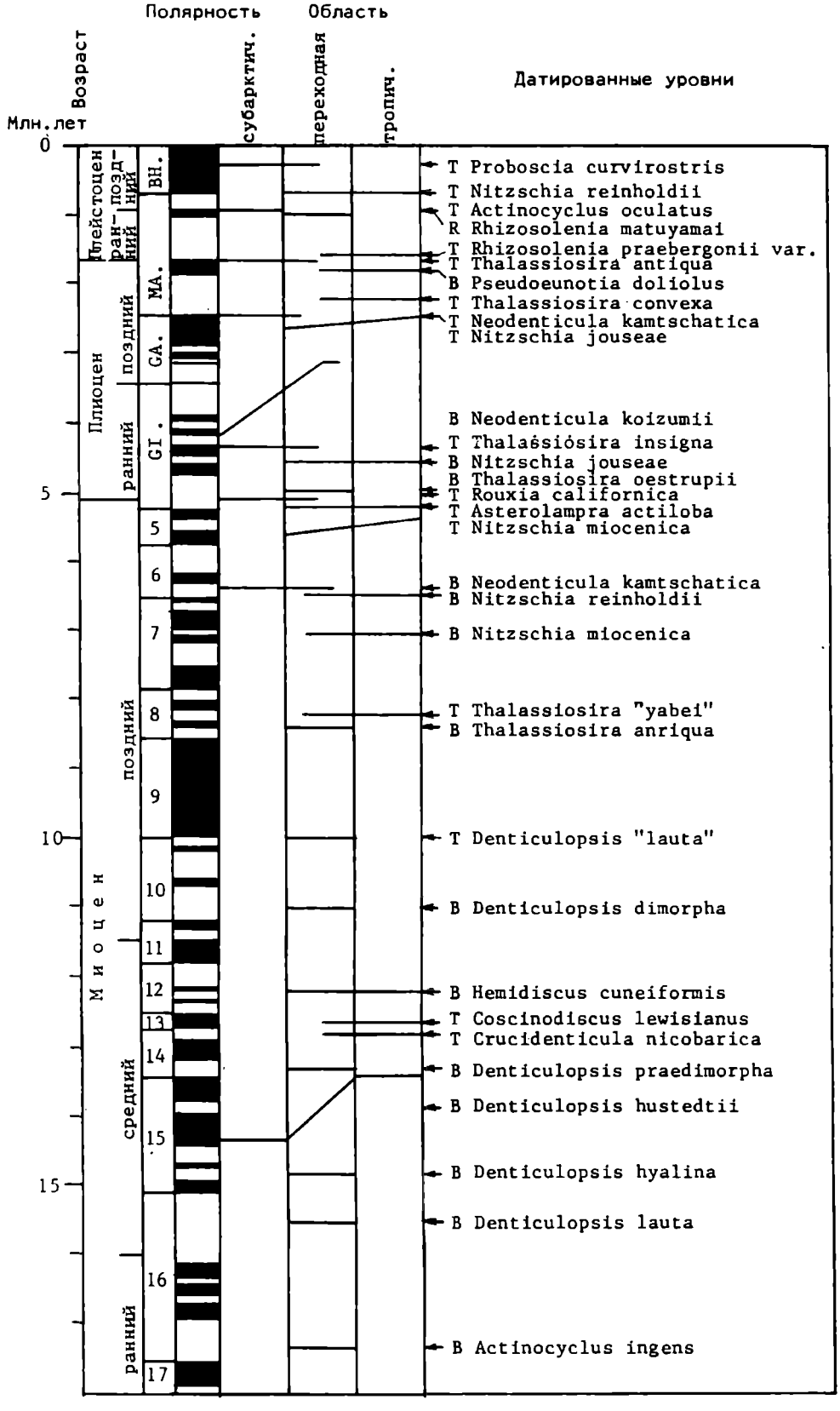


Рис. 2.4.6. Датированные уровни по диатомеям верхнего кайнозоя разных районов Северной Пацифики и пределы их использования в зависимости от географического положения (по Koizumi, Burckle, 1984)

B – уровень появления, **T** – уровень исчезновения; GI, GA, MA, BH – палеомагнитные эпохи: GI – Гилберт, GA – Гаусс, MA – Матуяма, BH – Брюнес

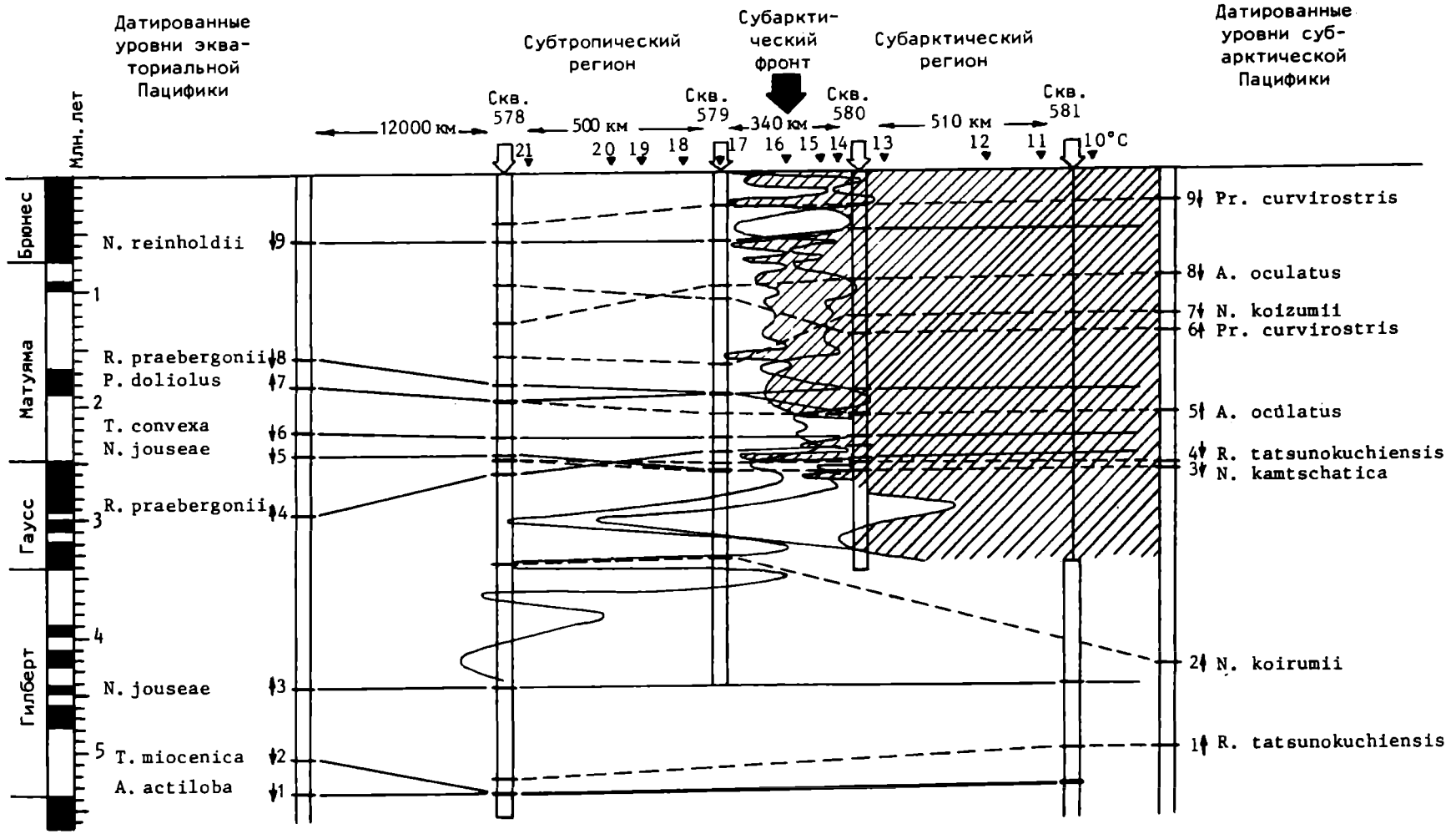


Рис. 2.4.7. Положение различных тихоокеанских датированных уровней по диатомеям во времени и пространстве; изменение значений температур поверхностных вод и перемещение северной границы субарктического фронта в плиоцене-голоцене (по Koizumi, 1986)

Заштрихованная область показывает положение субарктического фронта; кривые линии, начинающиеся от Скважин DSDP 579 и 580, показывают изменения температур поверхностных вод в этих точках во времени; цифры над верхней горизонтальной линией показывают значения современных температур поверхностных вод в отмеченных точках; вертикальные стрелки около цифр 1–9 маркируют уровни появления (стрелки, направленные вверх) и исчезновения (стрелки, направленные вниз) отмеченных видов.

Схему расположения скважин см. на рис. 2.4.10

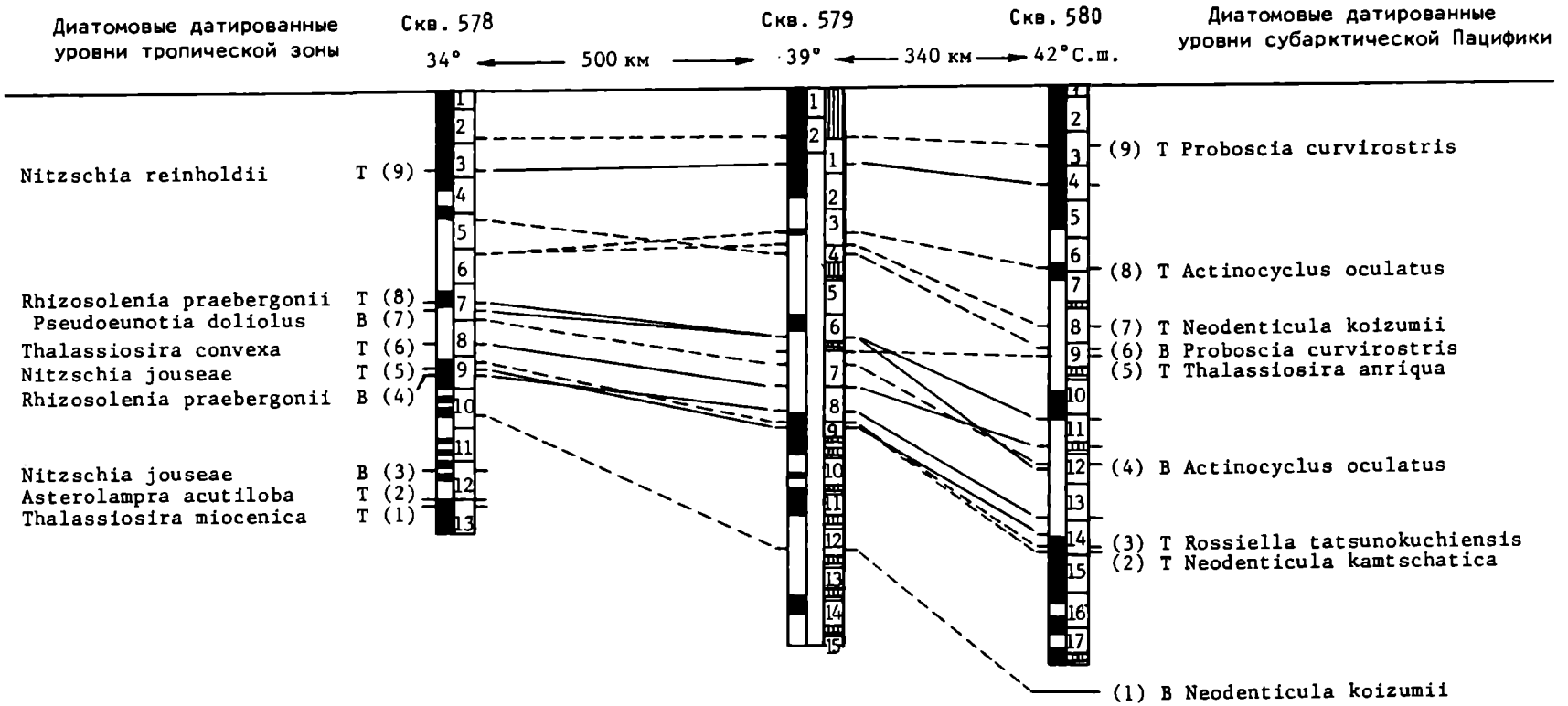


Рис. 2.4.8. Распространение важных в стратиграфическом отношении датированных уровней по диатомеям плиоцена-голоцена разных районов Северной Пацифики, скоррелированных с палеомагнитной шкалой (по Koizumi, 1985)

В – уровень появления, **Т** – уровень исчезновения; сплошные линии маркируют датированные уровни, установленные в тропических широтах, пунктирные линии – датированные уровни, установленные в субарктическом регионе; цифры справа от палеомагнитной шкалы обозначают номера кернов скважин; вертикальной штриховкой показаны интервалы пропуска отбора образцов.

Схему расположения скважин см. на рис. 2.4.10

баний границы водных масс смещались к югу в периоды климатических оптимумов и к северу во время пессимумов, т.е. их объем менялся. В силу провинциализма диатомовых флор многие виды в их составе имеют ограниченный ареал, приуроченный к области распространения определенной водной массы. Поэтому во время климатических колебаний эти ареалы также изменялись: в периоды потеплений шло проникновение тепловодных форм в более высокие широты, а в периоды похолоданий имела место инвазия холодноводных видов по направлению к югу. Этим объясняются неодинаковые пределы распространения ряда маркирующих видов в зависимости от широтного положения разрезов, например для субтропической и субарктической Пацифики. Проведенные исследования последних лет показали, что некоторые важные датум-плейны в разных частях Северной Пацифики являются диахронными – прежде всего при переходе из одной широтной области в другую (Koizumi, Burckle, 1984; Burckle, Opdyke, 1985; Koizumi, 1985, 1986, 1990а, б; Koizumi, Tanimura, 1985; Barron, 1992 а и др.) (рис. 2.4.6–2.4.8). Поэтому автоматическое использование датированных уровней, используемых, например, в зональной шкале субтропиков при работе с разрезами субарктической Пацифики (и наоборот), только на основании находок в разрезах тепловодных видов, может приводить к совершенно неправильным выводам.

Однако, с другой стороны, появление тепловодных комплексов в высоких широтах может служить хорошим репером при корреляции разрезов разных регионов, так как в ряде случаев они отражают палеоклиматические колебания не только регионального, но и субглобального масштаба. Поэтому их прослеживание в разных районах, надежное датирование и осторожная интерпретация служат основой для обоснованных корреляций геологических, палеоклиматических и палеоокеанологических событий.

Отдельно следует отметить проблему изохронности зональных границ. Как уже отмечалось, хроностратиграфические подразделения, согласно их определению, не могут иметь диахронные границы, так же как не могут их иметь, например, подразделения палеомагнитной шкалы. Поэтому датированные уровни, выбранные в качестве характеристик границ диатомовых зон (ранга хронозон), должны быть изохронными в пределах той области, в которой используется данная стратиграфическая зональная шкала. И если уровень появления (или исчезновения) таксона, выбранный для обоснования границы, имеет разные датировки в пределах этой области, то для оценки его возраста должна, очевидно, использоваться наиболее древняя абсолютная датировка (и соответственно, для исчезновения – наиболее молодая). В противном случае придется иметь дело не с хронозонами, а с экозонами, которые действительно имеют диахронные границы. При этом, однако, нельзя забывать, что в силу определенного провинциализма диатомовой флоры, возрастные пределы некоторых стратиграфически важных видов, встречающихся в разных климатических зонах (характеризующихся различными типами водных масс), неодинаковы. В таких случаях положение уровней появления или исчезновения подобных форм при переходе из одной области с определенными характеристиками водной массы в другую определяется их широтной приуроченностью (см. выше). Разумеется, что такие уровни не могут использоваться в качестве изохронных реперов разных районов.

Пути детализации зональной шкалы

Если рассматривать проблему детализации неогеновой зональной шкалы в целом, то здесь можно выделить несколько направлений.

Первое связано с совершенствованием расчленения относительно слабо стратифицированных пока участков шкалы. Это прежде всего относится к нижнемиоценовой части шкалы, которая к настоящему времени имеет наименьшую степень дробности. К тому же уровни, по которым проводятся границы двух наиболее древних зон, а также другие стратиграфически важные реперы, не имеют пока прямых привязок к палеомагнитной шкале. Поэтому задача состоит в поиске и детальном изучении относительно полных непрерывных морских разрезов с удовлетворительной палеонтологической охарактеризованностью и возможностью проведения прямых корреляций с палеомагнитной шкалой и получения данных по радиологическим датировкам. В таких разрезах необходимо проследить смену зональных комплексов и наметить дополнительные датум-плейны с целью выделения более дробных подразделений с последующей проверкой степени их надежности и масштаба применения.

Дополнительные исследования необходимы также в отношении более верхней части шкалы. Это относится, в первую очередь, к характеристикам некоторых зональных границ. Например, ряд таких границ проводится по уровням резкого сокращения численности (LCO) или массового появления таксона (FCO). Однако в некоторых случаях границы, проведенные по такому принципу, могут отражать определенные палеоэкологические изменения регионального масштаба и поэтому не являться хроностратиграфическими. Следовательно, для проверки степени их изохронности необходим контроль со стороны дополнительных, хорошо датированных стратиграфических маркеров. При этом, очевидно, предпочтение должно отдаваться поиску уровней появления таксонов (FO) ввиду их большей объективности.

Выше речь шла о совершенствовании зональной шкалы в тех ее частях, которые имеют наименьшую степень дробности. Но вместе с тем имеется целый блок методических направлений, исследования по которым могут оказать значительную помощь при усовершенствовании зональной шкалы в целом. Прежде всего следует помнить, что важную роль при выявлении дополнительных биостратиграфических уровней и датум-плейнов будут играть дальнейшие **детальные исследования в области систематики и таксономии диатомей**. К настоящему времени уже показано, что ряд видовых таксонов (например, относящихся к родам *Denticulopsis, Crucidenticula, Thalassiosira, Nitzschia, Cavitatus, Azpeitia* и др.) состоят из двух и более самостоятельных видов, имеющих разные пределы стратиграфического распространения. И некоторые их них уже широко используются сейчас для обоснования зональных и внутризональных подразделений диатомовой шкалы. Выявление новых видов и подвидов даст возможность еще более детализировать зональные схемы.

Интердаты. Помимо выделения датум-плейнов большую пользу могут также принести выявление и прослеживание внутризональных подразделений, на которые еще в середине 80-х годов обращал внимание В.В. Меннер и которые было предложено именовать "датированными интервалами" или "интердатами" (Меннер, Гладенков, 1986). Фактически они представляют собой слои между датум-плейнами, т. е. в отдельных случаях могут смыкаться, в других нет. Оценка устойчивости таких подразделений и их сочетаний позволит подойти к корреляции определенных интервалов внутри зон. Постепенное внедрение интердатов в практику в дальнейшем может существенно помочь в расчленении зональных подразделений. При этом большую пользу может принести комплексное использование биологических и физических методов, которое обеспечит более точную чем раньше привязку стратиграфических подразделений к хроностратиграфической шкале и будет способствовать контролю стратиграфических корреляций. Это, например, относится к возможности выделения и прослеживания интердатов на основе фиксации смены знаков прямой и обратной намагниченности палеомагнитной шкалы в пределах диатомовых зон и даже подзон.

Использование биостратиграфических данных и кислородно-изотопной стратиграфии. Выше говорилось о важной роли материалов по палеомагнетизму в датировании зональных границ и различных биомаркеров внутри диатомовых зон. При проверке возраста датированных уровней и выяснении степени их изохронности большую ценность представляют собой также данные по корреляции биостратиграфических уровней с подразделениями кислородно-изотопной шкалы. Наиболее детально к настоящему времени эта шкала, состоящая из кислородно-изотопных стадий или ярусов, разработана для четвертичной системы (продолжительность выделяемых здесь подразделений, которые точно датированы, – до десятков тысяч лет). Стадии отражают периоды глобальных похолоданий и потеплений прошлого, что фиксируется по разным значениям соотношения изотопов кислорода. Поэтому корректные сопоставления с такой шкалой могут позволить, с одной стороны, реально оценивать точный возраст биостратиграфических маркеров, а с другой, – подойти к детализации зональных схем на основе смены разновозрастных флористических комплексов, состав которых отличается в зависимости от принадлежности к той или иной кислородно-изотопной стадии или ее части. Например, несмотря на определенную условность, для морских верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Северо-Западной Пацифики уже удалось наметить ряд зональных подразделений типа экозон продолжительностью 0,3–0,06 млн лет, скоррелированных с кислородно-изотопными ярусами (Пушкарь, 1998 и др.). Подобные комплексные исследования в отношении более древних горизонтов несомненно будут способствовать дальнейшей детализации зональных шкал.

Количественный метод. Дальнейшей детализации будет способствовать также применение количественного метода. В отличие от биостратиграфического, основанного на изучении эволюционного развития диатомей и имеющего определенный предел разрешаемой способности, использование и совершенствование количественного метода может позволить перейти к выделению более дробных стратиграфических подразделений, выделяемых на иных принципах. В первую очередь, это относится к методу детального анализа ископаемых сообществ и построения палеотемпературных кривых по диатомеям или определения "диатомовых" температур (T_d), предложенному во второй половине 60-х годов (Kanaya, Koizumi, 1966) и получившему свое дальнейшее применение и развитие в последующие годы при изучении северотихоокеанской области. Метод основан на расчете для каждого из выбранных временных уровней в пределах надежно датированных интервалов, температурного индекса T_d по формуле: $T_d = X_w / (X_w + X_c)$, где X_w – количество створок тепловодных видов, а X_c – холодноводных видов, встреченных в препарате (рис. 2.4.9). Общее количество подсчитываемых створок обычно составляет 300 экземпляров. К тепловодным видам при этом относятся планктонные формы, характерные для современных осадков в пределах тропической и субтропической водных масс, а к холодноводным – субарктические, аркто-бореальные и арктические диатомеи.

Позже, при изучении плиоценовых отложений для построения палеоклиматических кривых были также предложены несколько иные температурные индексы – T_w и T_{wt} (Barton, 1992 б). В отличие от вышеупомянутого индекса T_d, при расчете значе-

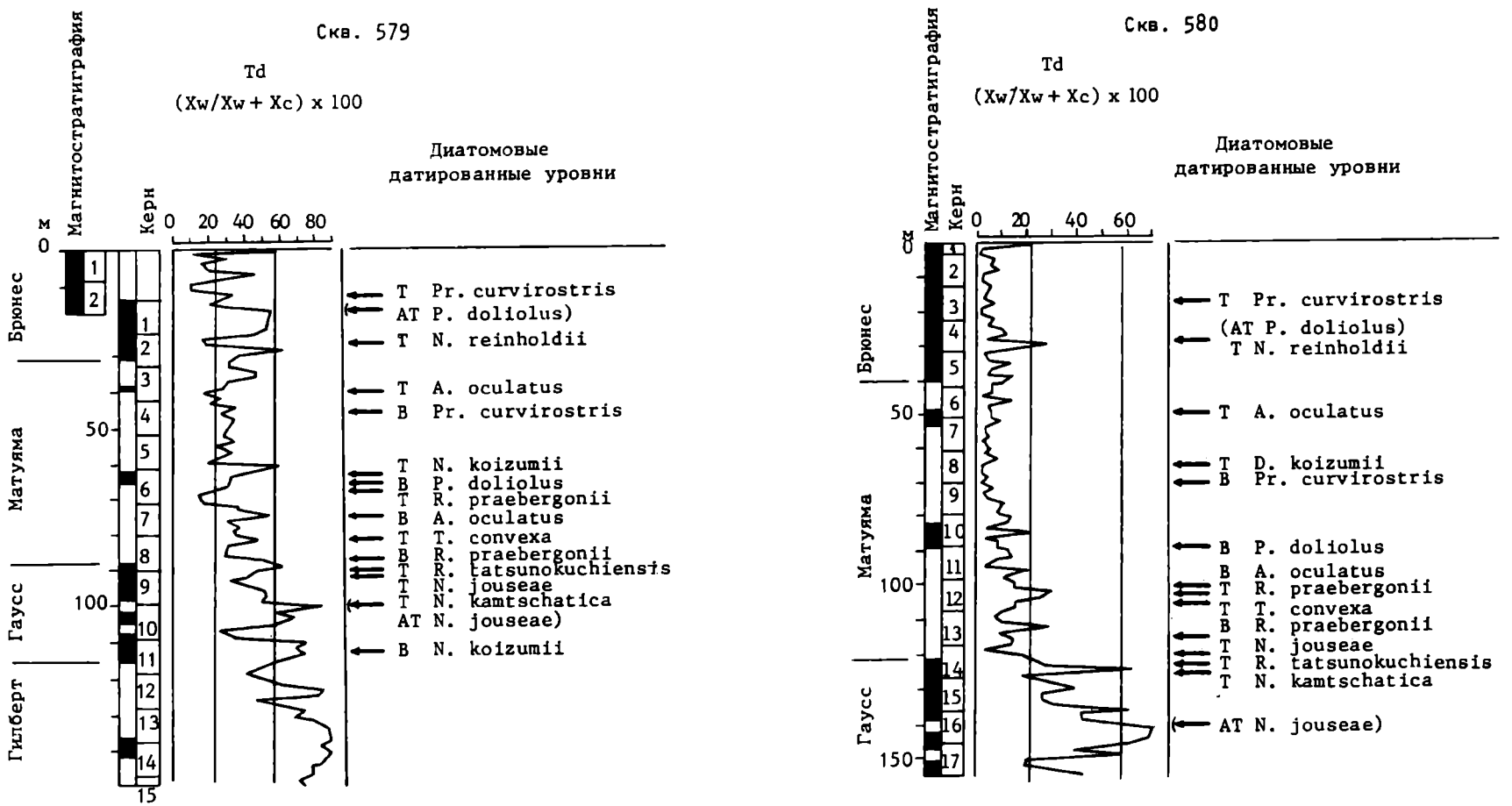


Рис. 2.4.9. Палеоклиматические кривые, построенные для отложений плиоцена-голоцена разрезов скважин DSDP 579 и 580 в Северной Пацифике на основе подсчета индекса T_d (по Koizumi, 1986)

T – уровень исчезновения, B – уровень появления , AT – уровень резкого сокращения численности. Схему расположения скважин см. на рис. 2.4.10

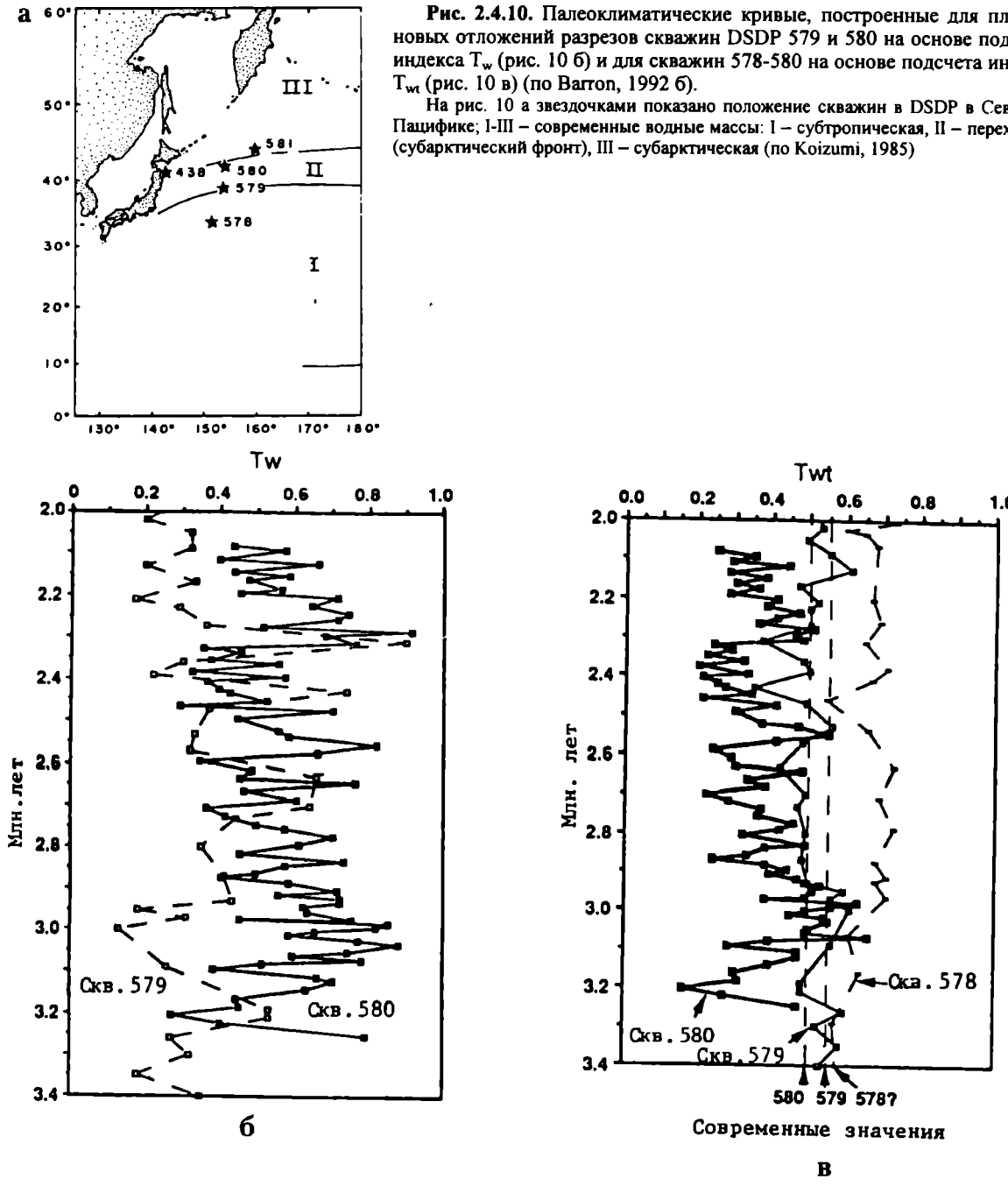


Рис. 2.4.10. Палеоклиматические кривые, построенные для плиоценовых отложений разрезов скважин DSDP 579 и 580 на основе подсчета индекса T_w (рис. 10 б) и для скважин 578-580 на основе подсчета индекса T_{wt} (рис. 10 в) (по Barton, 1992 б).

На рис. 10 а звездочками показано положение скважин в DSDP в Северной Пацифике; I-III – современные водные массы: I – субтропическая, II – переходная (субарктический фронт), III – субарктическая (по Koizumi, 1985)

ния индекса T_w наряду с современными учитываются также вымершие плиоценовые холодноводные и тепловодные формы (*Neodenticula kamtschatica, N. koizumii, Thalassiosira convexa, Nitzschia jouseae* и др.). Другой индекс – T_{wt}, рассчитывается по формуле $T_{wt} = (X_w + 0{,}5X_t) / (X_c + X_t + X_w)$, где X_w – количество створок субтропических и тропических видов, X_t – тепловодно-транзитных, а X_c – холодноводных. При определении этого индекса, с одной стороны, в отдельную группу выделены широко распространенные в Северной Пацифике "транзитные виды" (такие как *Thalassionema nitzschioides, Thalassiosira oestrupii, Coscinodiscus radiatus*), а с другой, по аналогии с расчетом индекса T_w, используются вымершие формы (рис. 2.4.10). Подобные палеотемпературные кривые, основанные на количественном соотношении тепловодных и холодноводных форм, в первую очередь, отражают изменения температур поверхностных вод и используются для палеоокеанографических реконструкций. Однако анализ таких флуктуаций представляется также очень важным с точки зрения выделения инфразональных подразделений диатомовой шкалы, так как они (флуктуации) нашли отражение в смене мелких стратиграфических единиц в разрезах. Анализ выдержанности таких подразделений в пространстве и во времени может показать, какие из них могут служить в ка-

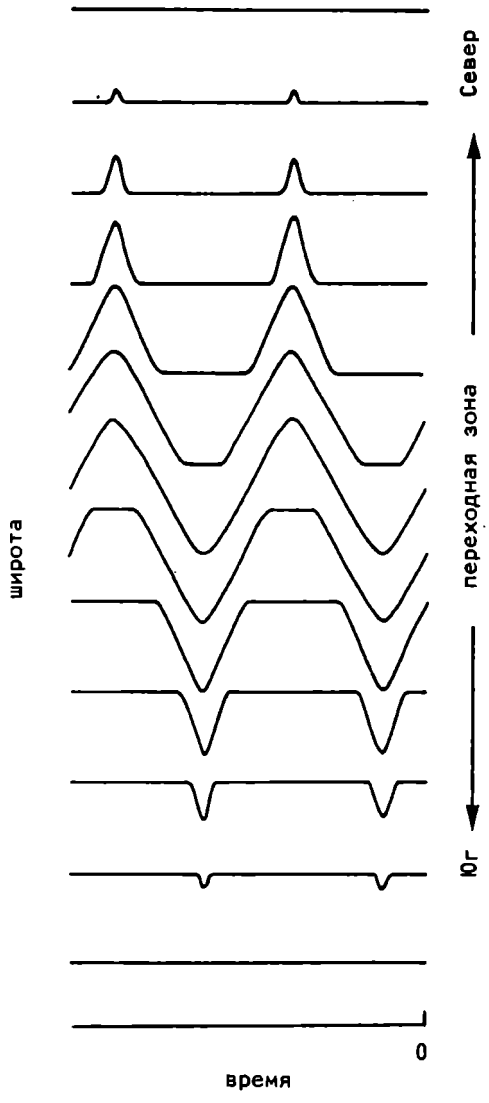


Рис. 2.4.11. Схематичное распределение значений индекса T_d в различных районах Северной Пацифики в зависимости от их широтного положения (по Yanagisawa, 1993)

честве реперов при корреляции интервалов разрезов более дробных по сравнению с зональными. Хотя необходимо отметить, что метод температурных индексов имеет определенные ограничения. Во-первых, сейчас он применяется в основном при изучении относительно молодых осадков (четвертичного и плиоценового возраста), так как для подсчетов используются виды с известным или с большой степенью надежности предполагаемым географическим распространением. Во-вторых, использование данного метода эффективно в пределах средних широт северотихоокеанской области, где развита умеренная водная масса (Полярный фронт), разделяющая субтропическую и субарктическую водные массы и поэтому являющаяся переходной. Для нее, в целом, характерны как тепловодные, так и холодноводные виды. Поэтому их количественное соотношение отражает даже не очень большие изменения температур поверхностных вод (Koizumi, 1986; Barton, 1992б; Yanagisawa, 1993). При анализе же комплексов в районах, расположенных к северу и к югу от Полярного фронта, в составе которых с конца миоцена преобладают соответственно холодноводные и тепловодные формы, подсчет их количественного соотношения не всегда позволяет судить о флуктуациях климата (рис. 2.4.11). Это объясняется тем, что даже во время потеплений в субарктической Пацифике количественно превалируют холодноводные виды (и чем дальше на север, тем больше), а процент тепловодных – незначителен и поэтому не дает ярко выраженных пиков на температурных кривых. Схожая картина, но с противоположным знаком характерна для субтропической области, где и во время похолоданий доминируют тепловодные формы. Поэтому основным индикатором климатических флуктуаций служат прежде всего диатомовые ассоциации переходной зоны, которая как "гармошка", расширялась к северу во время потеплений и сжималась к югу в периоды похолоданий. Отметим, что для среднего и верхнего миоцена района Японии уже предприняты попытки оценки температур поверхностных вод с помощью определения диатомового температурного индекса (Maruyama, 1993).

Перспективными могут оказаться и дальнейшие исследования, связанные с методикой определения возрастных границ, основанной на прослеживании в разрезах количественных соотношений небольшого числа видов, для которых характерны различные палеоэкологические характеристики. Такой подход был, например, применен при определении и прослеживании границы плейстоцена и голоцена в осадках Берингова моря (Baldauf, 1982; Starratt, 1993). Согласно полученным данным, эта граница в изученном районе характеризуется в первую очередь резким изменением в комплексах соотношения между количеством *Neodenticula seminae* и количеством *Fragilariopsis oceanica* и *Thalassiosira gravida*. Как установлено, первая из этих форм доминирует в открытых частях морских бассейнов северотихоокеанской области, а две другие – в шельфовых зонах, характеризующихся наличием льдов (Sancetta, 1982). Таким образом, резкое увеличение количества *Neodenticula seminae* знаменует конец последней ледниковой эпохи и трассирует границу между плейстоценом и голоценом. Надо, однако, отметить, что при возможном применении подобных методик при анализе комплексов более древних чем четвертичные необходимо будет иметь обоснованные данные по палеоэкологии и палеобиогеографии вымерших форм, соотношение между которыми будет использоваться при характеристике уровней, маркирующих смены эпох потеплений и похолоданий. Такие материалы по древним диатомовым могут быть получены только в результате будущих детальных специальных исследований, что, по-видимому, также внесет вклад в детализацию зональной шкалы.

К другому направлению, которое также может способствовать детализации диатомовых шкал, относится палеобиогеографический анализ неогеновых морских флор с определением характерных провинций и субпровинций. Такое районирование было предложено для средних-высоких широт Пацифики исходя из анализа диатомовых ассоциаций в современных осадках (Sancetta, Silvestri, 1986). Путем определения процентного содержания характерных диатомей в осадках разных частей северотихоокеанской области этот регион был разделен на девять так называемых кластеров (фактически провинций). Для каждого кластера характерен определенный набор видов с их достаточно устойчивым процентным соотношением, что объясняется неодинаковыми океанологическими обстановками и гидрологическими режимами. После этого, были проанализированы ассоциации из более древних осадков (с возрастом до 2,5 млн лет). Анализ изменения состава диатомовых комплексов по площади и во времени и их сравнение с характеристиками голоценовых кластеров позволили выделить шесть уровней, на которых происходили изменения палеоокеанографических условий, включая изменение положения северной границы субарктического фронта и характеристик водных масс. Выделение и прослеживание подобных кластеров в более ранних горизонтах неогена, наряду с использованием факторного анализа могут дать дополнительную основу для детализации диатомовой шкалы. Эта работа потребует детального изучения ареалов ископаемых маркирующих форм и анализа устойчивости комплексов с привлечением большого количества данных по палеоокеанографии, палеобиогеографии и стратиграфии. Поэтому, вероятно, подобные задачи будут стоять перед микропалеонтологами в третьем тысячелетии.

Заключение

Таким образом, исследования кайнозойских диатомей северотихоокеанского региона, начавшиеся в конце XIX в. с изучения и описания отдельных таксонов из единичных образцов, привели к созданию дробных зональных шкал по диатомеям. Первые варианты таких шкал, предложенные более 25 лет назад, отразили общую последовательность смены важных в стратиграфическом отношении форм и закономерность изменения диатомовых ассоциаций. В результате совершенствования этих схем к настоящему времени созданы и апробированы зональные шкалы с высокой разрешающей способностью, которые являются основным инструментом при детальном расчленении и корреляции разрезов морского верхнего кайнозоя обширной области высоких-средних широт Северной Пацифики и ее обрамления. Зональные подразделения (продолжительностью до первых сотен тысяч лет), границы которых основаны на датированных уровнях, разработаны для всего неогена. Для интервала, охватывающего последние более чем 18 млн. лет, путем прямой привязки к палеомагнитной шкале определен абсолютный возраст десятков датум-плейнов, т. е. зоны (и некоторые инфразональные единицы) сопоставлены с международной геологической шкалой. Однако предел совершенствования существующих ныне зональных шкал, разработанных прежде всего на биологической основе, далеко не исчерпан. Во-первых, пути дальнейшей детализации связаны с применением палеонтологического метода – дальнейших исследований в области эволюции, таксономии и систематики диатомей и выделения на этой основе новых, более дробных подразделений, интердатов и горизонтов. Во-вторых, совершенствованию шкалы будет способствовать использование климатостратиграфических методов в сочетании с количественными методиками и новыми данными по палеоокеанографии, палеобиогеографии и палеоэкологии. В-третьих, большую пользу может принести использование физических методов, например выявления подразделений на основе смены знака намагниченности палеомагнитной шкалы в пределах зон и подзон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 99-05-65604).

Литература

Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50-64.

Гладенков Ю.Б. Фациальные клинья – одна из особенностей кайнозойских толщ Дальнего Востока (зона перехода от океана к континенту). // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья / Отв. ред. Пущаровский Ю. М. М.: Наука, 1988. С. 4-8.

Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. Ч. I, II. 1982. М.: ГИН АН СССР. С. 62-65.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Новые данные по биостратиграфии олигоцена и нижнего миоцена Восточного Сахалина (Пограничный район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 35-47.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Титова Л.В. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 3-21.

Долматова Л.М. Диатомовая флора позднего кайнозоя Камчатки и ее стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 25 с.

Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.

Жузе А.П. Древние диатомеи и диатомовые породы Тихоокеанского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 1. С. 16-32.

Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. / Отв. ред. Жузе А. П. М.: Наука, 1969. С. 5-27.

Меннер В.В., Гладенков Ю.Б. К детализации стратиграфических шкал. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5-17.

Моисеева А.И., Ремизовский В.И. Комплексы диатомовых водорослей и палеомагнетизм неогеновых отложений Макаровского района (Южный Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1983. № 1. С. 86-91.

Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С., Болдырева В.П. Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Макаровского опорного разреза Сахалина и их биостратиграфическое значение // Неоген Тихоокеанской области. Ч. I, II. 1982. М.: ГИН АН СССР. С. 66-74.

Орешкина Т.В. Комплексы диатомей морских неогеновых отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 57-66.

Пушкарь В.С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотип) острова Сахалин // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. / Отв. ред. Красилов В. А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 116–127.

Пушкарь В.С. Палеогеография Северной Пацифики в позднем плиоцене и плейстоцене // Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Владивосток: ДВО РАН, 1998. 51 с.

Пушкарь В.С., Куклина Т.А., Синельникова В.С. Диатомеи кавранской серии Западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 6. С. 101-110.

Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И. Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб) // Вест. Моск. ун-та. Сер. геол. 1979. № 1. С. 81-86.

Савицкий В.О., Маргулис Л.С., Болдырева В.П. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 65-76.

Савицкий В.О., Митрофанова Л.И., Болдырева В.П. Нижняя и верхняя граница миоцена в морском разрезе кайнозоя Сахалина // Неоген Тихоокеанской области. Ч. I, II. М.: ГИН АН СССР, 1982. С. 88-95.

Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И., Ильина А.П., Куклина Т.А., Чеховская М.П. Ранний плиоцен Западной Камчатки (энемтемская свита). М.: Наука, 1979. 238 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 333).

Цой И.Б., Горовая М. Т., Шастина В.В. Микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений подводного хребта Терпения (Охотское море) // Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН. Владивосток, 1998. Деп. в ВИНИТИ № 3814-В98. 35 с.

Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 432 с.

Akiba F. Revised Neogene diatom zonation of the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Monthly Marine Science (Gekkan-Kaiho-Kagaku). 1983. V. 15. No. 12. P. 717-724.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Repts DSDP. / Kagami H., Karig D.E., Coulbourn W.T. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1986. V. 87. P. 393-481.

Akiba F., Hoshi K., Ichinoseki T. Litho- and biostratigraphy of the Miocene Atsunai Group distributed in the Southwestern part of the Kushiro Coal field, Eastern Hokkaido // Bull. Tech. Lab. JAPEX. 1982 a. V. 25. No. 1. P. 13-52.

Akiba F., Ichinoseki T. The Neogene micro- and chronostratigraphies in Hokkaido – special reference to those of the southwestern part of the Kushiro Coal Field area, eastern Hokkaido, Japan // J. Jap. Ass. Petrol. Tech. 1983. V. 48. No. 1. P. 49-61.

Akiba F., Yanagisawa Y., Ishii T. Neogene diatom biostratigraphy of the Matsushima area and its environs, Miyagi Prefecture, Northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Jap. 1982б. V. 33. No. 5. P. 215-239.

Baldauf J.G. Identification of the Holocene-Pleistocene boundary in the Bering Sea by diatoms // Boreas. 1982. V. 11. P. 113118.

Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Sci. Party. Init. Repts DSDP. / Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1980. V. 56, 57. Pt. 2. P. 641-685.

Barron J.A. Late Cenozoic diaton biostratigraphy and paleoceanography of the middle-latitude eastern North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 63 // Init. Repts DSDP. / Yeats R.S., Haq B.U. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1981 a. V. 63. P. 507-538.

Barron J.A. Marine diatom biostratigraphy of the Montesano Formation near Aberdeen, Washingto. // Pacific Northwest Cenozoic Biostratigraphy. / Armentrout J. M. (Ed.). Geol. Soc. of Am. Spec. Pap. 184, 1981б. P. 113-126.

Barron J.A. Miocene to Holocene planktic diatoms. // Plankton Stratigraphy. / Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds.). Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1985. P. 641-691.

Barron J.A. The late Cenozoic stratigraphic record and hiatuses of the northeast Pacific; Results from the Deep Sea Drilling Project // The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. / Winterer E.L., Hussong D.M., Decker R.W. (Eds.). 1989. Geol. Soc. Am., The Geology of North America. Vol. N. P. 311-322.

Barron J.A. Neogene diatom datum levels in the Equatorial and North Pacific. // Centenary of Japanese Micropaleontology / Ishizaki K., Saito T. (Eds.). 1992a. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. P. 413-425.

Barron J.A. Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms // Marine Micropaleontology. 1992б. V. 20. P. 23-44.

Barron J.A., Basov I.A., Beaufort L., Dubuisson G., Gladenkov A.Y. et al. Biostratigraphic and magnetostratigraphic summary // Proc. ODP, Sci. Results. / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 559-575.

Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results. / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3-19.

Barron J.A., Harper H.E., Jr., Keller G. et al. Biostratigraphic summary of the Japan Trench Transect, Legs 56 and 57, Deep Sea Drilling Progect // Init. Repts DSDP. / Honza E. (Ed.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1980. V. 56, 57. P. 507-517.

Barron J.A., Poore R.Z., Wolfart R. Biostratigraphic summary, DSDP Leg 63 // Init. Repts DSDP. / Yeats R.S., Haq B.U. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1981. V. 63. P. 927-941.

Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A. Cenozoic geochronology // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. V. 96. P. 1407-1418.

Berggren W.A., Kent D.V. Swisher III C.C., Aubry, M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation / Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.-P., Hardenbol J. (Eds.). SEPM Special Publication. 1995. N 54. P. 129-212.

Burckle L.H. Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific // Nova Hedvigia Beihefte. 1972. V. 39. P. 217-246.

Burckle L.H. Pliocene and Pleistocene diatom datum levels from the Equatorial Pacific // Quaternary Geology. 1977. V. 7. P. 330-340.

Burckle L. H., Opdyke N.D. Late Neogene diatom correlations in the Circum-Pacific // Proc. 1st Intern. Congr. on Pacific Neogene Stratigraphy. Kaiyo Shuppan Co. Ltd., Tokyo, 1977. P. 255-284.

Burckle L.H., Opdyke N.D. Latest Miocene/earliest Pliocene diatom correlations in the North Pacific // The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography. / Kennett J.P. (Ed.). Geol. Soc. Am. Mem., 163. 1985. P. 37-48.

Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 13917-13951.

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Gophys. Res. 1995. V. 100. P. 6093-6095.

Donahue J.G. Pleistocene diatoms as climate indicators in North Pacific sediments // Geological Investigations of the North Pacific. / Hays J.D. (Ed.). Mem. Geol. Soc. Am., 126. 1970. P. 121-138.

Gladenkov A.Y., Barron J.A. Oligocene and early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results, 145. / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D. W., Allan, J.F. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. P. 21-41.

Jousé A.P. Diatoms in Pleistocene sediments from the northern Pacific Ocean. // The micropaleontology of oceans / Funnell B. M., Riedel W. R. (Eds.). London: Cambridge Univ. Press, 1971. P. 407-421.

Kanaya T. Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1959. V. 30. P. 1-130.

Kanaya T. Diatom micropaleontology and deep-sea stratigraphy of the North Pacific // La mer. 1969. V. 7. P. 183-196.

Kanaya T., Koizumi I. Interpretation of diatom thanatocoenoses from the north Pacific applied to a study of core V20-130 (Studies of a deep-sea core V20-130. Part IV) // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1966. V. 37. No. 2. P. 89-130.

Keller G., Barron J.A. Integrated planktic foraminiferal and diatom biochronology for the Northeast Pacific and the Monterey Formation // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California / Garrison R. E., Douglas R. G. (Eds.). Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Los Angeles. 1981. P. 43-54.

Keller G., Barron J.A., Burckle L.H. North Pacific late Miocene correlations using microfossils, stable isotopes, percent $CaCO_3$, and magnetostratigraphy // Marine Micropaleontology. 1982. V. 7. P. 327-357.

Koizumi I. Tertiary diatom flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan // Sci. Repts. Tohoku Univ. Second Ser. (Geol.). 1968. V. 40. No. 3. P. 171-240.

Koizumi I. The stratigraphic ranges of marine planktonic diatoms and diatom biostratigraphy in Japan // Mem. Geol. Soc. Jap. 1973a. No. 8. P. 35-44.

Koizumi I. The late Cenozoic diatoms of Sites 183-193, Leg 19, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. / Creager J.S., Scholl D.W. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1973б. V. 19. P. 805-855.

Koizumi I. Neogene diatoms from the western margin of the Pacific Ocean, Leg 31, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. / Karig D. E., Ingle J. C., Jr. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1975a. V. 31. P. 779-819.

Koizumi I. Neogene diatoms from the Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. / Larson R.L., Moberly R. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1975б. V. 32. P. 865-889.

Koizumi I. Diatom events in Late Cenozoic deep-sea sequences in the North Pacific // J. Geol. Soc. Jap. 1975в. V. 81. No. 9. P. 567-578.

Koizumi I. Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the Circum-North Pacific region // J. Geol. Soc. Japan. 1975 г. V. 81. No. 10. P. 611-627.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific region // Proc. 1st Intern. Congr. on Pacific Neogene Stratigraphy. Kaiyo Shuppan Co. Ltd., Tokyo, 1977. P. 235-251.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy of deep sea cores and land-exposed sections // Earth Monthly (Chikyu). 1979. V. 1. No. 3. P.226-229.

Koizumi I. Neogene diatoms from the Emperor Seamount Chain, Leg 55, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. / Jackson E.D., Koizumi I. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1980. V. 55. P. 387-407.

Koizumi I. Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west coast of Japan // Siliceous Deposits in the Pacific Region. / Iijima A., Hein J.R., Siever R. (Eds.). Elsevier, Amsterdam, 1983. P. 347-360.

Koizumi I. Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Jap. 1985. V. 91. No. 3. P. 195-211.

Koizumi I. Pliocene and Pleistocene diatom datum levels related with paleoceanography in the Northwest Pacific // Marine Micropaleontology. 1986. V. 10. P. 309-325.

Koizumi I. The disappearance of the *Coscinodiscus yabei* Zone in the subarctic Hokkaido region // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV. 1990a. V. 22. No. 4. P. 577-589.

Koizumi I. Successional changes of middle Miocene diatom assemblages in the northwestern Pacific // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1990б. V. 77. P. 181-193.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // Proc. ODP, Sci. Results. / Pisciotto K., Ingle J.C., von Breymann M., Barron J.A. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. V. 127/128. Pt. 1. P. 249-289.

Koizumi I., Barron J.A., Harper H.E., Jr. Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan // Scientific Party. Init. Repts DSDP. /. Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1980. V. 56, 57. Pt. 2. P. 687-693.

Koizumi I., Burckle L. H. Evaluation of diatom datum planes of the Pacific Neogene // Pacific Neogene datum planes / Ikebe N., Tsuchi R. (Eds.). University of Tokyo Press. 1984. P. 41-46.

Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the middle western North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 86 // Init. Repts DSDP. / Heath G. R., Burckle L. H. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1985. V. 86. P. 269-300.

Maruyama T. Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan. with references to DSDP Hole 438A (Part 2) // Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.). 1984. V. 55. No. 1. P. 77-140.

Maruyama T. Diatom temperature index and surface water during the middle and late Miocene along the Pacific side of northeast Japan // Kaseki (Fossils). 1993. No. 55. P. 53-64.

Maruyama T. Middle Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 167 // Proc. ODP, Sci. Results. / Lyle M., Koizumi I., Richer C., Moore T.C., Jr. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2000. V. 167. P. 63-110.

Morita R., Titova L.V., Akiba F. Oligocene-Early Miocene Molluscs and Diatoms from the Kitami-Tsubetsu area, Eastern Hokkaido, Japan // Sci. Rep., Tohoku Univ. 2nd ser. (Geol.). 1996. V. 63, No. 2. P. 55-213.

Poore R.Z., Barron J.A., Addicott W.O. Biochronology of the Northern Pacific Miocene // Pacific Neogene datum planes / Ikebe N., Tsuchi R. (Eds.). University of Tokyo Press. 1984. P. 165-169.

Poore R.Z., McDougall K., Barron J.A., Kling S.A. Microfossil biostratigraphy and biochronology of the type Relizian and Luisian Stages of California // The Monterey Formation and Related Siliceous Rocks of California. / Garrison R.E., Douglas R G. (Eds.). Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Los Angeles. 1981. P. 15-41.

Rea D.K., Basov I.A., Palmer-Julson A. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. / College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1993. 1040 p.

Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // Micropaleontology. 1982. V. 28. No. 3. P. 221-257.

Sancetta C., Silvestri S. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific Ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // Paleoceanography. 1986. V. 1. No. 2. P. 163-180.

Schrader H.-J. Cenozoic diatoms from the northeast Pacific, Leg 18. // Init. Repts DSDP. / Kulm L.D., von Huene R. (Eds.). Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1973. V. 18. P. 673-797.

Starratt S.W. Late Quaternary paleoceanography of the Pervenets Canyon area of the Bering Sea: evidence from the diatom flora // Diatom Research. 1993. V. 8. No. 1. P. 159-170.

Weeks R.J., Roberts A.P., Verosub K.L., Okada M., Dubuisson G.J. Magnetostratigraphy of Upper Cenozoic sediments from Leg 145, North Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results, 145. / Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan, J.F. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1995. P. 491-521.

Wornardt W.W., Jr. Miocene and Pliocene marine diatoms from California // Cal. Acad. Sci. Occas. Pap., No. 63. 1967. 108 p.

Yanagisawa Y. Note on diatom temperature index (Td). // Kaseki (Fossils). 1993. No. 55. P. 1-8.

Yanagisawa Y. Diatom biostratigraphy of the Neogene Taga Group in Otsu district, Kitaibaraki Prefecture, Japan // Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo. 1996. V. 29. P. 41-59.

Yanagisawa Y., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // J. Geol. Soc. Jap. 1998. V. 104. No. 6. P. 395-414.

Раздел 3
Корреляция разнофациальных толщ отдельных бассейнов и отложений бассейнов разного типа

3.1. Пути и методы детального расчленения нижнего палеозоя морских бассейнов разного типа

Рассмотрены традиционные и нетрадиционные пути и методы детального расчленения нижнего палеозоя Центральной Азии и других регионов мира: 1 – эволюционный подход к изучению ортостратиграфических групп фауны; 2 – анализ закономерностей пространственного распространения конодонтов в разных палеогеографических ситуациях; 3 – метод "тонких турбидитов"; 4 – возможности межпровинциальной корреляции по трилобитам; 5 – выявление глобальных корреляционных уровней в последовательности смены биотических и абиотических событий; 6 – сверхдетальность расчленения, основанная на уточнении начала глобального эвстатического события Лэнк Рэнч; 7 – изучение явления чередования моно- и политаксонных конодонтовых комплексов в глубоководных обстановках кремненакопления с целью фиксации в них глобальных эвстатических и региональных факторов и установления корреляционных уровней разного порядка. Рассмотрены также трудности, возникающие в практике детального расчленения и корреляции древних толщ палеозоя: 1 – диахронность появления индекс-видов в разных фациях; 2 – определение уровня первого появления нематофорных граптолитов через конодонтовую шкалу; 3 – перерывы в осадконакоплении эпиконтинентальных бассейнов; 4 – асинхронность переотложения фаунистических остатков в отложениях континентальных склонов. Отмечены также недостатки политаксонных зон по SSF нижнего кембрия.

The traditional and nontraditional ways and methods of a detailed subdivision of the Lower Paleozoic of Central Asia and other regions of the world are considered: 1 – evolutionary approach to the investigation of the main faunal groups; 2 – analysis of the conodont paleobiogeography; 3 – method of "thin turbidites"; 4 – capability of an interprovincial correlation based on trilobites; 5 – revealing of global correlation levels in a succession of the biotic and abiotic events; 6 – identification of superminute subdivisions based on a more precise definition of the beginning of the global Lange Ranch Eustatic Event; 7 – investigation of the phenomenon of an alternation of mono- and polyspecific conodont associations in deep water siliceous depositional environments for the purpose of the global eustatic and regional factor fixation herein as well as the establishment of correlation levels of different orders. The difficulties arising in a practice of a detailed subdivision and correlation of the Lower Paleozoic deposits are considered: 1 – diachronous appearance of the index-species in different facies; 2 – definition of the first appearance of planktic graptolites via conodont scale; 3 – hiatuses in sedimentation of the epicontinental basins; 4 – redeposition of the faunal fragments in an inverted succession in deposits of continental slopes. The shortcoming of the polytaxial Lower Cambrian zones based on SSF are marked as well.

Долгое время трилобиты и граптолиты были единственными группами ископаемых, на которых базировалось зональное деление толщ нижнего палеозоя (ордовик, силур), и только в последние двадцать пять–тридцать лет для подобной цели стали использоваться конодонты. Быстрые темпы эволюции конодонтов обеспечивают детальное стратиграфическое расчленение древних толщ и очень широкие, вплоть до межконтинентальных, корреляции. Особенно важное значение конодонты приобретают при определении границ ярусов и систем, где требуется повышенная точность расчленения. Это единственная группа фауны, для которой была субглобально прослежена принципиально тождественная эволюционная смена ассоциаций в пограничных отложениях кембро-ордовика (провинциальные и биофациальные различия комплексов конодонтов мало сказались на точности сопоставлений) и которая, таким образом, явилась незаменимым инструментом субглобальной зональной корреляции (Miller, 1984, 1988; Dubinina, 1991).

В последние годы отмечается четкая направленность исследований, связанная с совершенствованием и детализацией региональных зональных шкал нижнего палеозоя, основанных на выявлении новых аспектов палеобиогеографических, биофациальных и эволюционных закономерностей пространственно-временного распространения трех

ортостратиграфических групп фауны – конодонтов, трилобитов и граптолитов. Изучение основных этапов и рубежей в развитии перечисленных групп фауны, а также соотношений рубежей крупнейших перестроек в составе этих групп с крупными абиотическими событиями служат хорошим дополнением в вопросах детализации шкал верхнего кембрия – ордовика. Остановимся на этом подробнее, но прежде позволим себе небольшое отступление, связанное с рассмотрением некоторых вопросов стратиграфии нижнего кембрия.

Принципы расчленения толщ нижнего палеозоя

Политаксонные зоны по SSF нижнего кембрия – преимущество или недостаток?

Совершенствование стратиграфии нижнего кембрия уже давно связано с рассмотрением помимо традиционных ортостратиграфических групп фауны – археоциат и трилобитов – многочисленных групп мелких скелетных ископаемых организмов, в большинстве своем неясного систематического положения. Изученность каждой из этих групп мелкораковинных ископаемых, или сокращенно SSF (= small shelly fossils), на сегодняшний день разная. Но совершенно очевидно, что в будущем одна, две или даже три из них могут занять главные позиции среди ортостратиграфических групп нижнего кембрия, как это случилось, например, с конодонтами верхнего кембрия. Однако для этого должны быть ясны: не только систематическое положение группы, но и четкие филоморфогенетические связи ее представителей, дающие лучшую основу для зонального расчленения отложений; должно быть понятно – насколько велика зависимость группы от фаций, какова ее палеобиогеография, а также каков корреляционный потенциал ее зональных подразделений и границ. А пока, несмотря на продвинутость в этом направлении некоторых групп SSF, завершившуюся созданием самостоятельных зональных шкал (пример разрезов нижнего кембрия Сибирской платформы (Миссаржевский, 1989), в стратиграфии нижнего кембрия по-прежнему доминирует принцип расчленения отложений по комплексам многочисленных групп SSF (Демиденко, 1999).

Таким образом комплексы скелетных зоопроблематик, положенные в основу выделения зон или слоев с фауной нижнего кембрия, имеют политаксонное обоснование (т. е. включают в себя проблематичные остатки, относимые к различным систематическим группам). В данном случае политаксонность действительно обеспечивает дробность подразделений нижнего кембрия, но достаточно искусственную и требующую в дальнейшем перехода на качественно иной уровень изученности хотя бы основных групп скелетных проблематик: ханцеллориид, халкиериид (из группы целосклеритофор) и томмотиид.

Эволюционный подход к изучению ортостратиграфических групп фауны как основа детальной стратиграфии верхнего кембрия – ордовика

Как уже отмечалось, основными (ортостратиграфическими) группами фауны позднего кембрия–ордовика являются конодонты, трилобиты и граптолиты, из которых ведущая роль принадлежит конодонтам. И, поскольку подходы к изучению этих групп и принципы зонального (и подзонального) деления по всем трем группам едины, чтобы не повторяться, мы постараемся охарактеризовать их на примере ведущей группы – конодонтов.

Так, выделение зональных и подзональных подразделений основывается на изменениях в линиях развития конодонтов. Нижние границы зон устанавливаются по рубежам одновременного появления ряда видов, из которых индекс-виды преемственно взаимосвязаны и занимают определенное место в линиях развития конодонтов.

Соответственно подход к изучению этой группы подразумевает: 1 – использование преемственности в развитии конодонтов; 2 – изучение линий развития конодонтов; 3 – использование соотношений темпов развития основных линий; 4 – учет фактора смещения во времени темпов развития конодонтов основных линий; 5 – учет влияния палеобиогеографического фактора на развитие конодонтов; 6 – установление этапов (разного порядка) и рубежей в развитии конодонтов.

Любой из перечисленных аспектов изучения этой группы дает выход на совершенствование (уточнение и детализацию) конодонтовых шкал. Кратко расшифруем эти аспекты.

Вторая половина позднего кембрия и начало раннего ордовика – единственный период в эволюции конодонтов, сочетающий существование одновременно прото-, пара- и эуконодонтов. Протоконодонты известны от основания кембрия (немакит-далдынский = маныкайский ярус) до нижнего ордовика и перспективны для зонального деления нижнего кембрия. В среднем кембрии появляются первые параконодонты. Они эволюционируют до тремадока включительно, сосуществуя до середины позднего кембрия с транзитными протоконодонтами, и могут использоваться для расчленения и корреляции среднего и нижней части верхнего кембрия. Об этом свидетельствует пока единственная в мире схема зонального деления среднего–верхнего кембрия Северного Китая по параконодонтам (An, 1982).

В настоящее время установлено, что самые древние эуконодонты Proconodontus transitans Sza-

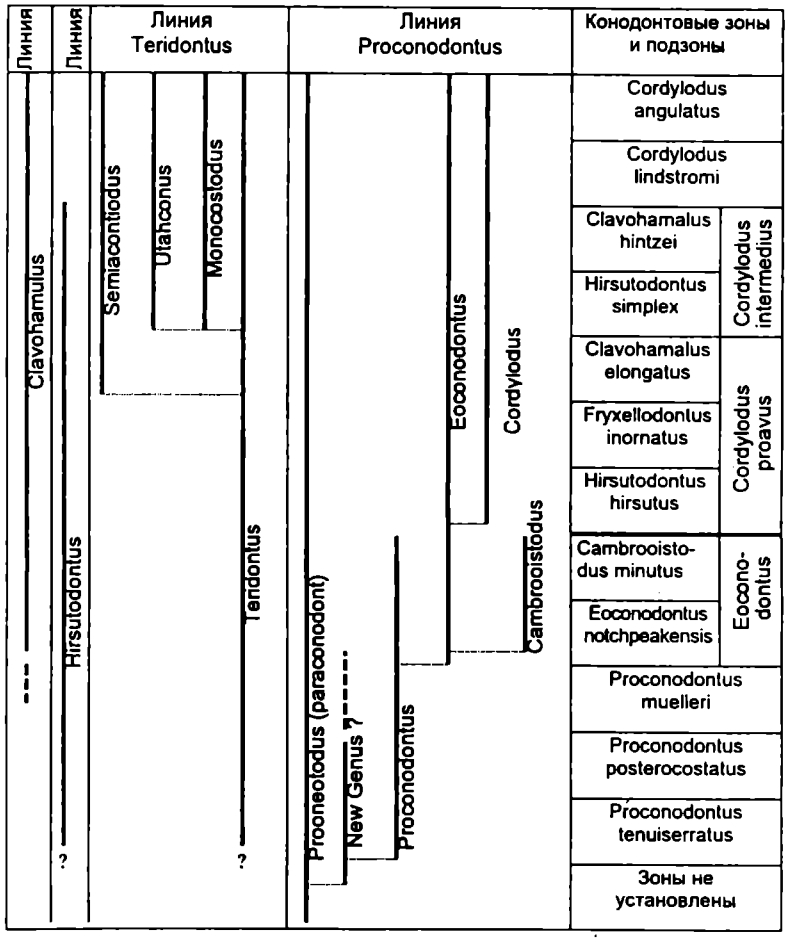


Рис. 3.1.1. Развитие позднекембрийских и раннеордовикских конодонтов по J. Miller (1988) с изменениями, касающимися линий Teridontus и Hirsutodontus (Дубинина, 1998)

niawski et Bengtson, P. tenuiserratus Miller (линия Proconodontus), Teridontus nakamurai (Nogami) (линия Teridontus), Hirsutodontus ani (Wang) (линия Hirsutodontus) появляются практически одновременно в середине позднего кембрия. Они известны в Северной Америке (верхняя часть франконского яруса), Австралии (пре-пейнтон), Северном Китае (граница ярусов ченшань и феншань), Казахстане (основание батырбайского яруса или основание зоны Hirsutodontus ani) и, по самым последним данным (Szaniawski, Bengtson, 1998), – в Европе (верхняя часть подзоны Vc – Peltura scarabaeoides зоны Peltura). Таким образом, уровень середины позднего кембрия – один из наиболее важных рубежей в развитии конодонтов, с которым связано появление первых представителей отряда Conodontophorida Eichenberg. Начиная с этого уровня значение прото- и параконодонтов для биостратиграфии резко падает. Зональное деление верхней части верхнего кембрия и нижнего ордовика основывается на эуконодонтах. Отсюда – важно выявить общие тенденции развития эуконодонтов трех основных линий и оценить перспективы использования каждой из них для зонального деления. Особенно интересно рассмотреть эту проблему с учетом палеобиогеографического фактора (Дубинина, 1998).

Итак, появление наиболее примитивных представителей трех эуконодонтовых линий (Teridontus, Hirsutodontus, Proconodontus) происходит в середине позднего кембрия практически одновременно. Однако степень их развитости на данном временном "срезе" неодинакова. Наиболее развиты первые члены линии Teridontus (T. nakamurai (Noga-mi)); слабо развиты они в линии Hirsutodontus (H. ani (Wang)) и, наконец, в линии Proconodontus элементы P. transitans Szaniawski et Bengtson и P. tenuiserratus Miller – действительно, первые и самые примитивные.

С середины позднего кембрия до раннего ордовика отчетлива разница в темпах развития этих линий. В позднем кембрии наиболее эволюционно развитые представители линии Teridontus оказываются совершенно "пассивными". Несколько "активнее" выглядит линия Hirsutodontus. И только самые примитивные формы линии Proconodontus эволюционируют быстро. Они проходят различные стадии аппаратов из простых конусовидных элементов и достигают стадии с первыми сложными элементами несовершенного кордилодусового типа. Иные соотношения темпов развития трех линий отмечаются в раннем ордовике. Относительная замедленность развития присуща линии Proconodon-tus, когда ее прогресс связывается исключительно с усложнением кордилодусовых элементов. В линиях Hirsutodontus и Teridontus наступает активная стадия эволюции в тепловодных бассейнах.

Таким образом, основное значение для расчленения и корреляции пограничных отложений кембрия и ордовика имеет линия Proconodontus (рис. 3.1.1). Использование этой линии возможно в пределах трех палеобиогеографических областей (Дубинина, 1998). Линии Teridontus и Hirsutodontus могут быть применены для детального расчленения нижнего ордовика в тепловодной и, в меньшей степени, переходной палеобиогеографических областях. Линия Hirsutodontus, кроме того, имеет значение для зональной стратиграфии верхней части верхнего кембрия тепловодной и переходной областей.

Очевидно, можно также ожидать и относительно высокую скорость развития (пока предполагаемой) дотремпильонской части линии Teridontus, и, следовательно, рассчитывать на ее использование для зональной стратиграфии нижней части верхнего кембрия (Dubinina, 1998b). В этой связи особое внимание следует обратить на учет фактора смещения во времени темпов развития эуконодонтов трех основных линий.

Выделение в развитии конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика основных этапов и рубежей проводится с учетом, главным образом, изменений в линиях развития эуконодонтов, а также анализа прото- и параконодонтов. Обобщение данных о развитии конодонтов в трех палеобиогеографических областях дает возможность приблизиться к выделению глобальных этапов эволюции этой группы (Дубинина, 1998).

Установление основных (крупных) этапов и рубежей в развитии конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика и проведение подобного анализа для трилобитов (Аполлонов, 1992) позволяет обосновать выделение подразделений общей и региональной шкал (Аполлонов, Чугаева, 1983; Чугаева и др., 1989; Аполлонов, 1992). В этом их основное значение. Этапы же третьего или четвертого порядков соответствуют зональному или подзональному рангу стратиграфических подразделений.

Существенно, что во всех зональных шкалах верхнего кембрия и нижнего ордовика в пограничном интервале выделяется тождественная последовательность пяти конодонтовых зон – Eoconodontus notchpeakensis–Cordylodus proavus–Cordylodus intermedius–Cordylodus lindstromi–Cordylodus angulatus, имеющих субглобальное распространение. Последовательность основана на переемственности в развитии космополитных индекс-видов линии Proconodontus. Поэтому не случайно, что именно последовательность конодонтовых зон решено использовать как основу при определении положения границы кембрия и ордовика. В остальных своих частях шкалы различных регионов мира отличаются друг от друга в большей или меньшей степени, что связано с провинциализмом в распределении конодонтов и их зависимостью от фаций.

Сравнительный обзор известных на сегодняшний день биостратиграфических данных по Южному, Центральному Казахстану, Китаю, США, Канаде, Мексике, Аргентине, Австралии, Европе еще раз убеждает в высоком корреляционном потенциале древнейших конодонтов (Дубинина, в печати).

Методы корреляции толщ по разным группам фауны

Конодонты, трилобиты и граптолиты, используемые в стратиграфии верхнего кембрия и ордовика, обладают разными возможностями для удаленной корреляции. В этом отношении ведущая роль также принадлежит конодонтам. Эта группа обеспечивает межконтинентальную корреляцию пограничных отложений, которая, однако, достигается путем сопоставления зональных шкал трех палеобиогеографических областей.

Анализ закономерностей пространственного распределения конодонтов в разных палеогеографических ситуациях; метод “тонких турбидитов”

Рассматривая различные модели палеобиогеографической зональности по конодонтам и признавая существование двух основных областей: тепловодной [Т] и холодноводной [Х] (Miller, 1984), представляется целесообразным выделение третьей самостоятельной, переходной [П] области (Dubinina, 1991). Это необходимо прежде всего для обоснования корреляции существенно различных тепловодных и холодноводных конодонтовых ассоциаций. С этой целью используется сонахождение в ассоциациях переходной области угнетенных тепловодных и различных наборов относительно холодноводных и холодноводных компонентов конодонтовых сообществ, обитавших ниже и выше уровня термоклина в низких и средних палеоширотах (рис. 3.1.2, 3.1.3).

Для выявления закономерностей пространственного распределения конодонтов проводятся качественный и количественный анализы состава последовательных зональных ассоциаций. В соответствующих обстановках (фации склона) при анализе таксономической структуры в тафоценозах дифференцируются автохтонные и аллохтонные элементы (компоненты) комплексов; последние считаются одновозрастными, перемещенными турбидитными потоками из еще неконсолидорованного осадка относительно мелководных участков. Прослеженные особенности изменения конодонтовых ассоциаций во времени позволяют установить закономерности в смене доминант, разнообразия и плотности популяций, что дает возможность оценить динамику зональных популяций для каждой области отдельно в пределах всего кембро-ордовикского интервала. Поясним это некоторыми примерами.

Итак, сравнение одновозрастных конодонтовых сообществ из различных палеообстановок Х, Т и П областей сопровождается анализом соотношения основных компонентов конодонтовых ассоциаций для конкретных интервалов времени (Dubinina, 1991).

Конодонтовые ассоциации переходной области анализируются из отложений, образовавшихся заведомо in situ, и из тонких турбидитов.

Понятно, что для изучения сообществ любой области, в том числе и переходной, предпочти-

Рис. 3.1.2. Палеопацифика. Соотношение различных обстановок обитания конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике. Общая модель Х. Кука и М. Тейлора (Cook, Taylor, 1977) с дополнениями (Dubinina, 1991): Т – тепловодные виды (и сообщества) конодонтов); ОХ – относительно холодноводные виды; Х – холодноводные виды; Т′ – угнетенные Т виды; ОХ′ – угнетенные ОХ виды; Х′ и Х″ – варианты холодноводных сообществ; П – область обитания Т′, ОХ, ОХ′ и Х″ видов; — • — уровень постоянного термоклина

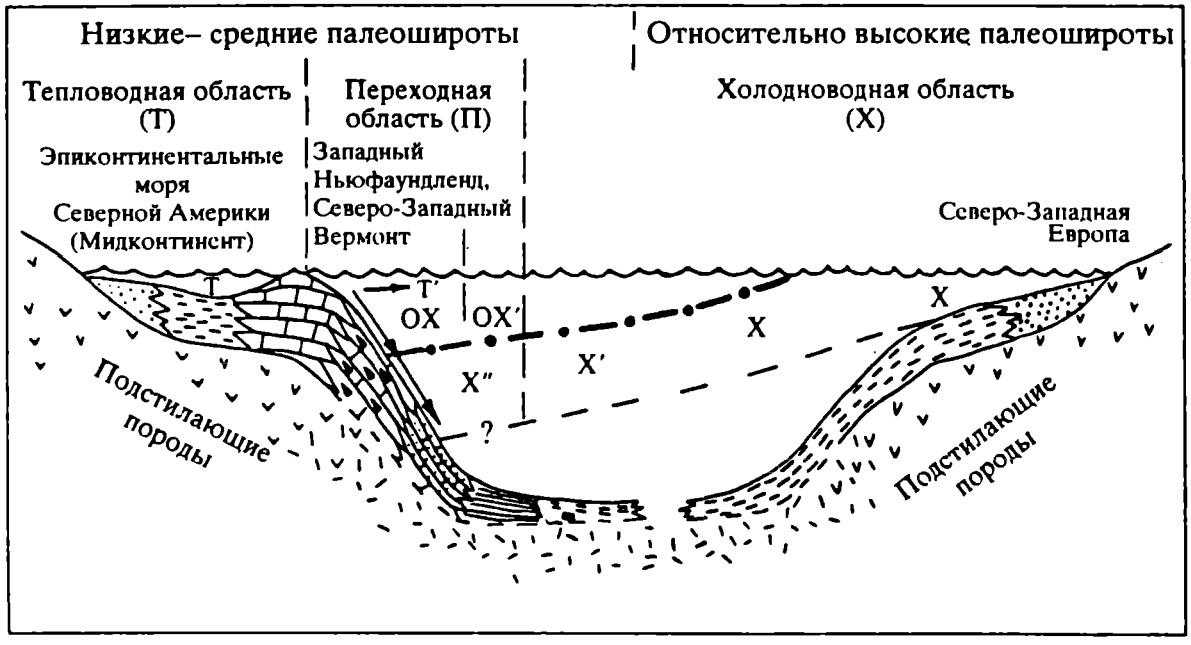


Рис. 3.1.3. Япетус. Соотношение различных обстановок обитания конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике. Общая модель М. Тейлора (Taylor, 1977) с дополнениями (Dubinina, 1991)

Условные обозначения см. на рис. 3.1.2.

тельны отложения, формирующиеся in situ. Однако в П области особого внимания заслуживают также и ассоциации конодонтов из тонких турбидитов. Соотношение в них фаунистических компонентов сходно с таковым из отложений in situ. Но существует и разница: тонкие турбидиты всегда отличаются малым процентным содержанием конодонтовых элементов, переотложенных из более мелководных и тепловодных обстановок. Такая особенность ассоциаций из тонких турбидитов неоценима при сравнении контрастных сообществ Т и П областей. Сходство соотношений фаунистических компонентов в отложениях in situ и тонких турбидитах свидетельствует также о том, что переотложению подвергаются не только угнетенные тепловодные [Т′], но и относительно холодноводные [ОХ] in situ элементы П области. В конодонтовых ассоциациях из тонких турбидитов (в том числе и в опорном батырбайском разрезе Малого Каратау) преобладают как раз относительно холодноводные

элементы. Очевидно они захватывались низкоплотностными турбидитными потоками из подстилающего неконсолидированного in situ осадка и тем самым участвовали в передвижении вниз по склону. Поэтому переотложение как мелководных (тепловодных) элементов, так и относительно холодноводных открытоморских или океанических элементов – обычный процесс для палеообстановок континентальных склонов или склонов "подводных гор" типа Малого Каратау. Элементы могут переотлагаться и в виде дискретных частиц, и в мелких обломках турбидитных потоков. Так происходит смешение различных компонентов конодонтовых комплексов П области.

Выбор же для количественного анализа ассоциаций из тонких турбидитов объясняется, главным образом, гарантией встречи в них элементов (компонентов T′), синхронно переотложенных с мелководья П области. Обычно, это очень малые в процентном отношении компоненты комплекса.

Таким образом, метод "тонких турбидитов" заключается в возможности нахождения в них редких, синхронно переотложенных[1], угнетенных тепловодных [T′] элементов П области, необходимых для обоснования корреляции существенно различных конодонтовых ассоциаций Т и П областей.

Редкие элементы из одновозрастных комплексов Т и П областей неодинаково распределены среди трех групп конодонтов. Редкие элементы в ассоциациях П области представлены эуконодонтами, в Т области – прото-, параконодонтами и иногда – эуконодонтами–иммигрантами.

Присутствие редких эуконодонтов в открытоокеанических условиях П области в отложениях in situ очевидно объясняется неблагоприятными условиями обитания (относительная холодноводность, удаленность от берега). Как уже отмечалось, в тонких турбидитах редкие эуконодонтовые элементы аллохтонны, т. е. связаны с синхронным (с формированием осадков) переносом турбидитными потоками из участков относительного мелководья П области. Если поток имеет низкую плотность и по мере продвижения захватывает подстилающий неконсолидированный осадок in situ, то содержание конодонтовых элементов в тонких турбидитах будет непосредственно зависеть от такового в отложениях in situ. Повышение же содержания эуконодонтовых элементов в ассоциациях in situ и, соответственно, увеличение доли одноименных элементов в тонких турбидитах может уже свидетельствовать о том, что открытоокеанические условия П области для эуконодонтов благоприятны (пример с Eoconodontus notchpeakensis) или даже предпочтительны (пример с E. alisonae).

Если выявление угнетенных (in situ) или синхронно переотложенных эуконодонтовых T′ элементов в ассоциациях П области важно для сравнения контрастных сообществ Т и П областей, то сопоставления с сообществами Х области осуществляются с помощью X″ компонента фауны П области.

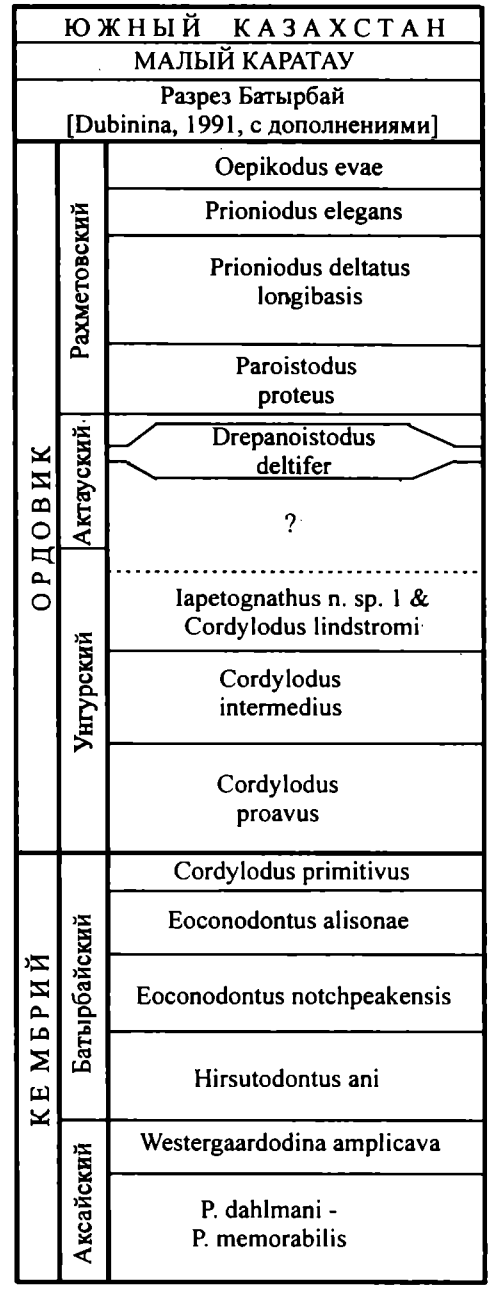


Рис. 3.1.4. Последовательность конодонтовых зон верхнего кембрия и нижнего ордовика в опорном разрезе Батырбай Малого Каратау (Dubinina, 1991)

По-видимому, будет правильным допустить, что те виды, которые в переходной области "преодолевали" рубеж постоянного термоклина, могли обитать и в холодноводной области. Вот почему анализ соотношений фаунистических компонентов П области может дать прогноз вероятности встречи в Х области ряда видов, отсутствие которых здесь явно связано с недостаточной изученностью мате-

[1] Синхронность переотложения форм часто трудно доказуема для турбидитов континентальных склонов (см. заключение).

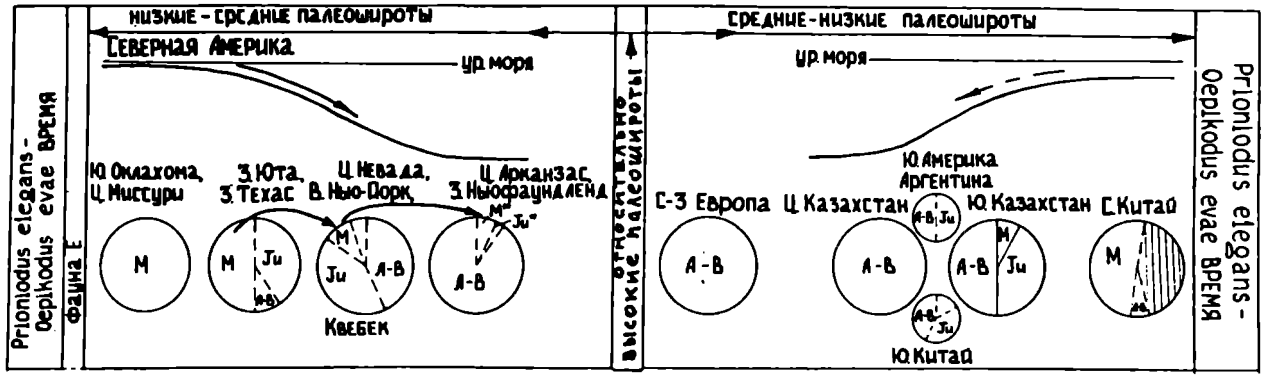


Рис. 3.1.5. Сравнение одновозрастных конодонтовых ассоциаций Т, П и Х областей времени elegans - evae среднего аренига (Dubinina, 1991 с изменениями):

Фаунистические компоненты: [А–Б] – Акадо-Балтийский; [М] – Мидконтинентальный; [Ju=Ю] – Юаногнатусовый. Западная Юта (Ethington, Clark, 1981); Квебек (Landing, Ludvigsen, 1984; Landing et al., 1986); Западный Ньюфаундленд (Fåhraeus, Nowlan, 1978); восточный Нью-Йорк (Landing, 1976); Аргентина (Serpagli, 1974); Южный Китай (Zeng et al., 1983); южная Оклахома, центральный Миссури, западный Техас, центральный Арканзас (Ethington, Repetski, 1984); центральная Невада (Ethington, 1972, 1979); Северо-Западная Европа (Kaljo et al., 1986); Северный Китай (An, 1982; An et al., 1983); Южный Казахстан (Dubinina, 1991); Центральный Казахстан (Dubinina, 1998 a)

риала. С другой стороны, возможно решить и обратную задачу: по разнообразию ассоциаций Х области – восстановить холодноводный компонент фауны П области.

Контраст между сообществами П и Т областей подтверждается противоположным соотношением фаунистических компонентов в соответствующих одновозрастных ассоциациях.

Так, в начале батырбайского века (время Hirsutodontus ani) (рис. 3.1.4) в сообществах Т-области преобладают примитивные эуконодонты, а в П области (Южный Казахстан, Западный Ньюфаундленд, центральная Невада) наоборот: прото- и параконодонты – разнообразны и многочисленны, а стратиграфически важные эуконодонты относительно редки или единичны, что свидетельствует об угнетенности последних в открытоокеанических условиях. Тем не менее, примитивные эуконодонты легко восстанавливаются здесь как аллохтонные составляющие комплексов.

Рубеж, связанный с появлением со времени proavus представителей родов Hirsutodontus, Fryxellodontus и Clavohamulus, можно проследить в Т и П областях. В первом случае они многочисленны, во втором – крайне редки.

По такому же принципу распределены компоненты конодонтовой фауны времени Cordylodus intermedius. Характерные для этого времени новые представители линии Teridontus (Utahconus, Monocostodus, Semiacontiodus) и линии Hirsutodontus (H. simplex) многочисленны в тепловодной, редки в переходной и отсутствуют в холодноводной областях.

Значительный интерес представляет типизация разнообразных обстановок обитания среднеаренигских (время elegans – evae) сообществ конодонтов по соотношению трех фаунистических компонентов: Акадо-Балтийского (А-Б), Мидконтинентального (М) и Юаногнатусового (Ju=Ю) (рис. 3.1.5). Их определенные сочетания в ассоциациях переходной области используются для уверенного сопоставления холодноводных и тепловодных сообществ (Dubinina, 1991, 1998a).

Юаногнатусовый компонент (Lindström, 1976), появляющийся в конодонтовой фауне со времени elegens – evae, характерен только для ассоциаций П области. Следует отметить также, что если А-Б и М компоненты в определенных палеообстановках могут стать основой для одноименных и полярных сообществ, то Ю компонент не известен в качестве самостоятельной единицы (Ю популяции). Встречаемость его только в сочетании с М, А-Б или обоими компонентами решает проблему сопоставления холодноводных (А-Б) и тепловодных (М) сообществ и фаунистических областей.

Сообщества П области хорошо изучены в Северной Америке по соответствующей им серии биофаций (Ethington, Repetski, 1984). Исследованы биофации открытого шельфа (западный Техас, западная Юта), склона (центральная Невада, восточный Нью-Йорк, Квебек), подножия склона и бассейновой впадины (центральный Арканзас, центральная Невада, Западный Ньюфаундленд). Каждая из конодонтовых ассоциаций характеризуется определенным соотношением трех типов фаунистических компонентов: М, Ю и А-Б. Постепенность же смены палеообстановок в пределах Североамериканского континента дает возможность проследить не "жесткий", а очень "подвижный" вариант распределения М, Ю и А-Б компонентов в перечисленных ассоциациях. Очевидно Ю компонент представляет собой некое условное "ядро" ассоциаций П области времени elegans – evae (на рис. 3.1.2, 3.1.3 – это относительно холодноводный компонент). Для Ю компонента наиболее благоприятны обстановки открытого шельфа (Ethington, Clark, 1981; Repetski, 1982) и склона (Landing, 1976; Lan-ding, Ludvigsen, 1984); для А-Б компонента – обстановки подножия склона и бассейно-

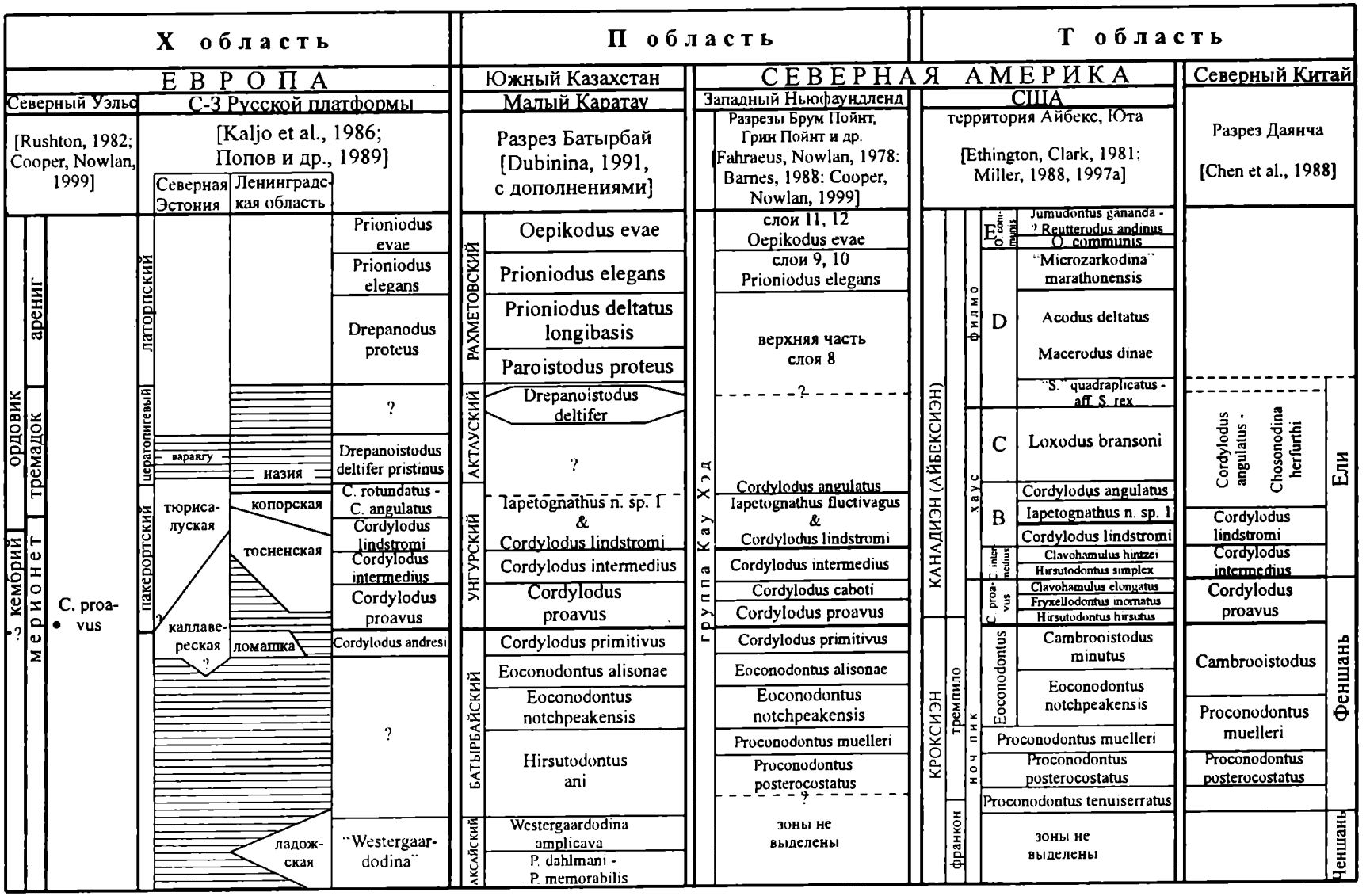


Рис. 3.1.6. Сопоставление конодонтовых шкал холодноводной, переходной и тепловодной областей

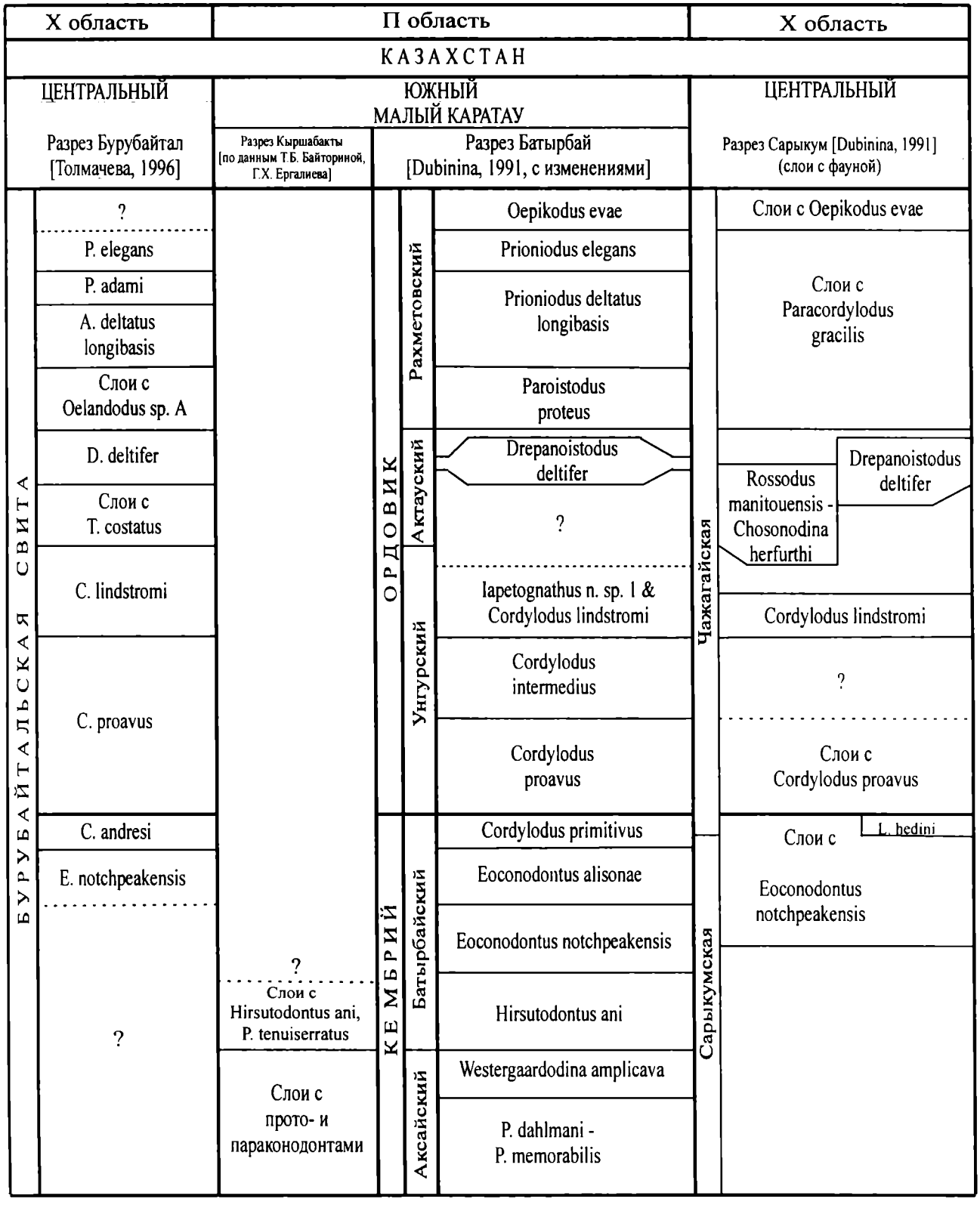


Рис. 3.1.7. Варианты шкал переходной и холодноводной областей (на примере разрезов Южного и Центрального Казахстана, соответственно)

вой впадины (Fähraeus, Nowlan, 1978; Ethington, Repetski, 1984), где М и Ю компоненты обычно крайне угнетены.

Сообщества П области известны также в Южном Китае (An et al., 1981; Zeng et al., 1983), Аргентине (Serpagli, 1974), Центральной Австралии (Cooper, 1981) и Южном Казахстане (разрез Батырбай) (Dubinina, 1991). В батырбайском разрезе Ю, А-Б и М компоненты составляют, соответственно, 47%, 50% и 3% комплекса. По соотношению компонентов изученный комплекс наиболее близок к североамериканскому из обстановки континентального склона (рис. 3.1.5).

Таким образом, для среднего аренига роль ассоциаций П области, содержащих Ю компонент, неоценима при сопоставлении комплексов Т и Х областей.

В целом же, выводы о закономерностях провинциальных и биофациальных различий конодонтов представляют большую ценность для проведения широких пространственных корреляций верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений на зональной основе. Палеобиогеографический анализ конодонтов позволяет понять, что все многообразие региональных шкал можно свести к трем основным типам, отвечающим трем палеобиогеографическим областям. Наиболее детальная – шкала тепловодной области (Miller, 1988, 1996) (рис. 3.1.6). Сопоставление шкал Т и Х областей достигается с помощью пока немногочисленных вариантов шкал П области. К их числу относится и "батырбайская" шкала Южного Казахстана (Dubinina, 1991). "Са-рыкумская" (Dubinina, 1991) и "бурубайтальская" (Толмачева, 1996) (Центральный Казахстан) – соответственно, варианты шкал Х области (рис. 3.1.7).

Возможности межпровинциальной корреляции толщ по трилобитам

Трилобиты – группа фауны, которая особенно отличается зависимостью от фаций и провинциализмом в распределении.

Модель пространственного распределения трилобитов, предложенная М.Тэйлором (Taylor, 1977) (рис. 3.1.8), построена в соответствии с предполагаемой для позднего кембрия широтной климатической зональностью. По мнению М.Тейлора принцип пространственного распределения трилобитов позднего кембрия и голоценовых изопод (Menzies et al., 1973), с учетом некоторых оговорок, вполне может служить примером для разработки палеозоогеографической модели позднего кембрия. Анализ позднекембрийских трилобитовых биофаций от крайне мелководных (Миннесота, Висконсин, Монтана) до относительно глубоководных (центральная Невада) палеообстановок показал, что таксономический состав низкоширотных трилобитовых сообществ подвержен особенно резким изменениям на двух батиметрических рубежах (Taylor, 1977). Первый рубеж намечен между шельфом и склоном; второй – между условными "верхним" и "нижним" склоном. В последнем случае различие трилобитовых биофаций наиболее контрастно и обусловлено, по-видимому, разницей температур водных масс над и под уровнем постоянного термоклина. По сути, такого рода температурный "барьер" отделяет друг от друга сообщества, относимые к разным трилобитовым провинциям (Cook, Taylor, 1975, 1977; Taylor, Cook, 1976; Taylor, 1976, 1977) (рис. 3.1.9).

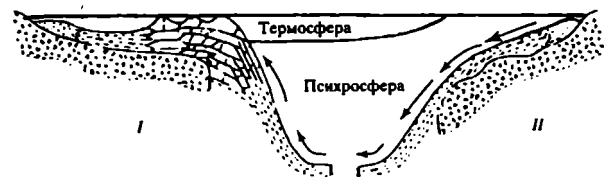


Рис. 3.1.8. Модель пространственного распределения трилобитов позднего кембрия, основанная на предполагаемой широтной климатической зональности (Taylor, 1977):

I – стеногеографическая трилобитовая фауна, обитающая на шельфах в пределах теплого климатического пояса; II – эвригеографическая трилобитовая фауна, обитающая на шельфах в пределах холодного климатического пояса и в открытоокеанических бассейнах

Пример перехода от шельфовых к склоновым фациям (и биофациям) детально изучен М. Тейлором и Х. Куком (Taylor, 1976, 1977; Taylor, Cook, 1976; Cook, Egbert, 1981) в пересечении с востока на запад от разреза, расположенного в восточной Неваде в каньоне Соумилл центральной части хребта Эган, к разрезам Тибо и Хот Крик хребта Хот Крик центральной Невады.

В разрезе Соумилл хребта Эган отложения включают различные типы карбонатных пород, среди которых преобладают светлые грубозернистые разности известняков, чередующиеся или ассоциирующие со строматолитовыми постройками и образовавшиеся в условиях мелководного шельфа. Мелководная и тепловодная трилобитовая фауна разреза Соумилл относится М.Тейлором к Североамериканской фаунистической провинции (Taylor, Cook, 1976; Taylor at al., 1989) (рис. 3.1.9, 3.1.10). Фауна включает виды родов, принадлежащих семействам и подсемействам Plethopeltidae, Eurekiinae, Catillicephalidae, Ptychaspididae, Saukiidae и в меньшем количестве – Dikelocephalidae. Эта фауна обильна в основном в калькаренитовых прослоях, тогда как массивные строматолитовые известняки ею в значительной степени обеднены.

Иная закономерность в формировании фаунистических комплексов свойственна склоновым фациям, которые развиты в 170 км к западу от разреза Соумилл хребта Эган и изучены в разрезах Тибо и Хот Крик центральной части Невады. Мощность этих разрезов меньше восточных примерно на 3/4.

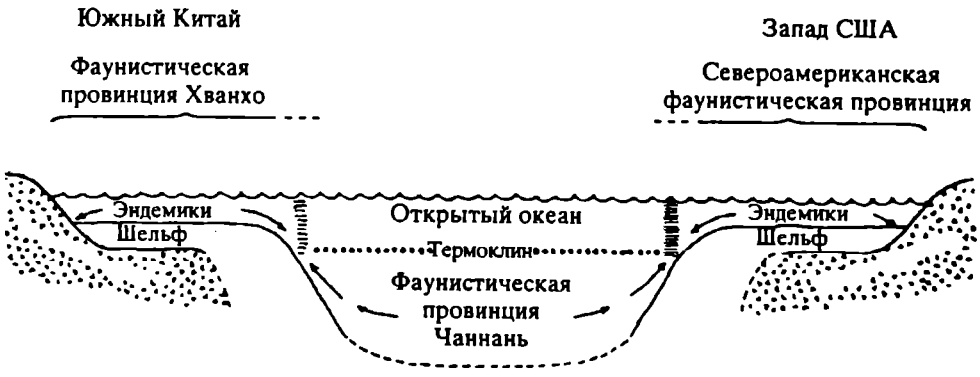


Рис. 3.1.9. Палеообстановки, соответствующие фаунистическим провинциям Хванхо, Чаннань и Североамериканской провинции, выделенным по трилобитам (Taylor, Cook, 1976)

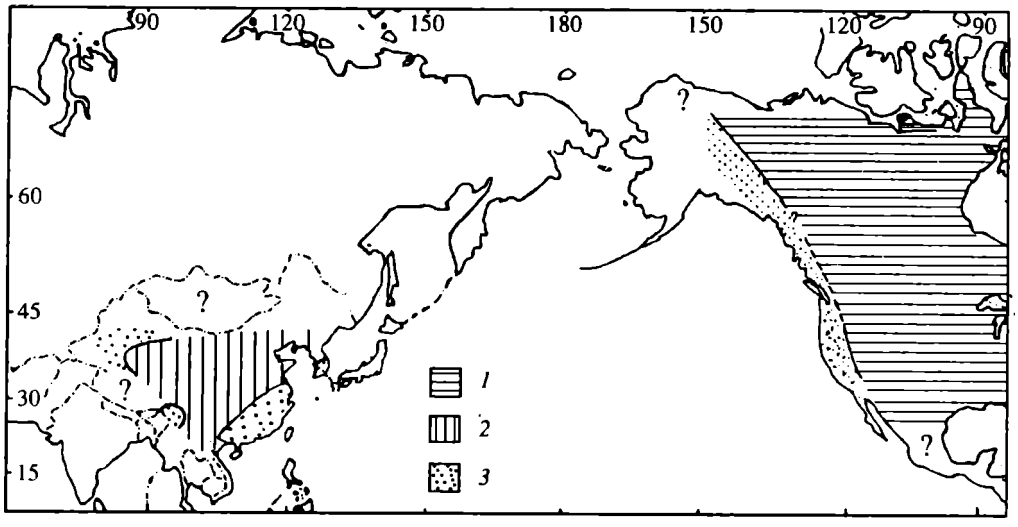


Рис. 3.1.10. Палеобиогеография трилобитов позднего кембрия (Taylor, 1976):
Фаунистические провинции: 1 – Североамериканская; 2 – Хванхо; 3 – Чаннань

Отложения представлены темно-серыми тонкослоистыми пиритизированными известково-глинистыми породами и сланцами (глубоководными, образовавшимися in situ в условиях гемипелагиали), чередующимися с большим количеством оползневых тел и отложений гравитационных потоков, перенесенных с востока с мелководного шельфа (или с высоких частей склона) и переотложенных в глубоководной обстановке бассейна. Соответственно, в автохтонной и аллохтонной разностях пород установлено два типа трилобитовых комплексов, независимых друг от друга и полностью различающихся таксономически.

Первый комплекс, ассоциирующий с тонкослоистыми темно-серыми глинистыми известняками и сланцами, – автохтонный (in situ комплекс). Он представлен обычно многочисленными, как правило ненарушенными (целыми) экземплярами (панцирями), лишенными сортировки по размеру и ориентированными параллельно поверхности напластования. Комплекс включает виды Hedinaspis, Charchaqia, Westergaardites, Richardsonella, Lotagnostus и некоторые другие агностиды, широко распространенные в пределах трилобитовой фаунистической провинции Чаннань (Kobayashi, 1967; Taylor, 1976) (см. ниже).

Второй трилобитовый комплекс – аллохтонный, получен из матрикса известковых брекчий и из светло-серых грубозернистых известняков; обычно содержит обломанные, хорошо отсортированные панцири, представленные, главным образом, элементами фауны Hungaia, распространенной в позднем кембрии в пределах карбонатного шельфа Северной Америки.

Если первый комплекс включает трилобиты, обитавшие in situ на глубине (в относительно холодноводных условиях ниже уровня термоклина), то второй содержит переотложенные трилобиты, обитавшие (выше уровня термоклина) у верхней кромки склона или в условиях тепловодного шельфа на востоке Большого Бассейна (в частности, в районе хребта Эган восточной Невады) и перенесенные на запад турбидитными и дебризными потоками на глубину бассейна. Т. е. аллохтонный

комплекс в центральной Неваде аналогичен комплексу, известному на востоке Большого Бассейна in situ.

Итак, позднекембрийская (позднефранконская-раннетремпильонская) Североамериканская фаунистическая провинция содержит эндемичную трилобитовую фауну Hungaia, обитавшую в тропиках и субтропиках на обширных пространствах мелководных шельфов Северной Америки. Эта фауна существенно отличается от относительно глубоководных (обитавших, по-видимому, ниже уровня термоклина) и более космополитных трилобитовых сообществ с Hedinaspis, Charchaqia, Lotagnostus и др., характеризующих провинцию Чаннань. По протяженности данная провинция не сравнима ни с одной из низкоширотных шельфовых провинций (см. рис. 3.1.9, 3.1.10). Таксономическая однородность глубоководной фауны провинции Чаннань отмечается как в Северной Америке, так и в Азии: в Северной Америке – от восточной Аляски (Palmer, 1968) до центральной Невады (Cook, Taylor, 1975; 1977; Taylor, 1976, 1977); в Азии – соответственно, в Северо-Западном, Юго-Восточном Китае, Корее (Troedsson, 1937; Lu, 1954; Kobayashi, 1967; Lu et al., 1974, 1983; Peng, 1983), а также в Большом Каратау, Улутау (Ергалиев, 1983а, б) и в Малом Каратау (Аполлонов, Чугаева, 1983а, б).

В то же время, азиатская трилобитовая фауна провинции Хванхо (Kobayashi, 1967), заселяющая тепловодные палеошельфы Северного и Южного Китая (равно как и шельфовая фауна Северной Америки), в значительной степени эндемична. Она не имеет ничего общего ни с глубоководной (Американо-Азиатской) фауной провинции Чаннань, ни, тем более, с шельфовой фауной Северной Америки.

Разобщенность и эндемизм шельфовых фаун Североамериканской и азиатской провинций Хванхо создает немалые трудности с их сопоставлением. Ясно, что прямая корреляция отложений с разнотипными шельфовыми сообществами невозможна. Единственный выход – в использовании глубоководных отложений (с единой для Азии и Америки фауной с Hedinaspis и др.), содержащих прослои с аллохтонными шельфовыми ассоциациями трилобитов. Сравнение разрезов, содержащих (в переслаивании) автохтонную фауну Hedinaspis и аллохтонную эндемичную фауну азиатского шельфа, с разрезами, сочетающими (также в переслаивании) фауну Hedinaspis с синхронно переотложенной эндемичной фауной Североамериканского шельфа, по-видимому, может помочь решить проблему межпровинциальной (межконтинентальной) корреляции отложений верхнего кембрия. Однако, если при корреляции во внимание принимается только одна группа фауны – трилобиты, то указанный способ решения проблемы можно считать единственным, по-видимому, недостаточно точным (из-за трудностей доказательства во многих случаях синхронности переотложения), и пока в значительной степени теоретическим.

Проблема решается просто только с помощью конодонтовых сообществ, по существу однотипных на всех хорошо изученных тепловодных палеошельфах, будь то шельфы Северной Америки, Китая или Австралии. На одну тепловодную фаунистическую область, выделенную по конодонтам (Miller, 1984), приходятся две трилобитовые шельфовые провинции в позднем кембрии (Taylor, 1976) и три в раннем ордовике (Аполлонов и др., 1992). Следовательно, корреляция трилобитовых зональных шкал различных провинций может быть осуществлена в результате сопоставления каждой из них с конодонтовой шкалой тепловодной области.

Метод привязки трилобитовых шкал к конодонтовой кажется в решении данной проблемы более надежным и простым, чем сравнительный анализ эндемичных трилобитов, перенесенных с различных палеошельфов в соответствующую глубоководную обстановку и встреченных там в переслаивании с автохтонной фауной Hedinaspis.

Предложенная М.Тейлором модель пространственного распределения трилобитов позднего кембрия, по-видимому, применима и для раннего ордовика. М.К. Аполлонов (Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992, рис. 6) выделяет в раннем ордовике (тремадоке) пять провинций. Из них три экваториальные: Североамериканская, Сибирская, Австрало-Северокитайская, одна приполярная – Тетическая и одна нотальная – Южноамериканo-Евразиатская.

Как в позднем кембрии, так и в раннем ордовике корреляция между провинциями затруднена. Каждая из трех экваториальных провинций включает преимущественно эндемичную шельфовую фауну. Относительно глубоководные сообщества с доминирующими в них оленидами и агностидами характеризуют наиболее протяженную Южноамерикано-Евразиатскую провинцию. По аналогии с позднекембрийской провинцией Чаннань, тремадокскую Южноамерикано-Евразиатскую провинцию можно рассматривать как своего рода "ловушку" для аллохтонных фаунистических компонентов шельфовых провинций и, тем самым, как основу для их дальнейшего сопоставления. Теоретически такой путь межпровинциальной корреляции возможен, но практически – довольно сложен. Использование же конодонтовой шкалы, соотнесенной с любой из трилобитовых шкал, значительно упрощает решение проблемы.

Выявление глобальных корреляционных уровней в последовательности смены биотических и абиотических событий

Как уже отмечалось, во всех зональных шкалах верхнего кембрия и нижнего ордовика, отличающихся друг от друга в разной степени, в пограничном интервале выделяется тождественная последо-

вательность пяти конодонтовых зон – notchpeakensis, proavus, intermedius, lindstromi, angulatus, имеющих субглобальное распространение.

Остается выяснить: какие уровни в конодонтовой шкале соответствуют рубежам крупнейших перестроек в составе различных групп фауны; как соотносятся эти уровни с крупными абиотическими событиями и какой характер перемен был свойственен данным рубежам в разных палеогеографических обстановках.

Событие Лэнк Рэнч

Основные фаунистические изменения на рубеже, прослеженном в основании зоны proavus, многие исследователи связывают с глобальным эвстатическим событием, названным Д.Миллером (Miller, 1984) событием Лэнк Рэнч [ЛР] (наиболее ярко оно выражено в разрезе Лэнк Рэнч центрального Техаса).

Одновременность проявления эвстазии фиксируется в большинстве разрезов на разных континентах, но особенно ярко – в мелководных платформенных разрезах: начало ЛР на карбонатных шельфах отмечено перерывами в осадконакоплении (Miller, 1984). С точки зрения Д.Миллера и других исследователей, подобное событие следует рассматривать как гляциоэвстатическое (Erdtmann, 1982; Fortey, 1984; Miller, 1984).

Лэнк Рэнч затрагивает все палеобассейны, но в каждом конкретном случае имеет свои особенности (Miller, 1984; Жемчужников, 1987; Дубинина, 1993).

С точки зрения Р. Фортея (Fortey, 1984), следствием резкого и кратковременного колебания уровня Мирового океана в начале события ЛР могли быть изменения океанической циркуляции и связанные с ними процессы быстрого распространения личиночных стадий организмов и массового появления новых форм. Это относится и к конодонтовой фауне, в которой появляются новые виды родов Hirsutodontus, Fryxellodontus, Clavohamulus, Cordylodus (в частности, появляется устойчивая кордилодусовая форма типа C. proavus).

Однако изменения конодонтовой фауны (исчезновение и появление видов) неравнозначны в различных палеообстановках (Dubinina, 1991).

Обновление фауны в холодноводной области не столь контрастно. Оно связано с изменениями в линии Proconodontus, происходящими вслед за регрессивным событием Acerocare (Erdtmann, 1984, 1986). Перерывы в осадконакоплении, зафиксированные на терригенных шельфах Акадо-Балтики, – следствие данного события. При этом, и регрессивное событие Acerocare Акадо-Балтики (Erdtmann, 1986, 1988) и эквивалентная ему регрессивная фаза события ЛР (Miller, 1984) – проявления одного и того же глобального гляциоэвстатического события (Erdtmann, 1986) (рис. 3.1.11).

Нет резкой перестройки и в сообществах переходной области: вблизи основания зоны proavus исчезают E. alisonae, редкие угнетенные тепловодные представители родов Proconodontus, Cambrooistodus и некоторые параконодонты (разрез Батырбай), а вскоре появляются C. proavus.

Контрастны только сообщества тепловодной области, в которых на данном рубеже вымирают виды родов Proconodontus, Cambrooistodus (линия Proconodontus) и появляются многочисленные C. proavus, C. primitivus, новые представители линии Hirsutodontus, а вскоре – виды Clavohamulus и Fryxellodontus. На мелководье Северной Америки расселяются угнетенные ранее T. nakamurai.

Понятно, что направленность и постепенность изменений конодонтовых комплексов, установленная на данном рубеже в переходной области, не противоречит факту коренной перестройки состава конодонтовых сообществ, наблюдаемой на этом уровне в целом в трех палеобиогеографических областях.

Динамика перемен, произошедших в линиях развития трилобитов на данном уровне (основание зоны proavus), также неравнозначна в разных палеообстановках обитания этой группы фауны.

По существу в любых мелководных отложениях (Северная Америка, Северный Китай, Австралия) на уровне основания зоны proavus отмечается кардинальная смена состава трилобитов. Сообщества трех экваториальных шельфовых провинций в основном представлены иммигрантами, не имеющими предшественников, тогда как оппортунистические элементы, связанные с кембрийской фауной, единичны или отсутствуют, т. е. в тепловодных и мелководных обстановках кратонов на этом рубеже исчезает практически вся таксономически разнообразная фауна позднего кембрия (эндемичная для каждой из трех шельфовых провинций).

С другой стороны, в относительно глубоководных сообществах обновление таксономического состава трилобитов происходит на фоне продолжающих существовать таксонов. В отличие от мелководных, в глубоководных сообществах (Южноамерикано-Евразиатская провинция) преобладают как раз оппортунистические элементы. Так, многие роды, ранее считавшиеся типично ордовикскими, возникли еще в кембрии (Hospes, Platypeltoides, Harpidoides, Geragnostus, Lejagnostus, Niobella, Diceratopyge) или имели там близкие по строению предковые формы (Macropyge, Euloma, Shumardia). В батырбайском разрезе особенно хорошо видно как на данном уровне Ketyna сменяется Euloma (Proteuloma); позднекембрийский подрод Macropyge (Promacropyge) сменяется ордовикским Macropyge (Macropyge); а Koldinioidia сменяется Shumardia (Чугаева и др., 1989). Переемственность и постепенность в развитии трилобитов Южноамерикано-Евразиатской провинции очевидна.

Таким образом, те роды, которые отсутствовали или играли в кембрийских сообществах второсте-

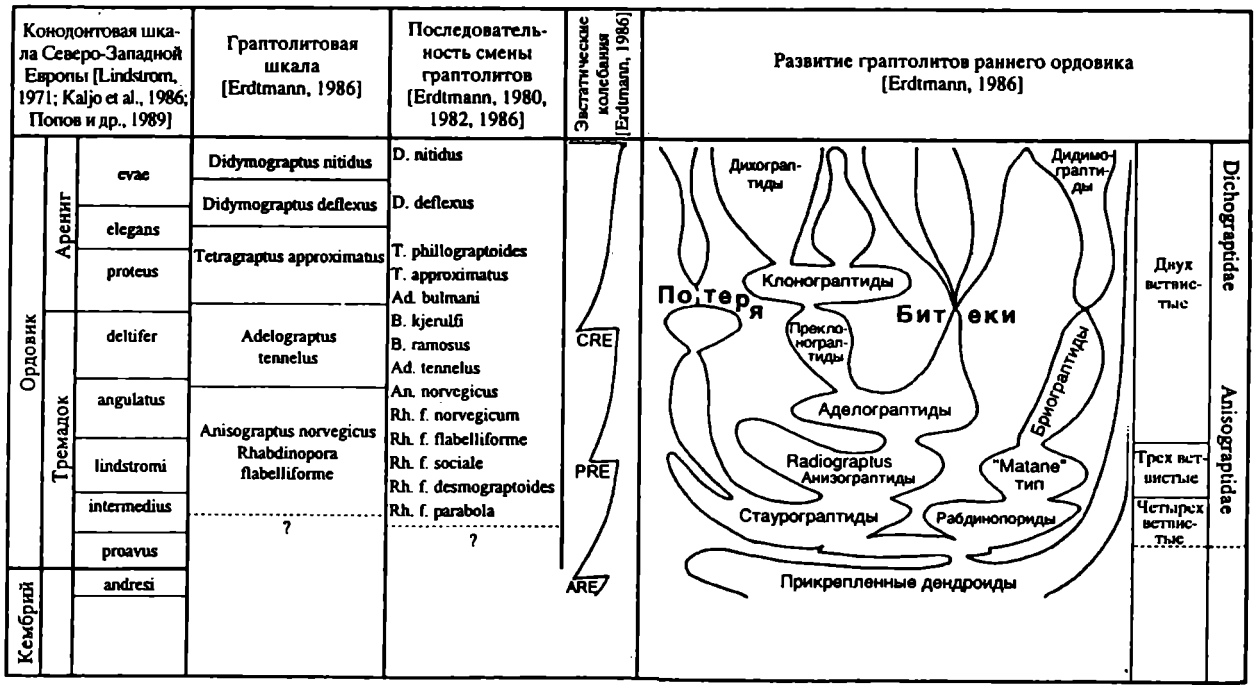


Рис. 3.1.11. Схема сопоставления биотических и абиотических событий на пограничном интервале кембро-ордовика до раннего аренига включительно (Erdtmann, 1986) с привязкой к конодонтовой шкале Северо-Западной Европы:
События: ARE – Acerocare = (Лэнк Рэнч); PRE – Peltocare; CRE – Ceratopyge

пенную роль, с основания зоны proavus становятся доминирующими: Macropyge (Macropyge), Diceratopyge, Harpides, Platypeltoides, Shumardia, Batyraspis, Niobella, Hospes, Euloma (Proteuloma) и, чуть позже, Glaphurus и Selenoharpes. Именно эти роды составляют основу тремадокского комплекса трилобитов в пределах Южноамерикано-Евразиатской провинции (Чугаева и др., 1989).

Особенно важно отметить, что основные изменения, произошедшие в конодонтовой фауне в основании зоны proavus, совпадают со временем формирования в Южноамерикано-Евразиатской провинции трилобитовых сообществ тремадокского облика (Аполлонов и др., 1992, рис. 7).

Этот же уровень в конодонтовой шкале отвечает заметному рубежу и в развитии эндемичных трилобитов шельфовых провинций. В Североамериканской провинции птихаспидный биомер сменяется хистрикуридным. Рубежом этих изменений является основание зоны Corbinia apopsis (Palmer, 1979). В Сибирской провинции появляются трилобитовые сообщества с Nyaya и Eoapatokephalus (Розова, 1968). Менее отчетливо рубеж изменений трилобитовой фауны выражен в Австрало-Северокитайской провинции (Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992).

Граптолиты – группа фауны, традиционная для ордовика. Однако именно с ней связаны основные трудности в решении самых разнообразных проблем. Одна из них касается неодновременности появления раннетремадокских граптолитов и трилобитов тремадокского облика. По существу – это проблема основания тремадока. Детально она рассмотрена М.К. Аполлоновым (Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992).

Б. Эрдтман (Erdtmann, 1986, 1988) предполагает, что глобальное похолодание, с которым связана регрессия времени Acerocare, могло стать причиной адаптации бентосных граптолитов к планктонному образу жизни. Затем, в период последующей гляциоэвстатической трансгрессии, наступил процесс быстрой радиации планктонных граптолитов.

Однако сегодня первые планктонные граптолиты Rhabdinopora praeparabola обнаружены (Грин Пойнт, Западный Ньюфаундленд) не в основании зоны proavus, т. е. не ко времени предполагаемой адаптации прикрепленных дендроидов к планктонному образу жизни, а несколько позже (чуть выше основания конодонтовой зоны Iapetognathus fluctivagus), т. е. ко времени радиации планктона (Cooper et al., 1998; Cooper, Nowlan, 1999) (рис. 3.1.12).

События Блэк Маунтин (Peltocare) и Ceratopyge

Далее, интересно выяснить: каким образом следующие за ЛР глобальные события Блэк Маунтин (Miller, 1984) или Peltocare (Erdtmann, 1986), а также событие Ceratopyge отразились на изменении состава фауны.

Эвстатическое событие Блэк Маунтин (БМ)

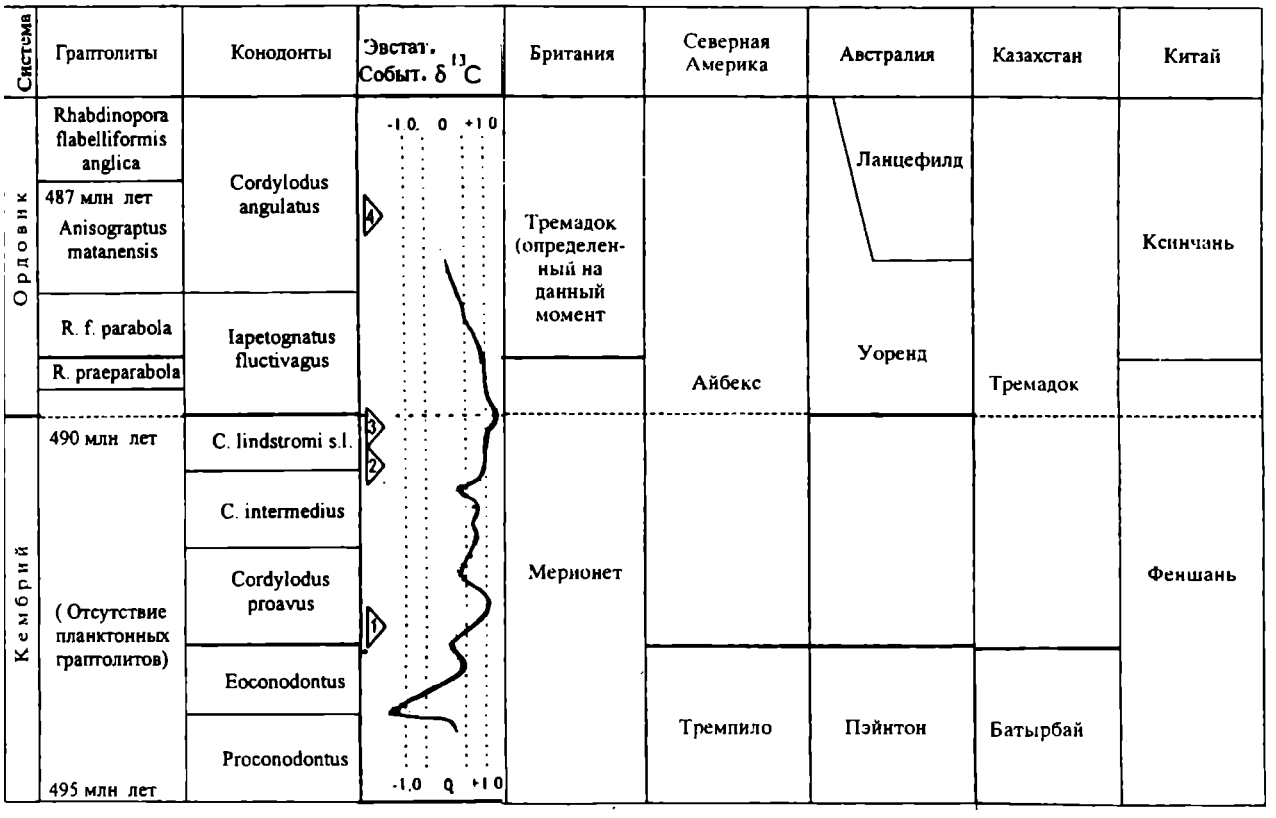


Рис. 3.1.12. Корреляция предложенной МРГ границы для основания ордовикской системы (Cooper, Nowlan, 1999):
1 – эвстатическое событие Лэнк Рэнч (многократное); 2-3 – регрессивное событие Acerocare (многократное событие); 4 – регрессивное событие Блэк Маунтин. Обобщенная кривая $\delta^{13}C$ основана на данных (Ripperdan et al., 1992, 1993) и (Ripperdan, Miller, 1995)

наиболее ярко выражено в австралийском разрезе Блэк Маунтин, где связано с фациальными изменениями, происходящими внутри пачки Корье (= основание зоны rotundatus-angulatus) формации Ниннмару (Druce et al., 1982; Miller, 1984). Проявление кратковременной эвстазии БМ фиксируется во многих разрезах Мидконтинента Северной Америки в основании зоны angulatus (Miller, 1984), но, судя по самым последним данным (Cooper, Nowlan, 1999), – чуть выше основания зоны angulatus.

С точки зрения многих исследователей (Miller, 1984; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989) событие БМ, как и предшествующее ему событие ЛР, характеризуется глобальностью и практически одновременностью проявления.

В период БМ палеоокеанографическая перестройка сопровождалась заметными изменениями в конодонтовой фауне, завершившимися в конце события БМ (в связи с тремадокской трансгрессией) появлением в Т и Х областях многочисленных таксонов без общих для обеих областей форм (Miller, 1984: Dubinina, 1991).

Изменения, происходящие в граптолитовой фауне в связи с перечисленными событиями, детально рассмотрены Б.Эрдтманом (Erdtmann, 1986, 1988). Они сведены к обобщенной схеме развития граптолитов высокого таксономического ранга (см. рис. 3.1.11). Любой значительный рубеж между этапами развития граптолитов – следствие глобальных событий Acerocare, Peltocare, Ceratopyge. Например, появление первых планктонных четырехветвистых нематофорных граптолитов (рабдинопор и стаурограптусов) связано с начальной фазой глобальной трансгрессии, последовавшей за регрессией времени Acerocare. Дальнейшее развитие трансгрессии между двумя регрессивными фазами Acerocare и Peltocare привело к появлению трехветвистых анизограптид. Ко времени, отвечающему как раз максимуму трансгрессии, анизограпиды проникли на карбонатные и тепловодные шельфы[1]). До этого времени планктонные граптолиты были известны в пределах низких палеоширот только в относительно глубоководной обстановке, но никак не на карбонатных шельфах.

В период новой трансгрессии после регрессивного события Peltocare = Блэк Маунтин [БМ] грап-

[1] Вот почему трехветвистые анизограптиды известны не только в атлантическом, но и в тихоокеанском типах разрезов (Цай, 1988а,б).

толиты приобрели двухветвистых представителей в линиях развития аделограптид, бриограптид и преклонограптид. Что касается раннеаренигской трансгрессии после события Ceratopyge, то с ней связаны довольно существенные изменения граптолитов, лишившихся битеки. Это клонограптиды, дидимограптиды, дихограптиды и др. (Erdtmann, 1986, 1988).

Точное соотношение граптолитовых и конодонтовых зон в интервале от основания зоны proavus до нижнего аренига включительно (зона evae) пока не совсем ясно. В целом, по схеме Б. Эрдтмана, соотношение конодонтовых и граптолитовых подразделений прогнозируется таким образом (Erdtmann, 1980, 1982, 1986, 1988) (см. рис. 3.1.11):

1) на уровне зоны intermedius или еще ниже – в верхней или даже нижней части зоны proavus – не исключается возможность обнаружения (в разрезах атлантического типа) четырехветвистых рабдинопор и стаурограптусов;

2) появление трехветвистых анизограптид (Anisograptus richardsoni, A. norvegicus) возможно на уровне верхней части зоны Cordylodus lindstromi или чуть выше (в основании зоны angulatus);

3) двухветвистые аделограптиды, биограптиды и преклонограптиды характерны для времени angulatus и deltifer. Наиболее ранние из них – Adelograptus tenellus и Bryograptus ramosus;

4) лишенные битеки клонограптиды, дидимограптиды, дихограптиды и другие представители раннего аренига (время proteus, elegans).

Следует подчеркнуть, что из всех перечисленных выше уровней именно первый (основание зоны proavus) отмечен наиболее существенными фаунистическими изменениями. На этом уровне в Южноамерикано-Евразиатской провинции появляются трилобиты тремадокского облика; значительно меняются трилобитовые сообщества Североамериканской и Сибирской провинций; происходит кардинальная перестройка в составе конодонтовых сообществ. И все это – следствие одного из самых крупных (для кембро-ордовика) эвстатических событий Лэнк Рэнч.

Сверхдетальность расчленения, основанная на уточнении начала глобального эвстатического события Лэнк Рэнч

Сохранность осадков регрессивной фазы события ЛР, т. е. непрерывность процесса осадконакопления в период регрессии – явление, безусловно, редкое, особенно на фоне обычных для регрессии эрозионных процессов на континентальных склонах (Западный Ньюфаундленд, центральная Невада), а также перерывов в осадконакоплении на шельфах. Между тем только непрерывность осадконакопления регрессивной фазы ЛР может дать полное представление о последовательности смены конодонтовых ассоциаций за этот короткий промежуток времени. Пример тому разрез Батырбай.

Детальные седиментологические исследования, проведенные В.Г. Жемчужниковым (1990) и Х. Куком (Cook et al., 1989, 1991), показали, что в раннем палеозое Малый Каратау представлял собой сложенную карбонатами подводную гору, изолированную от континентального массива. Батырбайский и соседний с ним Кыршабактинский разрезы располагались на северо-восточном краю этой горы. Очевидно, относительная маломощность эрозионных процессов на склонах подводной горы Малого Каратау (в отличие от таковых на континентальных склонах) и предопределила сохранность осадков начальной регрессивной фазы события ЛР в разрезе Батырбай.

Рассмотрим интервал 102–109 м батырбайского разреза, соответствующий зоне Cordylodus primitivus. Глубоководные известняки (отм. 102–107 м) сменяются мелководными (отм. 107–107.5 м), т. е. регрессию ЛР предваряет резкая и кратковременная трансгрессия (Жемчужников, 1987, рис. 1). Однако стоит особо отметить "пик" трансгрессии (отм. 103,4–104 м – черные кальцисилтиты с микроградационной слоистостью) и "пик" регрессии (отм. 107–107.5 м – известняки с фенестральной текстурой – признак крайнего мелководья). Таким образом, в интервале разреза от 104.1 до 107.5 м мы уже имеем осадки регрессивной фазы события ЛР (рис. 3.1.13).

Теперь проанализируем конодонтовые сообщества времени Cordylodus primitivus (рис. 3.1.14). Оно связано с появлением в переходной [П] области примитивных кордилодусов C. primitivus и с продолжающим существовать в холодноводной [X] области – C. andresi. Проникновение же этих видов в Т область происходит немного позднее – со времени Cordylodus proavus.

Данные по разрезу Батырбай показывают, что время primitivus можно разделить на две фазы. В первую (раннюю) фазу, соответствующую накоплению осадков 102–104 м интервала разреза, в П области (Батырбай) примитивные кордилодусы сосуществуют с прото-, параконодонтами, E. notchpeakensis, с более редкими (чем в предыдущий период времени alisonae) E. alisonae, T. nakamurai и с единичными угнетенными тепловодными представителями родов Cambrooistodus и Proconodontus (соотношение перечисленных компонентов в ассоциациях батырбайского разреза см. на рис. 3.1.14).

Аналоги конодонтовых сообществ Батырбая отмечаются для ранней фазы primitivus как в Т, так и в Х областях. В первой (тепловодной) области (эпиконтинентальные моря Северной Америки, Северного Китая, Австралии) они практически ничем не отличаются от сообществ времени alisonae. Небольшим изменениям подвержены также и холодноводные сообщества Северо-Западной Европы. В них доминирует C. andresi, дополненный прото-, параконодонтами и E. notchpeakensis.

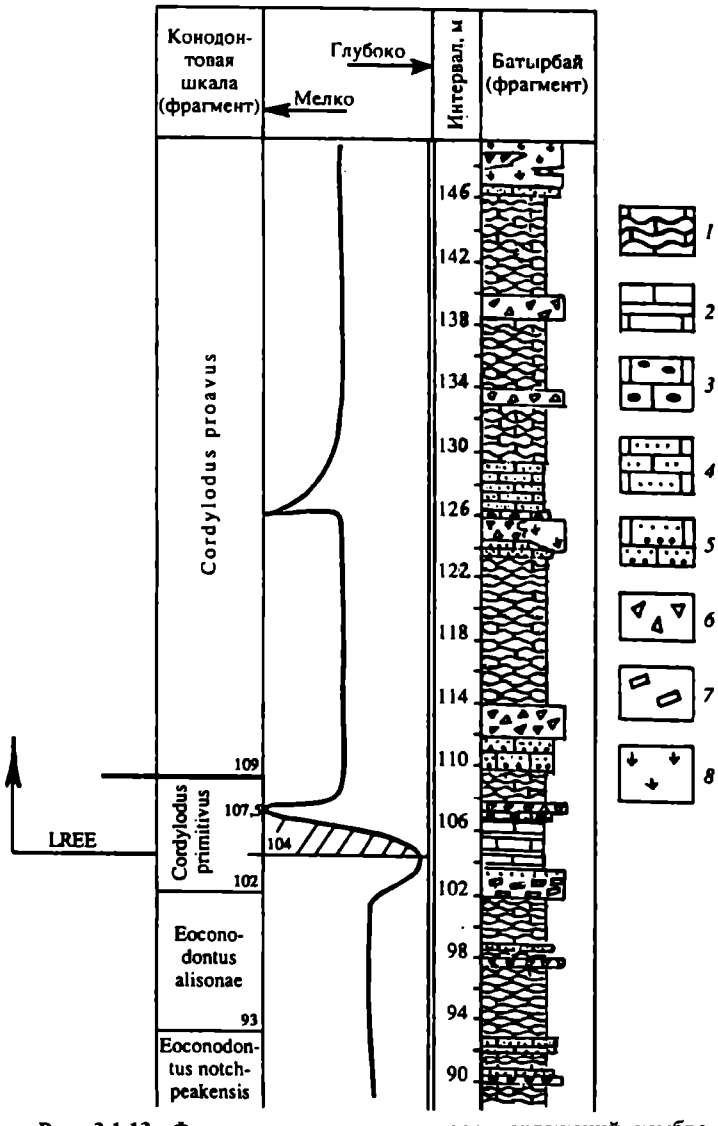


Рис. 3.1.13. Фрагмент последовательности отложений кембро-ордовика, кривой эвстатического события Лэнк Рэнч [ЛР] и конодонтовой шкалы опорного разреза Батырбай Южного Казахстана (по В.Г. Жемчужникову [1987] с изменениями):

1 – тонкоплитчатые волнисто-слоистые мелкозернистые калькарениты и пеллоидные известняки; 2 – тонко- и среднеплитчатые известняки с микроградационной текстурой; 3 – известняки с фенестральной текстурой; 4 – калькарениты; 5 – калькарениты с градационной текстурой; 6 – брекчии известняков; 7 – плоскообломочные брекчии известняков; 8 – биогермы эпифитоновых известняков

LREE – эвстатическое событие Лэнк Рэнч

К концу первой фазы типичный для П области E. alisonae вымирает (Батырбай). В синхронно переотложенных ассоциациях из тонких турбидитов батырбайского разреза исчезают, соответственно, редкие тепловодные элементы [Т'], принадлежащие видам родов Proconodontus и Cambrooistodus, что объясняется естественным процессом вымирания данных видов на мелководье. Этот факт дает основание полагать, что к концу ранней фазы primitivus вымирание тепловодных видов Proconodontus и Cambrooistodus происходило в Т области в целом. Возможно оно действительно было связано с сильным похолоданием, приведшим к резкому падению уровня моря и, как следствие – к перерывам в мелководных отложениях Северной Америки, Северного Китая, Австралии (Т область), Северной Эстонии (Х область). Подобные явления, несомненно, отвечают эвстатическому событию Лэнк Рэнч, начавшемуся, однако, не со времени Cordylodus proavus, как считал Д. Миллер (Miller, 1984), а с середины времени Cordylodus primitivus (Dubinina, 1991; Дубинина, 1993) (см. рис. 3.1.14).

Сообщества второй фазы времени primitivus, соответствующей накоплению осадков регрессивной фазы события ЛР в интервале разреза 104,1–107,5 м, представлены примитивными кордилодусами, E. notchpeakensis, прото- и параконодонтами (см. рис. 3.1.13, 3.1.14).

Аналогов конодонтовых сообществ батырбайского разреза не удается сейчас обнаружить не только в мелководных бассейнах Т и Х областей, но и в проксимальных или более или менее дистальных частях океанических акваторий П области (Западный Ньюфаундленд) из-за перерывов в осадконакоплении на шельфах и интенсивности эрозионных процессов на континентальных склонах. Возможно, глубоководные обстановки Х области (Центральный Казахстан, Северо-Западный Китай) окажутся перспективными для поиска сообществ этой фазы времени primitivus.

Итак, начало события ЛР (середина зоны primitivus) и фаунистические изменения в основании зоны proavus – не совпадающие, хотя и близкие по времени события. Первое событие сменяется вторым через очень короткий промежуток вре-мени, соответствующий второй фазе времени Cor-dylodus primitivus и измеряемый, по-видимому, тысячами лет. В масштабах геологического времени подобное расхождение во времени минимально.

Однако сам факт уточнения начала события Лэнк Рэнч имеет принципиальное значение: 1) он подтверждает ту детальность исследования (и расчленения отложений), которая достигнута на данном этапе в кембро-ордовикском интервале; 2) демонстрирует, что единственным разрезом в мире, на котором можно было его установить, является разрез Батырбай и, наконец, 3) показывает, что перестройку в конодонтовых и трилобитовых сообществах в основании зоны proavus можно рассматривать как непосредственное следствие этого события.

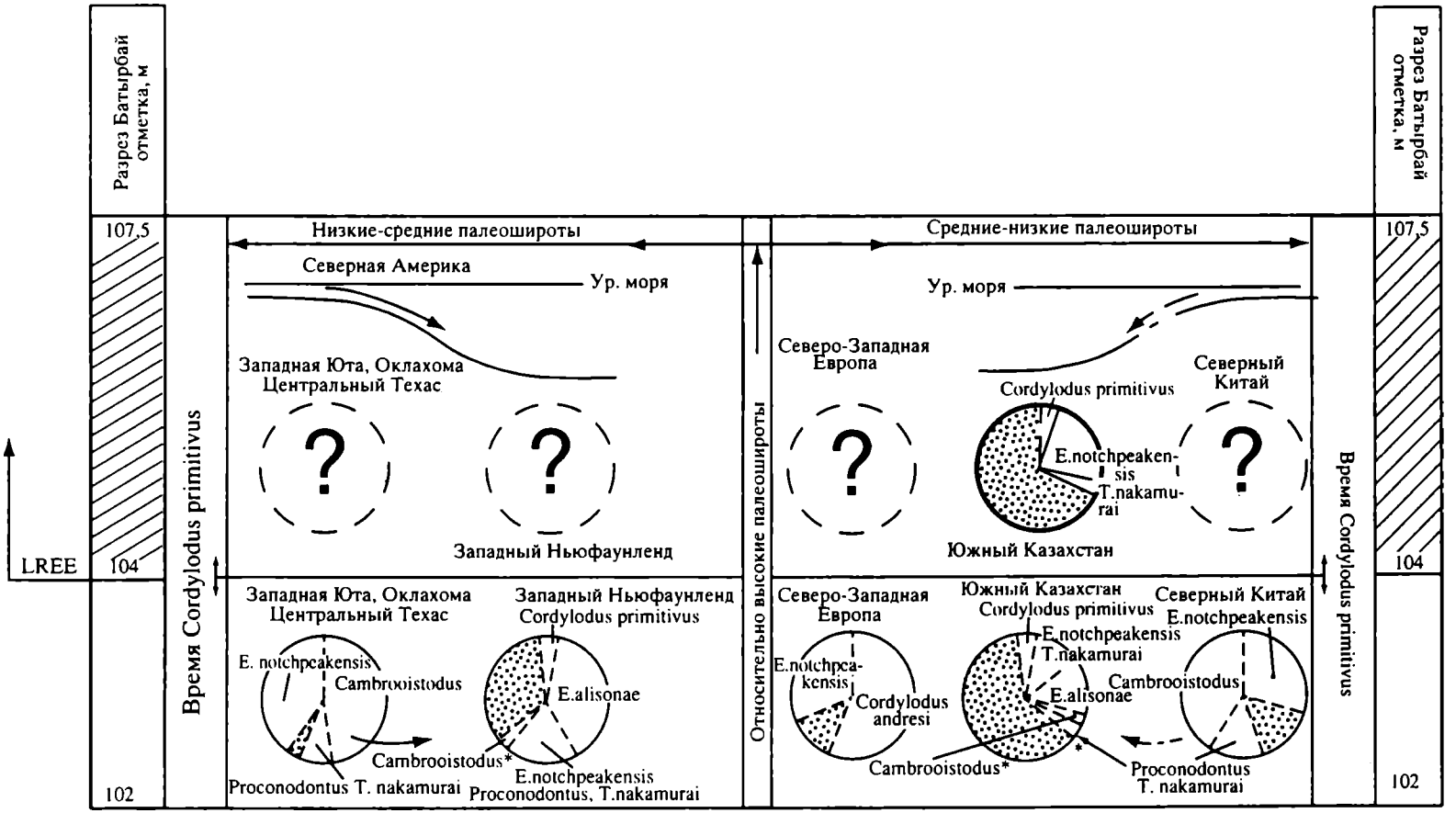


Рис. 3.1.14. Конодонтовые комплексы двух фаз времени Cordylodus primitivus позднего кембрия, позволяющие уточнить начало эвстатического события Лэнк Рэнч [ЛР] (Dubinina, 1991 с изменениями): западная Юта, Оклахома, центральный Техас (Miller, 1988); Западный Ньюфаундленд (Fährаeus, Nowlan, 1978; Barnes, 1988); Северный Китай (An et al., 1983; Chen et Gong, 1986); Северо-Западная Европа (Kaljo et al., 1986); Южный Казахстан (Dubinina, 1991).

* – эуконодонтовые элементы, переотложенные с мелководья П области.

::::: – прото и параконодонты.

LREE – эвстатическое событие Лэнк Рэнч.

Штриховка соответствует интервалу 104–107,5 м разреза Батырбай, т. е. осадкам регрессивной фазы события ЛР.

Круг, обведенный жирной линией, заключает информацию о соотношении компонентов конодонтовых комплексов в отложениях начальной регрессивной фазы эвстатического события Лэнк Рэнч, относящихся ко второй фазе времени Cordylodus primitivus и обнаруженных в единственном в мире разрезе Батырбай Южного Казахстана

Изучение явления чередования моно- и политаксонных конодонтовых комплексов в глубоководных обстановках кремненакопления

В настоящее время накоплен уже достаточно большой материал о конодонтах ордовика из глубоководных отложений четырех типов палеобассейнов Центральной Азии: задуговых, островодужных, эпиконтинентальных и эпиконтинентальных-пострифтовых. Особенности конодонтовых ассоциаций здесь изучаются из кремнистых отложений абиссали, сохранившихся в составе офилитовых комплексов, кремнисто-терригенных и кремнисто-вулканогенных отложений склонов осторовных дуг, а также из тонкослоистых кремнистых алевролитов, накопившихся вблизи основания континентального склона (Dubinina, 1998a).

Наибольшую ценность представляют последовательные ассоциации конодонтов в непрерывных или надстраивающих друг друга разрезах нижнего–среднего ордовика. К таковым относятся разрезы Байконурского синклинория (для эпиконтинентального-пострифтового палеобассейна); Северо-Западного Прибалхашья – Актау-Моинтинский водораздел (для эпиконтинентального типа палеобассейнов); Юго-Западного Прибалхашья, Юго-Западного Предчингизья, Майкаин-Кызылтасского антиклинория (для задуговых палеобассейнов) и, наконец, разрезы Чингизского антиклинория (для островодужных поясов) (Dubinina, 1998a, fig. 1). Именно такие разрезы перспективны для изучения конодонтов с целью зонального деления кремнистых (и других типов) глубоководных отложений; для выявления особенностей конодонтовых комплексов; прослеживания глобальных биотических и абиотических событий ордовика и установления степени их выраженности в глубоководной обстановке по сравнению с таковой на шельфе.

Так, недавно, для литологически однородных кремнистых толщ верхнего кембрия – нижнего ордовика Юго-Западного Прибалхашья (разрез Бурубайтал) была разработана зональная конодонтовая шкала (Толмачева, 1996) (см. рис. 3.1.7), по детальности сопоставимая со схемой опорного карбонатного разреза Батырбай Южного Казахстана (Dubinina, 1991). Схему верхнего кембрия – нижнего ордовика Юго-Западного Прибалхашья удачно дополняет последовательность из пяти конодонтовых комплексов верхов нижнего – среднего ордовика, установленная ранее в серии разрезов этого региона (Курковская, 1985). Выявлена также последовательность шести зональных конодонтовых комплексов аренига и лланвирна в вулканогенно-кремнистых толщах Юго-Западного Предчингизья (Жилкайдаров, 1991; Zhylkaidarov, 1998).

Однако, если первые попытки зонального деления по конодонтам кремнистых толщ ордовика уже сделаны, то изучение биотических и абиотических событий верхнего кембрия-ордовика в глубоководных обстановках кремненакопления остается сейчас реальной проблемой.

Глубоководные конодонтовые сообщества палеобассейнов Центральной Азии относятся к холодноводной [X] области (Dubinina, 1991, 1998a). Эти сообщества очень сходны с Акадо-Балтийскими, от которых отличаются меньшим таксономическим разнообразием и часто – преобладанием по числу экземпляров отдельных видов (например, Paracordylodus gracilis, Periodon flabellum). В пределах времени существования одного и того же комплекса конодонтов отмечаются значительные колебания таксономического разнообразия и резкая смена доминирующих видов.

Чередование моно- и политаксонных конодонтовых ассоциаций в монотонных кремнистых и кремнисто-терригенных разрезах Казахстана – интересное и, пока не до конца изученное явление (Dubinina, 1998 a). Возможно, появление моновидовых сообществ в глубоководной обстановке бассейнов Центральной Азии связано с эвстатическими событиями Лэнк Рэнч, Блэк Маунтин, Цератопиг, Биллинген (Толмачева, 1996), которые легко распознаются в мелководных карбонатных отложениях различных континентов. Однако слишком частое появление в разрезах моновидовых комплексов может, по-видимому, свидетельствовать о проявлении не только глобальных эвстатических, но и региональных факторов (пример кремнисто-терригенных разрезов Байконурского синклинория и северной Бетпак-Далы) (Дубинина и др., 1996а, б). Отметим, что эти явления проходят только на уровне микрофациальных изменений кремнистых толщ.

Таким образом, в монотонных (литологически однородных) кремнистых и кремнисто-терригенных толщах ордовика представляется чрезвычайно важным и перспективным: 1 – исследовать уникальное явление, выраженное в чередовании моно- и политаксонных конодонтовых ассоциаций; 2 – установить, с какими именно микрофациальными изменениями связано появление моновидовых комплексов; 3 – выявить наиболее вероятные причины микрофациальных и фаунистических изменений, т. е. установить, с какими событиями глобального и/или регионального характера связаны эти изменения; 4 – зафиксировать эти события и оценить влияние региональных факторов на выраженность глобальных эвстатических событий в кремнистых толщах ордовика.

Предложенный анализ следует проводить при изучении глубоководных отложений палеобассейнов Центральной Азии с целью фиксации в них глобальных эвстатических и региональных факторов и установления корреляционных уровней разного порядка.

Трудности расчленения древних толщ

Особое внимание в заключение хотелось бы обратить на трудности, возникающие в практике детального расчленения и корреляции древних толщ палеозоя. Рассмотрим некоторые из них на примере опыта Международной рабочей группы (МРГ) по выбору уровня и стратотипа границы кембрия и ордовика.

Определение уровня первого появления нематофорных граптолитов через конодонтовую шкалу

Граптолиты – традиционная группа, определяющая основание ордовика в подошве тремадока (Erdtmann, 1982, 1985). Между тем, за пределами Акадо-Балтийской провинции известны лишь единичные разрезы (Западный Ньюфаундленд, Нью-Брансуик, Северо-Восточный Китай), где нематофорные граптолиты в пограничном интервале встречаются вместе с другой фауной. Кроме того, в граптолитовой зональной последовательности нижнего ордовика (Erdtmann, 1986) не существует подразделения более древнего, чем зона R. flabelliformis. В шкале Великобритании ниже граптолитовой зоны flabelliformis мы видим трилобитовую зону Acerocare (Cowie et al., 1972; Thomas et al., 1984). Причина проста: для планктонных R. flabelliformis не известны предковые формы. Поэтому в каждом конкретном разрезе уровень первого появления нематофорных граптолитов может быть определен только через конодонтовую или трилобитовую шкалы (Чугаева и др., 1989).

Понимая это, МРГ принимает решение установить границу систем в конодонтовой шкале. Однако сила традиции продолжает доминировать, и решение приобретает уже иной оттенок: граница в конодонтовой шкале должна быть максимально приближена к уровню первого появления нематофорных граптолитов (Derby, 1986; Barnes, 1988-89). И такой выбор состоялся.

Заключительный период работы МРГ закончился выбором глобального стратотипа и уровня границы систем (GSSP), а именно, выбором разреза Грин Пойнт и уровня первого появления Iapetognathus n. sp. 1 = Iapetognathus fluctivagus Nicoll et al. (слой 23) (Cooper, Nowlan, 1999) (рис. 3.1.15).

Однако вернемся к периоду отбора кандидата из двух возможных претендентов. Именно в этот период (1996–1998 гг.) выявилось максимальное число как положительных, так и отрицательных черт, свойственных двум конкурирующим между собой разрезам – Грин Пойнт (Западный Ньюфаундленд) и Лаусон Кав (США). С одной стороны, это позволяло членам МРГ наконец-то "докопаться" до истины в отношении интерпретации разрезов Грин Пойнт и Лаусон Кав, но, с другой стороны, – заставляло найти ответы на вновь возникающие и, как правило, еще более трудные вопросы.

Диахронность появления индекс-видов в разных фациях

Г. Багноли и С. Стоудж (Bagnoli, Stouge, Circular November, 1997) дали комментарий по поводу Iapetognathus и границы систем. Эти исследователи были очень удивлены, что опытные специалисты по конодонтам предложили Iapetognathus в качестве маркера для основания ордовикской системы, хотя для этой цели успешно мог использоваться (близкий по времени) уровень первого появления Cordylodus intermedius. Действительно, Iapetognathus редок и является по-видимому одним из наиболее слабо изученных конодонтовых родов кембро-ордовика.

Кроме того, совместные находки Iapetognathus с оленидными трилобитами Jujuyaspis в США (разрез Лаусон Кав) (Miller, Taylor, 1995) связаны с вполне определенной обстановкой осадконакопления на карбонатной платформе.

Первое появление Iapetognathus в глубоководной обстановке континентального склона (Грин Пойнт) и первое появление Iapetognathus в обстановке кабонатонакопления платформы (Лаусон Кав) – не одно и то же. Местный уровень появления Iapetognathus в разрезе Лаусон Кав не просто моложе, а намного моложе такового в Грин Пойнт. Поэтому упомянутые два уровня не могут быть скоррелированы так, как предлагает Д.Миллер (Miller, Circular January, 1997), и без серьезных пересечений линий во времени. В разрезе Лаусон Кав Iapetognathus появляется как раз перед первым появлением Cordylodus angulatus (рис. 3.1.16), тогда как в Грин Пойнт Iapetognathus появляется намного раньше – вблизи уровня первого появления C. intermedius (рис. 3.1.17).

Если говорить об основании ордовикской системы, то уровень первого появления Iapetognathus надежен только в двух разрезах – Грин Пойнт (Bagnoli et al., 1987; Barnes, 1988) и Нерснес в Норвегии (Bruton et al., 1988). Этот изохронный уровень следует коррелировать в разрезе Лаусон Кав с горизонтом, расположенным в 150 м ниже уровня, предложенного в качестве границы систем, используя уровень первого появления C. intermedius.

Предложеный же в качестве границы систем уровень (на отметке 151.6 м) отмечает в разрезе Лаусон Кав лишь событие миграции конодонтовой и трилобитовой фаун Iapetognathus / Jujuyaspis на карбонатную платформу Северной Америки и, в частности, в район Лаусон Кав (Bagnoli, Stouge, Circular November, 1997).

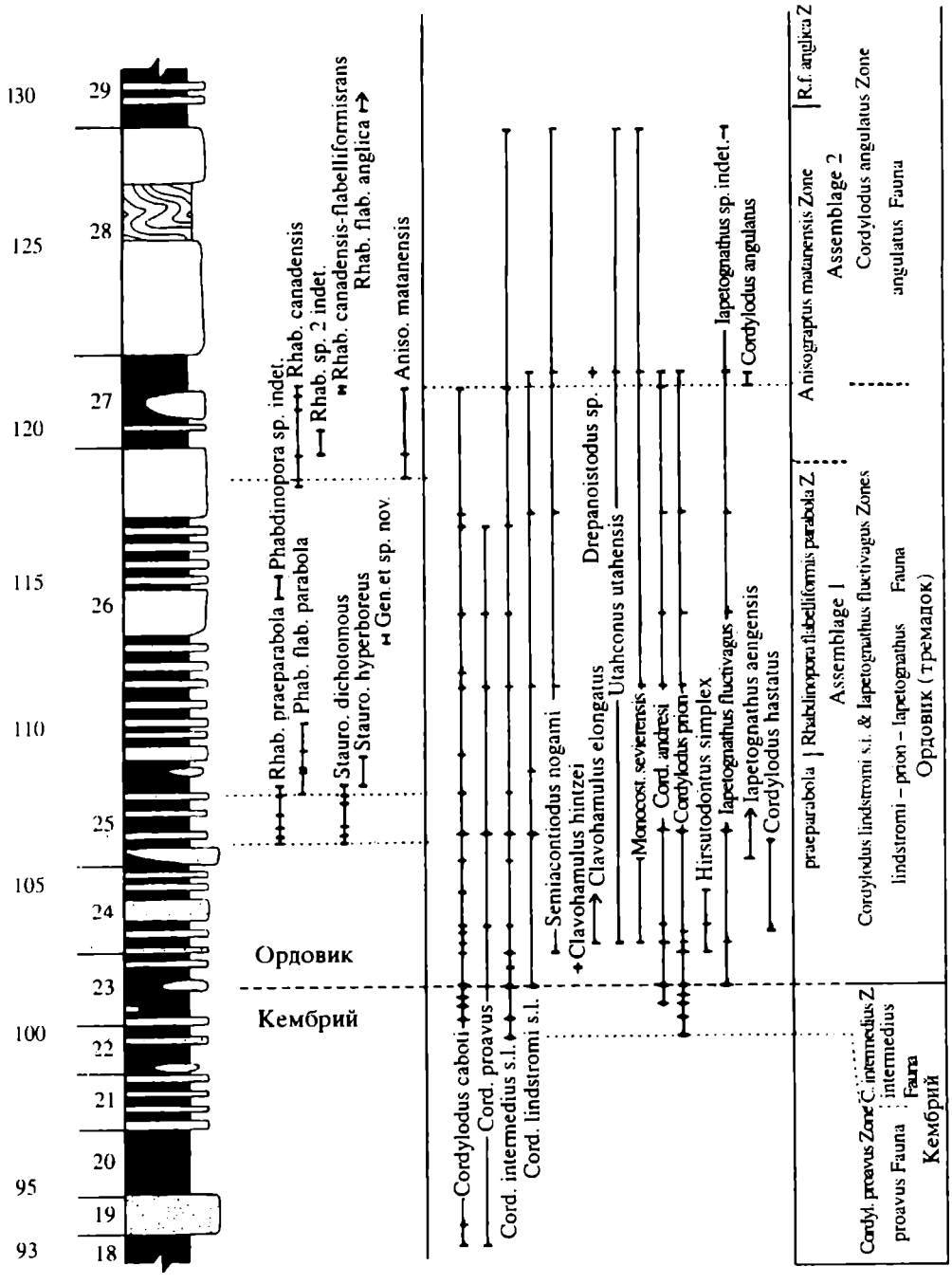


Рис. 3.1.15. Положение границы систем и стратиграфическое распространение конодонтов и граптолитов в стратотипическом разрезе Грин Пойнт (Cooper, Nowlan, 1999)

Перерывы в осадконакоплении эпиконтинентальных бассейнов

Далее Г. Багноли и С. Стоудж отмечают, что интервал, охарактеризованный C. caboti в разрезе Грин Пойнт (см. рис. 3.1.17), отсутствует в разрезе Лаусон Кав (см. рис. 3.1.16). Это указывает на перерыв в осадконакоплении, прослеживаемый в разрезе Лаусон Кав от кровли Формации Ноч Пик до подошвы Известняков Хаус (рис. 3.1.18). Таким образом, уровень, отмеченный первым появлением C. intermedius и Iapetognathus sp. в разрезе Грин Пойнт (граница систем), коррелируется с основанием Известняков Хаус в разрезе Лаусон Кав, т.е. граница формаций Ноч Пик/Хаус в Лаусон Кав эквивалентна границе систем, и основание ордовикской системы связывается здесь с первым появлением H. simplex /C. intermedius.

Голосуя за разрез Лаусон Кав и предложенный

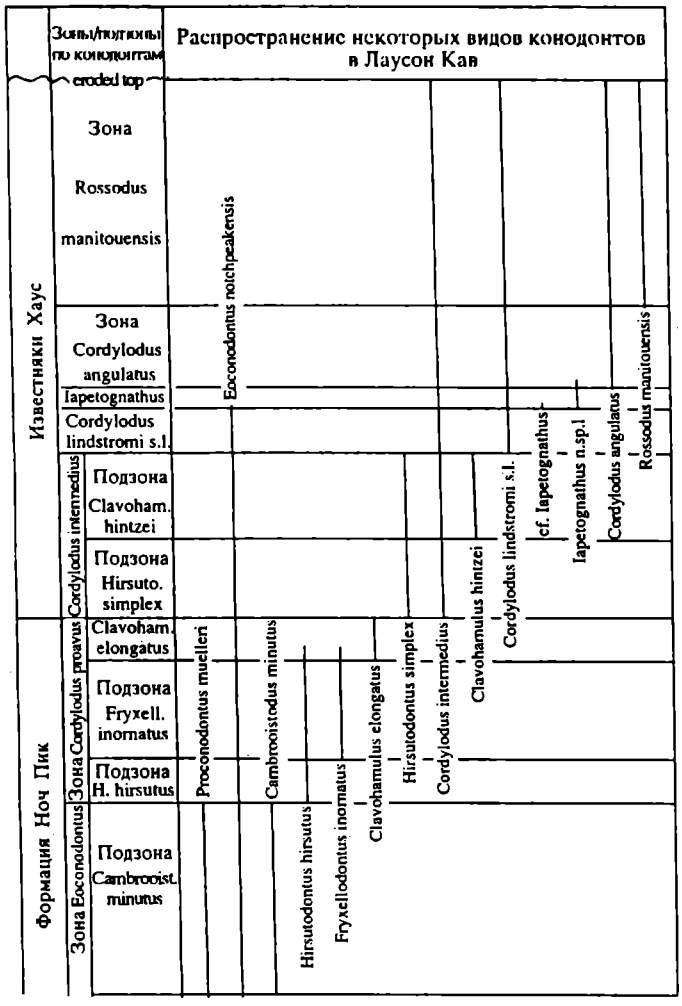


Рис. 3.1.16. Стратиграфическое распространение некоторых видов конодонтов на пограничном интервале кембро-ордовика в разрезе Лаусон Кав, территория Айбекс, Юта (Miller, Circular November, 1997)

уровень границы (первое появление Iapetognathus n. sp. 1), члены МРГ фактически голосуют за уровень внутри тремадока. Если же в этом разрезе будет выбран уровень первого появления C. intermedius (действительно эквивалентный первому появлению Iapetognathus n. sp. 1 в Грин Пойнт), то граница систем окажется в основании Известняков Хаус, т. е. как раз над перерывом в осадконакоплении.

Голосуя за Грин Пойнт и предложенный уровень границы (первое появление Iapetognathus n. sp. 1), голосующие члены МРГ не совершат ошибки, так как в данном случае уровень корректен и первое появление C. intermedius и Iapetognathus n. sp. 1 отмечает основание ордовикской системы, близко совпадающее с появлением граптолитов Rhabdinopora f. parabola.

Вряд ли стоит тратить время в ожидании истинной таксономической интерпретации слабо изученного и очень редкого рода Iapetognathus для использования последнего в качестве маркера для основания ордовикской системы особенно тогда, когда хорошо изучены и повсеместно распространены виды линии Cordylodus и, в частности, наиболее близкий к основанию ордовикской системы C. intermedius, обеспечивающий точность корреляции между платформенными и склоновыми фациями в Северной Америке, Китае, Казахстане, Австралии и Балто-Скандии. Iapetognathus не обладает этими качествами. Как уже отмечалось, это очень диахронный таксон, особенно когда уровень его первого появления прослеживается и сравнивается от обстановок склона к платформенным фациям.

Интересно, что китайские специалисты (Chen, Gong, 1986) уже использовали уровень C. interme-dius как основание ордовикской системы (разрез Даянча). Однако после новой интерпретации китайского разреза, МРГ сосредоточила свое внимание на более высоком уровне, т. е. на первом появлении Iapetognathus n. sp. 1. Теперь же остается только осознать, что это – уровень внутри трема-дока как для Даянча, так и для Лаусон Кав (Bagnoli, Stouge, Circular November, 1997).

Комментарий Г. Багноли и С. Стоуджа очень убедительный и в целом воспринимается в защиту Грин Пойнт. Но для того, чтобы выявить недостатки этого разреза следует обратиться к точке зрения конкурирующей стороны, а именно к обсуждению Д. Миллером проблем, связянных с Грин Пойнт (Miller, Circular November, 1997). Остановимся на наиболее важных из них.

Асинхронность переотложения фаунистических остатков в отложениях континентальных склонов

Д. Миллер отмечает, что в Грин Пойнт конодонтовый комплекс, который появляется в 1 м ниже уровня предлагаемой границы и продолжается на несколько метров вверх (пачки 23–25), включает встреченные совместно переотложенные виды, являющиеся диагностичными для нескольких конодонтовых зон/подзон.

В Грин Пойнт переотложенные конодонты (пачки 23–25) (см. рис. 3.1.15) образуют перевернутую гомотаксальную последовательность, формирующуюся в результате эродирования дебризными и турбидитными потоками нормальной последовательности и переотложения видов в обратном порядке. Это относится, прежде всего, к видам Clavo-hamulus elongatus, Hirsutodontus simplex и Clavoha-mulus hintzei. В большинстве разрезов Северной Америки, Австралии, Китая и Казахстана они образуют одинаковую нормальную гомотаксальную последовательность. В Грин Пойнт эти виды (пачки 23–25) образуют перевернутую гомо-

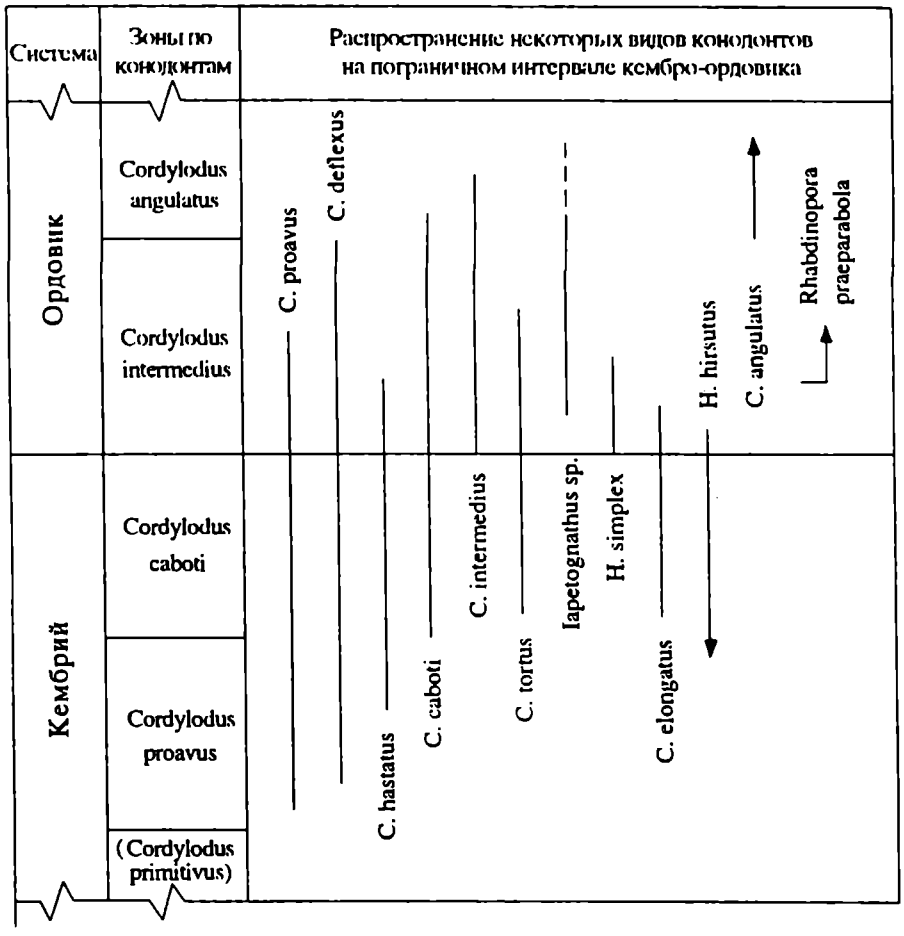


Рис. 3.1.17. Стратиграфическое распространение некоторых видов конодонтов и граптолитов на пограничном интервале кембро-ордовика в разрезе Грин Пойнт (Западный Ньюфаундленд) (Bagnoli, Stouge, Circular November, 1997)

таксальную последовательность, в которой самый молодой вид оказывается в основании последовательности, а самый древний вид – в верхней ее части. Ясно, что переотложение фауны недопустимо для стратотипа границы систем.

Все эти проблемы делают невозможной корреляцию любого разреза, имеющего нормальную гомотаксальную последовательность конодонтов и/или трилобитов, с потенциальным глобальным стратотипом в Грин Пойнт.

"Уникальная" гомотаксальная последовательность в Грин Пойнт создает немалые ошибки в корреляции, основанной на конодонтах. В действительности перспективы корреляции в пограничном интервале будут ограничены для всех разрезов с нормальной гомотаксальной последовательностью за исключением глобального стратотипа (GSSP), имеющего перевернутую последовательность. В этой ситуации научная ценность предложенного GSSP в Грин Пойнт становится минимальной (Miller, Circular November, 1997).

Более нейтрально к факту переотложения фауны в Грин Пойнт относятся председатель МРГ Р. Купер и секретарь МРГ Г. Ноулэн (Circular November, 1997). Г. Ноулэл охотно допускает, что виды родов Clavohamulus и Hirsutodontus, являющиеся обитателями мелководья и встреченные в Грин Пойнт, скорее всего переотложены с шельфа в глубоководную обстановку (Грин Пойнт). Поэтому (по отношению к последовательности на платформе) они могут быть стратиграфически не на месте. Однако их присутствие в разрезе не должно вызывать сомнений по поводу стратиграфического распространения других видов. Обстановка осадконакопления, представленная в Грин Пойнт, домашняя для зубчатых конодонтов, а именно, для видов родов Cordylodus и Iapetognathus, диагностичных в пограничном интервале. Поэтому Г. Багноли и С. Стоудж (см. выше) обращают внимание на то, что эти виды (в частности, Iapetognathus n. sp. 1) могут появляться в глубоководной обстановке раньше, чем на мелководье. Но если мы собираемся провести границу на уровне появления вида, который очевидно развивался в глубоководной обстановке, то в этом случае (для выбора стратотипа границы) предпочтителен глубоководный разрез (Nowlan, Circular November, 1997).

С краткими замечаниями по поводу возможного переотложения ископаемых в Грин Пойнт выступил Р. Купер (Cooper, Circular November, 1997). Он

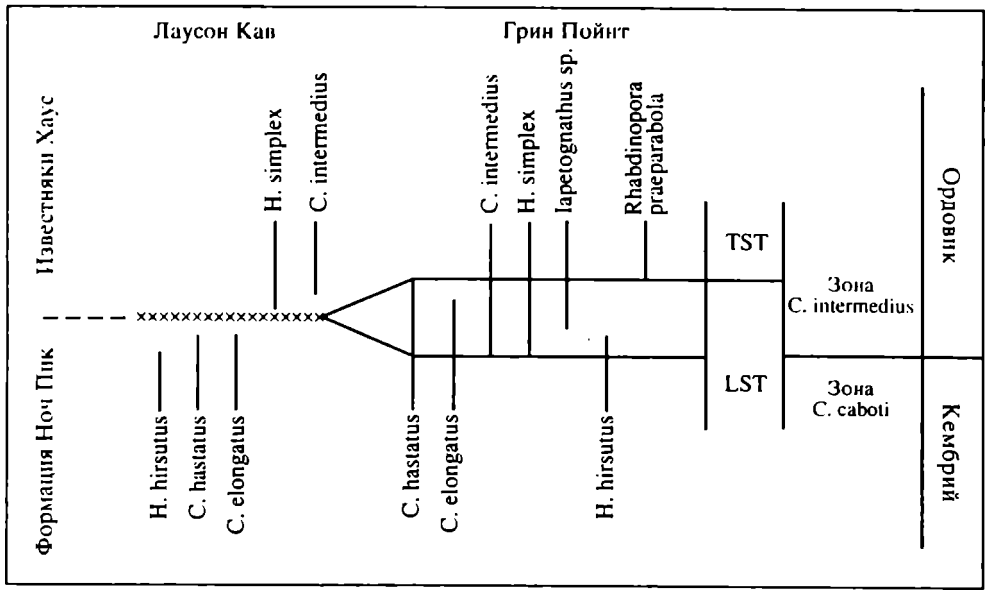


Рис. 3.1.18. Сравнение (на предлагаемой границе систем) интервалов распространения некоторых видов конодонтов в разрезах Лаусон Кав (США) и Грин Пойнт (Западный Ньюфаундленд) (Bagnoli, Stouge, Circular November, 1997)

отметил, что, действительно, существует утверждение о том, что некоторые мелководные виды конодонтов переотложены в разрезе Грин Пойнт (Miller, Circular November, 1997). Но, поскольку существуют также данные о том, что некоторые виды конодонтов в глубоководном разрезе Грин Пойнт имеют стратиграфическое распространение, несколько отличное от такового в мелководных разрезах, доказать переотложение трудно. Прежде всего, необходимо установить интервалы стратиграфического распространения этих предположительно переотложенных таксонов в других глубоководных разрезах, чтобы исключить влияние обстановки осадконакопления на стратиграфическое распространение таксонов. Если же мелководные формы действительно окажутся значительно переотложенными, то верхний предел их стратиграфического распространения станет ненадежным, в отличие от нижнего, который не может быть переотложен в более древние слои и, следовательно, может использоваться для корреляции (Cooper, Circular November, 1997).

"Понятно, что в сложившейся ситуации члены МРГ вынуждены были пойти на компромисс и допустить определенные погрешности при выборе разреза и уровня, понимая, что полностью идеального кандидата не существует. Все мы болезненно сознаем недостатки как уровня Iapetognathus n. sp. 1, так и разреза Грин Пойнт, но при этом понимаем, что конкурирующие кандидаты были отклонены из-за того, что их недостатки оказались еще больше", - отметил в заключительной речи председатель МРГ Р. Купер (Cooper, Circular November, 1997).

Трудности, возникшие в связи с решением проблемы границы кембрия и ордовика, несомненно, служат хорошим уроком для правильного выбора подходов к детальному расчленению и корреляции древних толщ палеозоя из различных палеогеографических обстановок.

Литература

Аполлонов М.К. Границы ордовикской системы и ее подразделений (на примере региональной шкалы ордовика Казахстана). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск.: ОИ ГГМ СО РАН. 1992. 52 с.

Аполлонов М.К., Чугаева М.Н. Проблема границы кембрия и ордовика // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983а. С. 16–25.

Аполлонов М.К., Чугаева М.Н. Некоторые трилобиты из пограничных отложений кембрия и ордовика лога Батырбай в Малом Каратау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983б. С. 66–90.

Аполлонов М.К., Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Жемчужников В.Г. Граница кембрия и ордовика. // Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. С. 41–62. (Тр. ИГиГ СО РАН; Вып. 788).

Демиденко Ю.Е. Скелетные проблематичные остатки из нижнего кембрия Южной Австралии. Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва: МГУ. 1999. 24 с.

Дубинина С.В. Уточнение начала эвстатического события Лэнк Рэнч на границе кембрия и ордовика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 100–103.

Дубинина С.В. Развитие конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 6. С. 35–43.

Дубинина С.В. Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика // М.: Наука (в печати).

Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Последовательность конодонтовых и граптолитовых комплексов в терригенных отложениях нижнего–среднего ордовика

Ишим-Каратауской структурно-фациальной зоны Казахстана (на примере разрезов Байконур и Сарысай) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996а. Т. 71. Вып. 2. С. 64–75.

Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Совместные находки конодонтов и граптолитов в кремнисто-терригенных толщах нижнего ордовика северной Бетпак-Далы (Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996б. Т. 71. Вып. 5. С. 44–50.

Ергалиев Г.Х. Граница кембрия и ордовика в Южном Казахстане и Улутау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983а. С. 6–16.

Ергалиев Г.Х. Некоторые трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика Большого Каратау и Улутау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983б. С. 35–66.

Жемчужников В.Г. Эвстатическое событие на границе кембрия и ордовика в Казахстане // Вестник АН КазССР. 1987. Т. 6. С. 78-82.

Жемчужников В.Г. Литостратиграфия и эволюция бассейнов позднего кембрия и раннего ордовика Малого Каратау и Северо-Западного Прибалхашья: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1990. 23 с.

Жилкайдаров А.М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингизья. Автореф. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1991. 18 с.

Курковская Л.А. Комплексы конодонтов из кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. 1985. С. 164–177.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия // М.: Наука, 1989. 238 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 443).

Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболовой толщи на северо-западе Русской платформы // Л.: Наука, 1989. 222 с.

Розова А.В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы // М.: Наука, 1968. 196 с.

Толмачева Т.Ю. Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Центрального Казахстана. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Ст.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1996. 23 с.

Цай Д.Т. Граница кембрия и ордовика по граптолитам // Граптолиты в истории Земли. Тезисы докладов V симп. по изучению граптолитов в СССР. Вильнюс, 1988а. С. 77–80.

Цай Д.Т. Региональная зональная шкала ордовика Казахстана по граптолитам. Автореф. дис....докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988б. 29 с.

Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г. Батырбайский разрез Южного Казахстана – возможный стратотип границы кембрия и ордовика // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 84–106. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431).

An T. Study on the Cambrian conodonts from North and Northeast China // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sect B. 1982. Vol. 3. P. 113-159.

An T., Du G., Gao Q., Chen Q., Li W. Conodont biostratigraphy of the Ordovician System of Yichang, Hubei // Selected pap. First Convent. Micropaleontol. Soc. China. Beijing: 1981. P. 105-113.

Bagnoli G., Stouge S. Commentary on Iapetognathus and the boundary // Intern. Working Group on the Cambrian-Ordovician Boundary. Circular November. 1997. P. 10-14.

Bagnoli G., Barnes C.R., Stevens R.K. Lower Ordovician (Tremadocian) conodonts from Broom Point and Green Point, western Newfoundland // Bollettino della Societa Paleontologica Italiana. 1987. Vol. 25. N 2. P. 145-158.

Barnes C.R. The proposed Cambrian-Ordovician global Boundary stratotype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada // Geol. Mag. 1988. Vol. 125. N 4. P. 381-414.

Barnes C.R. Report on the V-th International Symposium on the Ordovician System, St. John's, Newfoundland, Canada, August 8-12, 1988 // Ordovician News. 1988-89. N 6. P. 10-11.

Bruton D.L., Koch L., Repetski J.E. The Naersnes section, Oslo Region, Norway: trilobite, graptolite and conodont fossils reviewed // Geol. Mag. 1988. Vol. 125. N 4. P. 451-455.

Chen J., Gong W. Conodonts. In: Aspects of Cambrian–Ordovician Boundary in Dayangcha, China (ed.Chen J.) Beijing: China Prospect Publishing House. 1986. P. 93-223.

Cook H.E., Egbert R.M. Late Cambrian – Early Ordovician Continental Margin Sedimentation, Central Nevada // Short Papers for Second International Symposium on the Cambrian System. Open-File Report 81-743. 1981. P. 50-56.

Cook H.E., Taylor M.E. Early Paleozoic continental margin sedimentation, trilobite biofacies, and the thermocline, western Unites States // Geology. 1975. Vol. 3. P. 559-562.

Cook H.E., Taylor M.E. Comparison of continental slope and shelf environment in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada // Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists. Sp. Publ. 1977. N 25. P. 51-81.

Cook H.E., Taylor M.E., Zhemchuzhnikov V.G., Apollonov M.K., Ergaliev G.Kh., Dubinina S.V., Melnikova L.M., Sargaskaev Z.S., Zakharov A.V. Evolution of Early Paleozoic Carbonate Seamount Maly Karatau Range, Southern Kazakhstan, USSA: New evidence for Early History of Kazakhstania // 28th Intern. Geol. Congr. Abstracts. Washington. 1989. Vol. 1 of 3. P. 322-324.

Cook H.E., Taylor M.E., Zhemchuzhnikov V.G., Apollonov M.K., Ergaliev G.Kh., Sargaskaev Zh.S., Dubinina S.V., Melnikova L. Comparison of two Early Paleozoic carbonate submarine fans – Western United States and Southern Kazakhstan, Soviet Union. Paleozoic paleogeography of the Western United States – II. Book 67. The Pacific Section Society Economic Paleontologists and Mineralogists. Los Angeles, California. U.S.A. 1991. P. 847 – 872.

Cooper B.J. Early Ordovician conodonts from the Horn Valley Siltstone, central Australia // Palaeontology. 1981. Vol. 24. P. 147-183.

Cooper R.A. Comment on possibly reworked fossils at Green Point // Intern. Working Group on the Cambrian–Ordovician Boundary. Circular November. 1997. P. 2-5.

Cooper R.A., Nowlan G.S. Proposed Global Stratotype Section and Point for the base of the Ordovician System // Intern. Working Group on the Cambrian-Ordovician Boundary. COBWG Report March. 1999. 28 p.

Cooper R.A., Maletz J. Wang Haifeng, Erdtmann B-D. Taxonomy and evolution of earliest Ordovician graptolites. Norsk Geologisk Tiddskrift. 1998. Vol. 78. P. 3-32.

Cowie J.W., Rushton A.W.A., Stubblefield C.J. A correlation of Cambrian rocks in the British Isles // Spec. Rept. Geol. Soc. London. 1972. Vol. 2. 42 p.

Derby J.R. Great progress but no decision by the Cambrian–Ordovician boundary commitee // Palaios. 1986. Vol. 1, N 1. P. 98-103.

Druce E.C., Shergold I.H., Radke B.M. A reassesment of the Cambrian–Ordovician boundary section at Black Mountain, western Queensland, Australia // Nat. Mus. Wales, Geol. Ser. 3. 1982. P. 193-209.

Dubinina S.V. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open-ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykum sections in Kazakhstan. In: C.R. Barnes, S.H. Williams (eds.). Advances in Ordovician Geology // Geological Survey of Canada. 1991. Pap. 90-9. P. 107-124.

Dubinina S.V. Conodonts from the Early Ordovician (Mid-Arenig) deep water deposits of Central Asian paleobasins. In: H. Szaniawski (ed.). Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI) // Palaeontologia Polonica. 1998a. N 58. P. 79-86.

Dubinina S.V. Some aspects of the evolution of the main Late Cambrian and Early Ordovician euconodont lineages in different paleoenvironments of the cold, warm and transitional faunal realms. In: Bagnoli G. (ed.). Seventh International Conodont Symposium held in Europe. Bologna-Modena June 24-26, 1998. Abstracts // IGCP Project No. 421. North Gondwanan Mid-Palaeozoic bioevent/biogeography patterns in relarion to crustal dynamics. 1998b. P. 32-33.

Erdtmann B.D. Introduction and explanations to Tremadoc correlation charts // Intern. Working Group on the Cambrian-Ordovician Boundary. Circular N 15. 1980. P. 1-26.

Erdtmann B.D. Palaeobiogeography and environments of planktic dictyonemid graptolites during the Earliest Ordovician. In: Bassett M.G., Dean W.T. (eds.). The Cambrian–Ordovician Boundary: Sections, Fossil Distributions, and Correlations. // Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3. P. 9-27.

Erdtmann B.D. Outline ecostratigraphic analysis of the Ordovician graptolite zones in Scandinavia in relation to the paleogeographic disposition of the Iapetus // Geologica et Palaeontologica. 1984. Vol. 18. P. 9-15.

Erdtmann B.D. Preliminary report on graptolite biostratigraphy of four Cambro-Ordovician boundary sections (including stratotype candidates), Cow Head Group, western Newfoundland. In: Webby B.D. (ed.). Ordovician News. 1985. N 3. P. 13-16.

Erdtmann B.D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution. In: Walliser O.H. (ed.). Lacture Notes in Earth Sciences. "Global Bio-Events". 1986. Vol. 8. P. 139-152.

Erdtmann B.D. The earliest Ordovician nematophorid graptolites: taxonomy and correlation // Geol. Magazine. 1988. Vol. 125. N 4. P. 327-348.

Ethington R.L., Clark D.L. Lower Ordovician conodonts from the Ibex Area Western Millard County, Utah // Brigham Young Univ. Geol. Studies. 1981. Vol. 28. 155 p.

Ethington R.L., Repetski J.E. Paleobiogeographic distribution of Early Ordovician conodonts in central and western United States // Geol. Soc. America. Sp. Pap. 196. 1984. P. 89-101.

Fähraeus L.E., Nowlan G.S. Franconian (Late Cambrian) to Early Champlainian (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland // Journal of Paleontology. 1978. Vol. 52. N 2. P. 444-471.

Fortey R.A. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In: Bruton D.L. (ed.). Aspects of the Ordovician System // Palaentol. Contrib. Univ. Oslo. 1984. N 295. P. 37-50.

Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H., Khazanovich K., Mens K., Popov L., Sergeyeva S., Sobolevskaya R., and Viira V. The Cambrian–Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga Glint area (North Estonia and Leningrad Region, U.S.S.R.) // Proceedings of the Academy of Sciences of the Estonian SSR. Geology. 1986. Vol. 35. N 3. P. 97-108.

Kobayashi T. The Cambrian of eastern Asia and other parts of the continent // Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2. 1967. Vol. 16. N 3. P. 381-534.

Landing E. Early Ordovician (Arenigian) conodont and graptolite biostratigraphy of the Taconic Allochthon, eastern New York // J. Paleont. 1976. Vol. 50. P. 614-646.

Landing E., Ludvigsen R. Classification and conodont-based age of the Ordovician trilobite Ellsaspis (middle Arenigian, Ville Guay, Quebec) // Can. J. Earth Sci. 1984. Vol. 21. P. 1484-1490.

Lindström M. Conodont Palaegeography of the Ordovician. In: Bassett M.G. (ed.). The Ordovician System: proceedings of a Palaeontol. Ass. Symposium, Birmingham // Univ. Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, 1976. P. 501-522.

Lu Y. Upper Cambrian Trilobites from Santu, Southeastern Kweichow // Acta Palaeontologica Sinica. 1954. Vol. 2. N 2. P. 127-150.

Lu Y., Chu C., Chien Y., Lin H., Chow T., Yuan K. Bioenvironmental control hypothesis and its application to Cambrian biostratigraphy and Palaeogeography // Mem. Nanking Inst. of Geol. Palaeontol. Acad. Sinica. 1974. Vol. 5. N 2. P. 27-110.

Lu Y., Lin H., Han N., Li L., Ju T. Cambrian-Ordovician Boundary of Jiangshan–Changshan Area // Papers for the Symposium on the Cambrian–Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries Nanjing. China. 1983. P. 1-5.

Menzies R.J., Gerge R.Y., Rowe G.T. Abyssal environment and ecology of the world oceans // Wiley-Interscience. New York, 1973. 488 p.

Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism. In: Clark D.L. (ed.). Conodont Biofacies and Provincialism // Geol. Soc. Am. 1984. Sp. Pap. 196. P. 43-68.

Miller J.F. Conodonts as biostratigraphic tools for redefinition and correlation of the Cambrian–Ordovician Boundary // Geol. Mag. 1988. Vol. 125. N 4. P. 349-362.

Miller J.F. The Lawson Cove Section, Wah Wah Mountains, Ibex Area, Western Utah: a candidate for the Global Stratotype Section and Point at the base of the Ordovician System // Intern. Working Group on the Cambrian–Ordovician Boundary. Attachment 1. Circular May. 1996. P. 1-17.

Miller J.F. Letter on Correlation of Boundary Sections // Intern. Working Group on the Cambrian–Ordovician Boundary. Circular January. 1997. P. 29-37.

Miller J.F. More discussion of problems with Green Point // Intern. Working Group on the Cambrian–Ordovician Boundary. Circular November. 1997. P. 21-28.

Miller J.F., Taylor M.E. Biostratigraphic significance of Iapetognathus (Conodonta) and Jujuyaspis (Trilobita) in the House Limestone, Ibex Area, Utah. In: Cooper J.D., Droser M.L., Finney S.C. (eds.). Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. Las Vegas, Nevada, USA. June 1995 // Pacific Sec. Soc. Sediment Geol. (SEPM). California, USA. 1995. P. 109-112.

Nowlan G.S. Update on the Green Point Section // Intern. Working Group on the Cambrian–Ordovician Boundary. Circular November. 1997. P. 4-10.

Palmer A.R. Cambrian trilobites of east-central Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 559-B. 1968. 115 p.

Palmer A.R. Biomere boundaries re-examined // Alcheringa. 1979. Vol. 3. P. 33-41.

Peng S. Cambrian-Ordovician Boundary in the Cili-Taoyuan

Border Area, Northwestern Hunan // Papers for the Symposium on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian Boundaries. Nanjing. China. 1983. P. 44-52.

Repetski J.E. Conodonts from the El Paso Group (Lower Ordovician) of westernmost Texas and southern New Mexoco // New Mexico Bur. Min. Miner. Res., Mem., 1982. N 40. 117 p.

Ripperdan R.L., Miller J.F. Carbon isotope ratios from the Cambrian–Ordovician boundary section at Lowson Cove, Ibex area, Utah. In: Cooper J.D., Droser M.L., Finney S.C. (eds.). Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh Intern. Symposium on the Ordovician System. Special Publ. // Pacific Section of Economic Paleontologists and Mineralogists 77. 1995. P. 129-132.

Ripperdan R.L., Magarits M., Kirschvink J.L. Carbon isotope and magnetic polarity evidence for non-depositional events within the Cambrian–Ordovician boundary section at Dayangcha, Jilin Province, China // Geol. Mag. 1993. Vol. 130. P. 443-452.

Ripperdan R.L., Magarits M., Nicoll R.S., Shergold J.H. Simultaneous changes in carbon isotopes, sea level, and conodont biozones within the Cambrian–Ordovician boundary interval at Black Mountain, Australia // Geology. 1992. Vol. 20. P. 1039-1042.

Serpagli E. Lower Ordovician Conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan) // Bolletino della Societa Paleontologica Italiana 1974. Vol. 13. P. 17-98.

Szaniawski H., Bengtson S. Late Cambrian euconodonts from Sweden. In: H. Szaniawski (ed.). Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI) // Palaeontologia Polonica. 1998. No. 58. P. 7-29.

Taylor M.E. Indigeno us and redeposites trilobites from Late Cambrian basinal environmemts of central Nevada // J. Paleont. 1976. Vol. 50. P. 668-700.

Taylor M.E. Late Cambrian of western North America: Trilobite biofacies, environmental significance, and biostratigraphic implications. In: Kauffman E.G., Hazel J.E. (eds.). Concepts and methods of biostratigraphy: Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. // Stroudsburg, Pennsylvania. 1977. P. 397-425.

Taylor M.E., Cook H.E. Continental shelf and slope facies in the Upper Cambrian and lowest Ordovician of Nevada // Brigham Young Univ. Geol. Stud. 1976. Vol. 23. Pt. 2. P. 181-214.

Taylor M.E., Cook H.E., Miller J.F. Late Cambrian and Early Ordovician biostratigraphy and depositional environments of the Whipple Cave Formation and House Limestone, central Egan Range, Nevada. In: Taylor M.E. (ed.). Cambrian and Early Ordovician stratigraphy and paleontology of the Basin and Range Province, western United States. Field Trip Guidebook T125, 28th Intern. Geol. Congress // American Geophys. Union. Washington, 1989. P. 37-44.

Thomas A.T., Owens R.M., Rushton A.W.A. Trilobites in British Stratigraphy // Geol. Soc. London. Spec. Rep. 1984. N 16. 78 p.

Troedsson G.T. On the Cambro-Ordovician faunas of western Quroq Tagh, eastern T'ien-Shan // Palaeontol. Sinica. New Ser. B. 1937. N 2. P. 1-74.

Zeng Q., Ni S., Xu G., Zhou T., Wang X., Li Z., Lai C., Xiang L. Subdivision and correlation on the Ordovician in the Eastern Yangtze Gorges, China // Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral Resources Chinese Acad. Geol. Sci. 1983. N 6. P. 21-68.

Zhylkaidarov A. Conodonts from Ordovician ophiolites of central Kazakhstan // Acta Palaeontologica Polonica. 1998. Vol. 43. N 1. P. 53-68.

3.2. Биоразнообразие и развитие юрских фораминифер в бассейнах Восточного Средиземноморья

Юрские отложения Восточного Средиземноморья содержат богатые по составу комплексы фораминифер, которые были изучены автором в основном из разрезов Сирии, а также Израиля и Турции. Большая часть фораминиферовых сообществ этого региона отличалась в юрское время высокой степенью эндемизма (на уровне родов и семейств), однако, как было выяснено, в этих бассейнах обитали и сообщества космополитного состава, а также смешанные ассоциации. Установлено, что наиболее глубоководные и соответственно холодноводные сообщества фораминифер состояли из космополитных бентосных форм и планктонных фораминифер и обитали в бассейнах Центральной Турции (фация ammonitico rosso), сообщества смешанного состава заселяли менее глубоководные части акватории. Они были встречены в разрезах Израиля и центральной части Западной Сирии, сообщества включающие исключительно эндемичную тропическую фауну фораминифер обитали в мелководной части бассейна, на литорали и верхней сублиторали. Прослежена динамика систематического разнообразия сообществ фораминифер Восточного Средиземноморья на протяжении юры и выявлен поступательный характер их развития. Проанализировано соотношение между вымирающими, появляющимися и транзитными родами. Установлено, что в юре не происходило биотических кризисов и массовых вымираний биоты, в том числе фораминифер.

Юрские морские бассейны пассивной окраины Тетиса и обитавшая в них биота представляют исключительный интерес для восстановления геологической истории этого обширного и сложного региона. В Восточном Средиземноморье, одном из наиболее перспективных районов для таких исследований, юрские отложения представлены всеми тремя отделами, из которых наиболее широкое развитие имеет средняя и верхняя юра. Следует отметить, что естественные выходы юрских отложений в пределах Восточного Средиземноморья пользуются ограниченным и мозаичным распространением и известны в Северо-восточном Египте на Синайском полуострове, в Израиле, Западной Сирии, Центральной и Юго-Западной Турции, Иордании, Кувейте, Ираке и Иране (рис. 3.2.1). Юрские шельфовые акватории этого региона принадлежали в основном к области карбонатного осадконакопления, поэтому большинство разрезов сложено плотными карбонатными породами – разнообразными известняками (афанитовыми, кристаллическими, органогенно-обломочными) и доломитами, чередующимися с подчиненными по мощности пачками терригенно-карбонатных пород – мергелей, карбонатных глин, глинистых сланцев. Осадочные бассейны Восточного Средиземноморья включали различные структурно-фациальные зоны, поэтому состав юрских пород и их мощности в изученных разрезах существенно варьируют. Различие палеоландшафтных обстановок и батиметрических зон в бассейнах, где формировались юрские осадки, отразились на разнообразии сообществ бентосных организмов, в том числе фораминифер. Одновозрастные разнофациальные отложения в разрезах, расположенных в незначительном удалении друг от друга, подчас содержат сообщества фораминифер совершенно различного систематического состава, иногда не имеющие ни одной

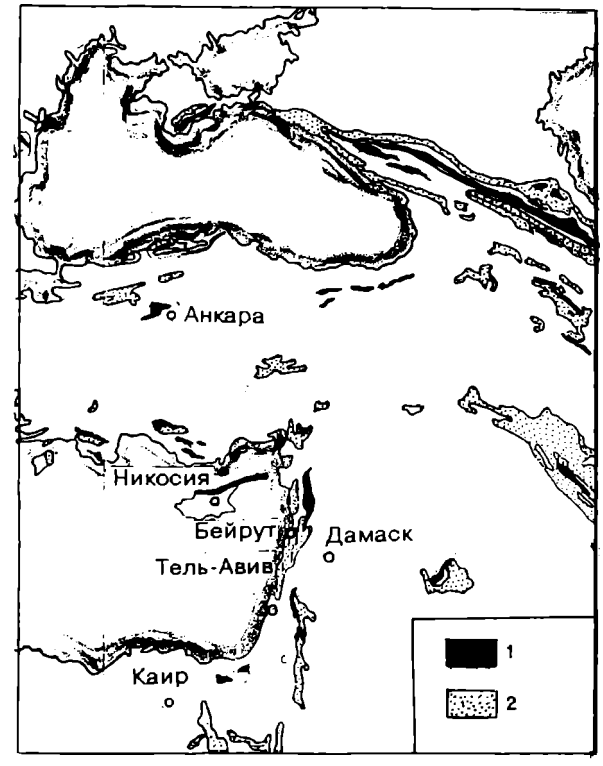


Рис. 3.2.1. Схематическая карта распространения юрских отложений в Восточном Средиземноморье

1 – выходы юрских отложений, 2 – выходы нижнемеловых отложений

общей формы. Это затрудняло корреляцию разрезов и требовало анализа не только фораминифер, но и литологических особенностей пород для выяснения зависимости бентосной фауны от палеофациальных обстановок бассейна.

В основу работы положен обширный материал, частично собранный автором (Kuznetsova et al., 1996), а также данные, приведенные в ряде публикаций (Arnaud-Vanneau, 1980; Butt, 1982; Morris, Dyer, 1990; Murray, 1987; Pelissie et al., 1984; Picard, Hirsch, 1987; Sampo, 1969; Simmons, Hart, 1987 и др.). Наиболее детально автором изучены юрские отложения Сирии (более 50 разрезов). Кроме того был изучен разрез Махтеш-Гадол (Makhtesh-Gadol) в Израиле, где представлены отложения различных формаций, охватывающих стратиграфический интервал от бата до оксфорда. Юрские отложения Центральной Турции, разрез Аладжаатлы (Alacaatly), были изучены по материалам, переданным Н.Ю.Брагиным (Кузнецова, Брагин, 1999). Всего было исследовано более 1000 образцов рыхлых пород и около 2000 шлифов известняков, большая часть которых содержала фораминиферы.

В качестве сравнительного материала использованы разрезы юрских отложений Крыма и Малого Кавказа, которые, хотя и расположены за пределами Восточного Средиземноморья, но принадлежат к северной окраине Тетиса (Кузнецова, Горбачик, 1985; Горбачик, Кузнецова, 1994). Это позволило составить более полное представление о развитии и расселении фораминифер в юрских морях Тропической и Субтропической областей.

Следует отметить, что богатейшие по составу фораминиферовые сообщества из юрских отложений Восточного Средиземноморья до настоящего времени остаются недостаточно изученными. Монографически описывались преимущественно отдельные таксоны, в основном надвидового ранга главным образом из числа эндемичных тетических форм. При этом вне внимания исследователей оставались группы широко распространенных и космополитных родов, что, во-первых, создавало искаженное представление о систематическом составе сообществ, а во-вторых затрудняло проведение корреляции разрезов, особенно разнопровинциальных. Большинство исследователей использовали смену фораминифер в разрезах для стратиграфического расчленения и определения объема стратонов, в основном в ранге ярусов. Так, в работе по юре Синайского полуострова (Said, Barakat, 1958) приведен список фораминифер, включающий 128 видов, помещенных в алфавитном порядке и описанных авторами из байоса, бата, келловея и кимериджа. Это дает лишь общее представление о составе данных сообществ, но не содержит информации об особенностях их распределения, батиметрической и фациальной приуроченности. Это относится и к многим другим публикациям, в то время как именно выявление факторов, контролирующих состав и распределение фораминифер в бассейне, является ключевым моментом при их использовании для составления зональных шкал на основе выявления этапности развития, в том числе и разнофациальных групп удаленной корреляции и палеобиогеографии.

Фораминиферы, обитавшие в юрских бассейнах Восточного Средиземноморья, представлены богатыми и разнообразными по систематическому составу сообществами, включающими около 110 родов из 47 семейств и 17 отрядов. Подавляющее большинство этих ископаемых являлись бентосными формами и только 4 рода принадлежат к планктонным фораминиферам, впервые появившимся в конце ранней – начале средней юры. В течение длительного времени планктонные фораминиферы, возникшие в Тетисе, оставались эндемиками этой области и только в оксфордском веке их ареал расширился до субглобального.

Сообщества фораминифер, обитавших в Тетических бассейнах, отличаются рядом признаков настолько существенных, что они были выделены в особый тип фауны фораминифер, получивший название по доминантным семействам цикламминидово-пфендеринидовый (Басов, 1974; Басов и др., 1972; Басов, 1991; Кузнецова, 1994) (рис. 3.2.2). Характерные особенности тетических палеоценозов – высокая степень эндемизма, преобладание так называемых "крупных фораминифер" из семейств Lituolidae со сложным строением экзо- и эндоскелета, а также представителей семейств Pfenderinidae, Cyclamminidae, Orbitopsellidae, Hottingeritidae, Hauraniidae, Chrysalidinidae, Dictyoconidae. Для всех этих форм характерен высокий уровень специализации, низкая толерантность, сложный морфотип, высокие темпы эволюции на родовом и видовом уровне, моно- или олиготипический состав родов и соответственно низкий индекс видового разнообразия, т.е. отношение числа видов к числу родов (рис. 3.2.3) и крайне ограниченный ареал. Это единственные среди юрских фораминифер формы, которые, впервые возникнув в тропических морях, до конца своего существования оставались эндемиками Тетиса. Характерно также, что сообщества такого состава были приурочены только к мелководным осадкам, заселяя зону литорали и сублиторали этих акваторий. Следует отметить, что систематический состав фораминиферовых сообществ, обитавших в морях Тетиса и, в частности, в Восточном Средиземноморье, не оставался стабильным на протяжении юрского времени. Начало юры характеризует низкое систематическое разнообразие фораминифер: в геттанге присутствуют представители всего 6 отрядов (из 17 известных в юре Тетиса), представленных 7 родами. В синемюре число отрядов возрастает до 8 (13 родов), в плинсбахе – до 13 (49 родов), а начиная с батского времени до конца юры в сообществах фораминифер биоразнообразие возрастает и представлены уже все отряды (см. рис. 3.2.3). Характерно появление в плинсбахе сразу четырех новых

Рис. 3.2.2. Цикламминидово-пфендеринидовый тип фауны юрских фораминифер.

Роды-эндемики Тетической зоохории, x25: 1 – Everticyclammina; 2 – Haurania; 3 – Torinosuella; 4 – Alveosepta; 5 – Anchispirocyclina; 6 – Pseudocyclammina; 7 – Timidonella; 8 – Choffatella; 9 – Praekurnubia; 10 – Kurnubia; 11 – Steinekella; 12 – Pfenderella; 13 – Palaeopfenderina; 14 – Arenovirgulina; 15 – Meyendorffina; 16 – Bramkampella; 17 – Redmondoides; 18 – Kilianina; 19 – Rijadhella; 20 – Melathrokerion; 21 – Rectocyclammina; 22 – Dhrumella; 23 – Flabellocyclolina

отрядов Trochamminida, Textulariida, Spirillinida и Buliminida (рис. 3.2.4). Некоторый спад систематического разнообразия фораминифер отмечен в тоаре – 10 отрядов, 28 родов. Важнейшим эволюционным этапом в развитии фораминифер является появление планктонных фораминифер (отряд Globigerinida), которое связано с ранней–началом средней юры. Надо отметить, что появление первых планктонных фораминифер в геттанге–синемюре (Globuligerina geczyi Görög) вызывает сомнения у многих специалистов, поскольку морфологические особенности этих форм соответствуют более позднему уровню их эволюционного развития. Поэтому появление двух планктонных родов Praegubkinella и Oberhauserella в тоаре Швейцарских Альп скорее всего является первым достоверным стратиграфическим уровнем возникновения планктонных фораминифер (BouDagher-Fadel et al., 1997).

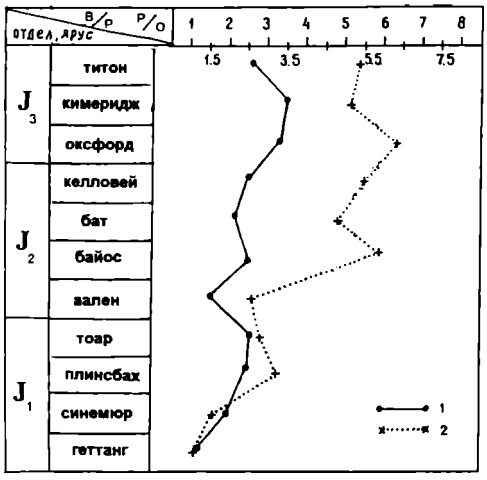


Рис. 3.2.3. Родовое и видовое разнообразие юрских фораминифер в Тетической зоохории.

1 – видовое разнообразие (В/Р); 2 – родовое разнообразие (Р/О)

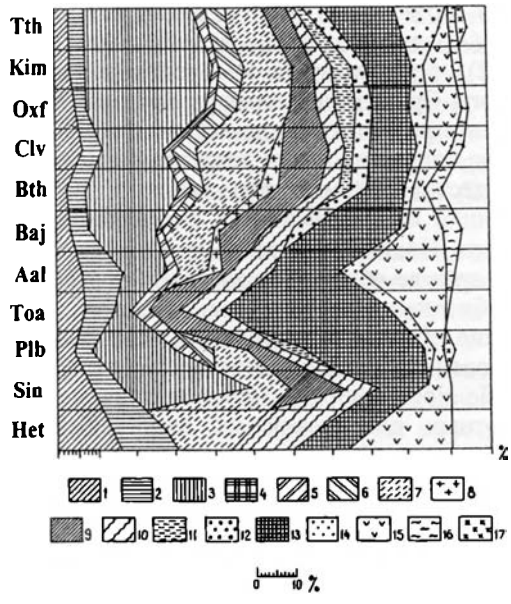


Рис. 3.2.4. Систематический состав юрских фораминифер в Тетической зоохории по отрядам (в %):

Отряды: 1 – Astrorhizida; 2 – Ammodiscida; 3 – Lituolida; 4 – Rzehakinida; 5 – Textulariida; 6 – Trochamminida; 7 – Ataxophragmiida; 8 – Oritolinida; 9 – Involutinida; 10 – Cornuspirida; 11 – Spirillinida; 12 – Miliolida; 13 – Lagenida; 14 – Polymorphinida; 15 – Rotaliida; 16 – Globigerinida; 17 – Buliminida

Таблица 1. Численность таксонов юрских фораминифер в Тетической зоохории

Эпоха	Ярус	Число					Индекс	
		отрядов		родов		видов		
		О	в том числе новых	Р	в том числе новых	В	родового разнообразия Р/О	видового разнообразия В/Р
J_3	Tth	15	1	80	9	216	5,3	2,7
	Kim	14		72	7	252	5,1	3,5
	Oxf	14		89	18	303	6,3	3,4
J_2	Clv	15		82	9	205	5,5	2,5
	Bth	15	1	74	13	177	4,8	2,4
	Baj	14	2	81	19	211	5,8	2,6
	Aal	12	1	31	4	50	2,6	1,6
J_1	Toa	10		28	3	73	2,8	2,6
	Plb	13	3	49	9	127	3,7	2,6
	Sin	8	2	13	3	23	1,6	1,8
	Het	6		7	2	10	1,1	1,4

Систематическое разнообразие фораминифер начиная с аалена неуклонно возрастает, достигает максимума в оксфорде (89 родов), несколько снижается в кимеридже (72 рода) и снова возрастает в титоне (81 род) (табл. I). Существенно отметить, что на протяжении юры не происходило ни биотических кризисов, ни массовых вымираний, затронувших фауну фораминифер. Анализ изменения численности и процентных соотношений различных групп родов юрких фораминифер проведен нами для фауны всего Тетического бассейна. Как показало изучение, закономерности, выявленные для Тетиса, полностью выдерживаются в Восточном Средиземноморье. В сообществах фораминифер, изученных во всей стратиграфической последовательности от геттанга до титона включительно, выделены нами три группы: 1) рода, вымирающие на протяжении геологического века (яруса), 2) появляющиеся в этом интервале и 3) продолжающие свое существование (рис. 3.2.5). Последняя группа в процентном отношении доминирует. Что касается появляющихся и вымирающих таксонов, то их соотношение находится в приблизительном балансе (равновесии), за исключением геттанга и титона, где число вымирающих родов значительно меньше, чем возникающих. Это, по нашему мнению, связано с тем, что геттанг – первый век юрского периода, когда после массового вымирания биоты на границе триаса и юры началось формирование новых юрских сообществ фораминифер и обновление их систематического состава. А титон – терминальный ярус юры и именно на протяжении титонского века впервые возникли многие таксоны, получившие развитие уже в меловую эпоху. С этим в большей мере связаны трудности проведения границы между юрой и мелом. Ни в Тетических, ни в Бореальных и Арктических разрезах на этом рубеже не возникает новых таксонов родового ранга и обновление фауны происходит только на видовом уровне. Анализ динамики биоразнообразия юрских фораминифер Восточного Средиземноморья показывает, что развитие фораминифер имело поступательный характер с увеличением численности таксонов на всех таксономических уровнях от отрядов до видов.

Детальное послойное изучение палеобиоценозов фораминифер из многочисленных разрезов юрских отложений показало, что сообщества этих ископаемых гетерогенны по составу и включают на ряду с эндемичными формами также большое количество космополитных родов, широко распространенных в Бореальной и Нотальной областях и даже в приполярных акваториях. Эти сообщества, выделенные в особые типы фауны фораминифер и также, как тропический цикламминидово-пфендеринидовый тип, названные по доминантным компонентам нодозариидово-эпистоминидовый (Бореальный и Нотальный) и нодозариидово-аммодисцидовый (Арктический) (Басов, 1974, 1991; Басов и др., 1972), присутствуют в юрских отложениях Восточного Средиземноморья, в ряде случаев перемежаясь в разрезах с эндемичными сообществами. Кроме того, во многих разрезах были встречены сообщества фораминифер смешанного состава, включающие как эндемичные, так и космополитные формы. Подобное явление нуждалось в объяснении и прежде всего в выяснении роли биотических и абиотических факторов, влиявших на распределение фауны в изученных палеобассейна. Было проведено исследование состава и фациальных особенностей юрких пород и влияния палеоландшафтных обстановок на состав бентосной фауны фораминифер (Вознесенский, Кузнецова, 1999). Эти исследования показали, что важнейшим фактором, определившим состав и распределение донных фораминифер в юрских бассейнах, была

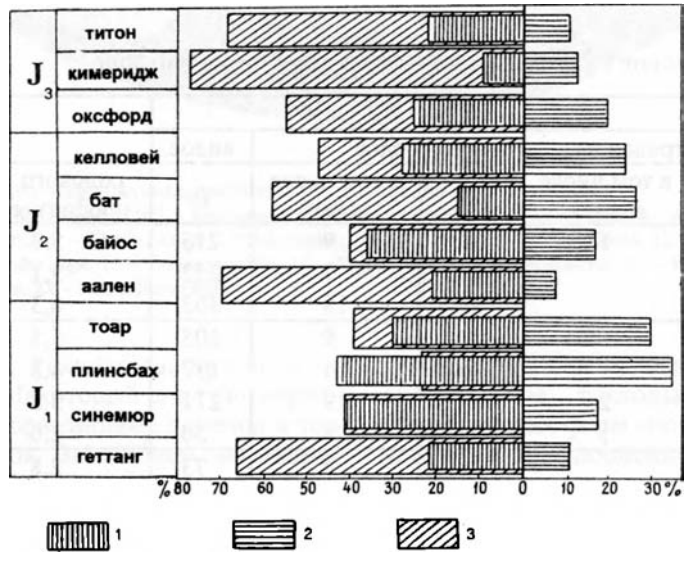


Рис. 3.2.5. Соотношение появляющихся, вымирающих и выживающих (транзитных) родов юрских фораминифер в Тетической зоохории (в %)

батиметрическая дифференциация и непосредственно связанный с ней температурный режим. Наиболее мелководные осадки, формировавшиеся в области литорали и верхней сублиторали, представленные детритовыми, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, содержали сообщество фораминифер почти исключительно эндемичного состава. Они включали представителей семейств Charentiidae (роды Charentia, Melathrokerion), Orbitopsellidae (род Labyrinthina), Mesoendothyridae (роды Mesoendothyra, Feurtillia), Hottingeritidae (род Alveosepta), Cyclamminidae (роды Bramkampella, Pseudodocyclammina, Choffatella, Torinosuella, Dhrumella, Everticyclammina), Hauraniidae (роды Limognella, Timidonella), Chrysalidinidae (роды Riyadhella, Redmondoides, Riyadhoides, Pseudomarssonella), Pfenderinidae (роды Palaeopfenderina, Pfenderella, Sanderella, Steinekella, Satorina, Praekurnubia, Kurnubia), Dictyoconidae (роды Kilianina, Meyendorffina, Paracoskinolina). Отложения такого состава встречены в разрезах на разных стратиграфических уровнях в батском, келловейском, оксфордском и титонском ярусах в центральной части Берегового хребта в Западной Сирии и в титоне Антиливана (Kuznetsova et al., 1996; Кузнецова, Доброва, 1995), в западной части Турции (Bassoullet, Poisson, 1975).

Сообщества фораминифер смешанного состава, включающие как эндемичные тетические, так и космополитные формы присутствуют во многих разрезах юго-западной части Сирии и в Израиле (разрез Махтеш Гадол) в формациях Zohar, Kidod и Beer Sheva. Они отмечены в бате, келловее, оксфорде, кимеридже. Вмещающие их породы представлены различными известняками, преимущественно глинистыми, афанитовыми и псевдоолитовыми, а также мергелями и глинисто-алевритовыми осадками. Сообщество фораминифер включает представителей семейств Lituolidae (роды Ammobaculites, Bulbobaculites), Haplophragmiidae (роды Haplophragmoides, Haplophragmium), Verneuilinidae (роды Verneuilina, Verneuilinoides, Palaeogaudryina), Ophthalmidiidae (род Ophthalmidium), Nodosariidae (роды Lenticulina, Astacolus, Citharina, Planularia), Polymorphinidae (роды Eoguttulina, Globulina), Ceratobuliminidae (роды Lamarockella, Reincholdella). Указанные роды являются космополитами или гемикосмополитами (внеарктическими космополитами). Наряду с ними в разрезах Юго-Западной Сирии (Антиливан) и в Израиле в отложениях бата, келловея, оксфорда и титона присутствуют и эндемичные тетические формы, относящиеся к семействам Nautiloculinidae (род Nautiloculina), Mayncinidae (роды Flabellocyclolina, Phenacophragma, Stomatostoecha), Cyclamminidae (роды Pseudocyclammina, Rectocyclammina, Everticyclammina, Choffatella), Hauraniidae (роды Anchispirocyclina, Timidonella), Pfenderinidae (роды Palaeopfenderina, Kurnubia). Сообщества смешанного типа связаны в основном с относительно глубоководными участками бассейна и приурочены к склонам и днищам впадин с высокой скоростью осадконакопления и активным гидродинамическим режимом. Число видов космополитных родов значительное, эндемичные рода представлены единичными видами. В разрезах комплексы такого типа обычно присутствуют в глинах, аргиллитах, псевдоолитовых известняках (Вознесенский, Кузнецова, 1999).

Наиболее глубоководные юрские отложения обнаружены в Центральной Турции (разрез Аладжаатлы), где они представлены трансгрессивной последовательностью пород от оксфорда до раннего мела. В разрезе, сложенном чередованием известковистых пестроцветных кремней и красных, розовых и серых комковатых известняков общей мощностью около 40 м, присутствует, помимо радиолярий, сообщество фораминифер, включающее бентосные и планктонные формы. Последние представлены массовым количеством раковин Globuligerina oxfordiana (Grigelis) – характерного зонального вида среднего оксфорда. Бентосные фораминиферы принадлежат к семействам Verneuilinidae (род Palaeogaudryina), Cornuspiridae (род Cornuspira), Polymorphinidae (род Eoguttulina), Ceratobuliminidae (род Paulina), Epistominidae (род Epistomina), Trocholinidae (род Trocholina), Ophthalmidiidae (род Ophthalmidium). Характерно, что в данном разрезе из бентосных групп морской биоты присутствуют только фораминиферы, остальные донные организмы (моллюски, иглокожие, кораллы, остракоды и др.) полностью отсутствуют. Своеобразная фация розовых и красных комковатых известняков, известная как фация "ammonitico rosso", широко распространена в палеобассейнах Альпийской складчатой зоны, но до последнего времени не была известна в Восточном Средиземноморье. Эти осадки формировались в открыто-морских бассейнах, в удаленных от береговой линии глубоководных частях, куда поступление терригенного материала было минимальным.

В связи с этим накопление кремнистых и карбонатных осадков происходило крайне медленно, что отразилось на малых мощностях рассматриваемых пород. Напомним для сравнения, что в Крыму мощность оксфордских отложений колеблется в разных структурно-фациальных зонах от 650 до 1900 м. В Сирии – от 150 м в разрезах Берегового хребта до 285 м в горах Хермон в южной части Антиливана. Сообщество фораминифер, присутствующее в породах фации "ammonitico rosso", сходно по составу с комплексами этих форм, известных в оксфорде Русской платформы, Прибалтики, Польши, Германии, Португалии, Мадагаскара. В перечисленных местонахождениях оксфордские отложения являются менее глубоководными, но более холодноводными по широтно-климатическому положению палеобассейнов. Исключение представляют разрезы Португалии (Stam, 1986), расположенные в пределах Мезотиса, но

относящиеся к более глубоководной, возможно, эпибатиальной батиметрической зоне бассейна.

Изучение фораминифер Восточного Средиземноморья показало, что развитие этой группы на протяжении юры имело поступательный характер с отчетливым увеличением биоразнообразия от начальных этапов (геттанг) до завершающих стадий (титонский век). Увеличение биоразнообразия фораминифер проявилось на всех таксономических уровнях от отрядов до видов.

Важнейшим этапом в эволюции фораминифер, во многом определившим их дальнейшее развитие, стало первое появление в конце ранней-начале средней юры первых планктонных фораминифер (отряд Globigerinida). Пространственное распространение и состав фораминифер в юрских акваториях Восточного Средиземноморья зависело от многих абиотических факторов – положения палеобассейна в той или иной структурно-фациальной зоне, батиметрической зональности бассейна, температурного режима, солености и химизма водных масс, характера и состава донных осадков, гидродинамического режима, удаленности от береговой линии. Анализ всего комплекса этих факторов показывает, что одними из важнейших были батиметрическая зональность и связанный с ней температурный режим, гидродинамика и состав субстрата, на котором обитали фораминиферы.

К каким же стратиграфическим выводам позволяют прийти изложенные данные? В.В.Меннер, чье внимание всегда привлекала проблема разработки дробных стратиграфических шкал и корреляция разнофациальных отложений, еще в ранних работах (Меннер, 1962) указывал, что "единственно правильным является создание стратиграфической шкалы на основании геологической истории путем изучения характера осадконакопления и развития органических форм..." и "биостратиграфические данные с очевидностью свидетельствуют об этапности геологического развития как отдельных бассейнов, так и всей поверхности Земли, прямо отражающейся и в этапности развития органических форм...". По мнению В.В. Меннера, этапность хорошо наблюдается в осадках эпиконтинентальных морей, где проблема сопоставления разнофациальных отложений приобретает особое значение. Иными словами, комплексное использование палеонтологических, палеоэкологических и палеогеографических данных, как подчеркивал В.В.Меннер, – необходимое условие для разработки стратиграфических шкал, отражающих реальную историю развития Земли. Анализируя динамику биоразнообразия всей биоты или какой-либо группы, в нашем случае юрских фораминифер Тетиса, связывая ее с развитием бассейна, мы убеждаемся в справедливости этого положения, высказанного В.В. Меннером более 30 лет назад. Именно комплексное изучение биоценозов, фораминифер, определение эндемичных и космополитных форм, выявление их адаптивного пространства и эволюционного уровня дает возможность разработки детальной стратиграфии и удаленной корреляции отложений, охарактеризованных подчас резко различными по составу сообществами.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64298), руководитель К.И. Кузнецова.

Литература

Басов В.А. О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 63–77.

Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210–224.

Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я. Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным // Палеонтология. М.: Наука, 1972.

Вознесенский А.И., Кузнецова К.И. Палеоландшафтные обстановки и их влияние на состав бентосных фораминифер в юрских бассейнах Сирии // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 1999. С. 187–191.

Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Вопросы систематики и номенклатуры раннего планктона (фораминиферы) // Палеонтол. журн. 1998. № 6. С. 3–12.

Кузнецова К.И. Эволюция юрских тетических фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 86–94.

Кузнецова К.И., Брагин Н.Ю. Космополитные сообщества фораминифер из юрских отложений Центральной Турции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 6.

Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Эндемичные космополитные сообщества фораминифер в юрских отложениях Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 2. № 2. С. 38–52.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука, 1985. 133 с.

Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит // Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 65. 373 с.

Arnaud-Yanneau A. Micropaleontologie, palaeoecologie et sedimentologie d'une plate-forme carbonate de la marge passive de la Tethys // L'urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse.Geologie Alpine, Mem. 11. 1980. P. 1–3.

Bassoullet J.P., Poisson A. Microfacies du Jurassique de la Région D'Antalya (secteurs IV et NW) Taurus Lycien (Turquie) // Rev. de Micropaléontologie. 1975. Vol. 18. № 1. P. 3–14.

Bou Dagher-Fadel M.K., Banner F.T., Whittaker J.E. and with a contribution from Simmons M.D. The Early evolutionary history of planktonic foraminifera. London: Chapman et Hall, 1997. 370 p.

Butt A. Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Morocco // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1982. Vol. 37. P. 235–275.

Kuznetsova K.I., Grigelis A., Adjamian J., Jarmakani E., Hallaq L. Zonal stratigraphy and foraminifera of the Tethyan Juras-

sic (Eastern Mediterranean)/ London: Gordon and Breach Publishers, 1996. 256 p.

Morris P.H., Dyer R. The application of Middle Jurassic-Early Cretaceous agglutinated Foraminifera to the Offshore Correlation of Humder Group sediments in the North Viking graben // Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinates Foraminifera. Netherland: Kluwer Acad. Publishers, 196. P. 961–967.

Murray J.W. Benthonic foraminiferal assemblages: criteria for distinction of temperate and subtropical carbonate environments // Micropalaeontology of Carbonate Environments. Hart M.B. (ed.). British Micropalaeontol. Society, Ellis Harwood Ltd. Publishers. 1987. P. 9–21.

Pelissie T., Peybernes B., Rey J. The larger benthic foraminifera from the Middle/Upper Jurassic of SW France (Aquitaine, Causses, Pyrenees) // Biostratigraphic, paleontologic and paleogeographic interest: Benthos'83. 1984. P. 479–489.

Picard L., Hirsch F. The Jurassic stratigraphy in Israel and the Adjecent Countries. Jerusalem: The Israel Academy of Sciences and Humanities, 1987. 106 p.

Said R., Barakat M.G. Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt // Micropaleontology. 1958. Vol. 4. № 3. P. 231–272.

Sampo M. Microfacies and microfossils of the Zagros area Southwestern Iran (from Pre-Permian-Miocene). Leiden: E.J.Bril, 1987. 102 p.

Simmons M.D., Hart M.B. The biostratigraphy and microfacies of the Early to mid-Cretaceous cargonates of Wadi M1; aidin, Central Oman Mountains // Micropalaeontology of Carbonate Environments. London: Ellis Harwood Ltd. Publishers, 1987. P. 176–208.

Stam B. Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic Foraminifera from Portugal and its implication for the Grand Banks of Newfoundland. Utrecht Micropaleontol. Bull. 1986. № 3. 167 p.

3.3. Особенности расчленения глубоководных отложений по моллюскам (на примере кайнозоя Дальнего Востока)

Монографическое изучение большой коллекции глубоководных пектинид группы Amusium из хорошо датированных нанопланктонном и планктонными фораминиферами палеогеновых разрезов Камчатки позволило выделить 5 уровней ее развития в интервале палеоцен–поздний эоцен и подтвердить ранее высказывавшееся мнение о разном темпе эволюции мелководных и глубоководных фаун, а также наметить некоторые выводы о путях миграции группы.

Monographic treatment of the big collection of deep-water pectinids of the Amusium group from the Kamchatka Paleogene sections well dated by nannoplankton and planktonic foraminifers allowed us to recognize five evolutionary levels of this group in the Paleocene-late Eocene time. Earlier supposition on difference in evolutionary rates of shallow- and deep-water faunas are confirmed. Some inferences on the group migrations were made.

Введение

Исторически так сложилось, что расчленение древних осадочных толщ было предпринято в XIX в. в первую очередь в континентальных, лагунных и полузамкнутых бассейнах в основном европейского континента. До второй половины нашего столетия проблема расчленения океанических отложений не приобрела еще практического значения, а до получения результатов по океаническому бурению кардинальная разница в методах изучения палеобиот этих двух крупных типов бассейнов не была осознана в полной мере из-за отсутствия детальных данных по океанам. И надо отдать должное В.В.Меннеру, который одним из первых (1962) обратил внимание на необходимость сравнительного изучения отложений открытых и эпиконтинентальных бассейнов, почему на Камчатке в 50-х годах и были начаты специальные исследования сотрудниками лаборатории стратиграфии фанерозоя ГИН РАН.

С тех пор прошло достаточно много времени, биостратиграфия в целом шагнула вперед и зональные подразделения воспринимаются современными исследователями как естественные единицы общей стратиграфической шкалы, но расчленение и корреляция отложений мелководных и относительно глубоководных фаций шельфовых и окраинных бассейнов, как и ранее, часто являет собой трудно разрешимую проблему. Это прежде всего относится к бореальной области. Известковистый планктон здесь встречается крайне редко, а остатки кремнистого планктона присутствуют спорадически (к тому же он часто перекристаллизован), почему значительная роль в расчленении древних толщ принадлежит бентосу и в частности моллюскам. Однако метод расчленения по моллюскам долгие годы базировался на опыте исследования европейских разрезов, представленных отложениями полузамкнутых бассейнов, в основном с мелководными бентосными ассоциациями литорали или верхней сублиторали. Это чаще всего богатые как в количественном, так и в систематическом отношении комплексы, которые позволяют достаточно легко расчленять заключающие их отложения, выделяя в разрезе сменяющие друг друга достаточно дробные маломощные "слои с фауной". Показательным примером выделения таких слоев в неогене в мелководных отложениях Понто-Каспия были работы 20-х годов по акчагыльским и сарматским моллюскам (Колесников, 1940, 1950). Позднее такой же подход был использован при биостратиграфических исследованиях в приокеанических бассейнах геосинклинального типа, что впервые и было продемонстрировано В.В. Меннером на Камчатском материале (1961, 1962).

Практически все стратиграфические построения по неогеновым отложениям Западной Камчатки основаны на мелководных комплексах моллюсков. В 50-х годов была составлена и принята унифицированная стратиграфическая схема региона, в основу которой положены такие подразделения, как горизонты и "зоны" с моллюсками. Позднее (Атлас..., 1984) удалось обосновать выделение более дробных слоев. Так, в неогене Западной Камчатки по моллюскам выделено 14 слоев. Они достаточно уверенно протягиваются не только в этом регионе. Часть из них узнается и на достаточно большом удалении – на Восточной Камчатке, на Сахалине и даже в Японии. Это касается прежде всего таких широко распространенных отложений как раннеплиоценовые слои с Fortipecten takahashii, слоев с Macoma optiva среднего миоцена,или же слоев с Chlamys cosibensis второй половины среднего миоцена. При постановке геологических работ на Камчатке В.В.Меннер главной задачей разработку

приемов расчленения кайнозоя разных фаций и глубин. Ведь если для мелководных (литоральных и верхнесублиторальных) отложений Западной и отчасти Восточной Камчатки методику выделения слоев можно считать достаточно хорошо отработанной, особенно на неогеновом материале (Гладенков, 1972; Синельникова и др., 1976, 1979, 1985; Синельникова,1975, 1985, 1988 и др.), то расчленение глубоководных фаций на дробные биостратиграфические единицы до сих пор вызывает определенные сложности.

Такие отложения обычно представлены мощными монотонными глинистыми или кремнистыми пачками, где почти не встречается остатков моллюсков или же они представлены редкими мелкомерными тонкораковинными формами, имеющими плохую сохранность. Эти толщи долгое время остаются нерасчленными, а определение их возраста, при отсутствии планктонных форм, часто бывает условным. Между тем для кайнозоя Дальнего Востока они являются характерным элементом разреза и обнаруживаются во многих палеобассейнах Восточной России, Японии и Северной Америки, т. е. практически во всех районах севера Тихоокеанского кольца. Наиболее характерными можно считать палеогеновую формацию Поронаи Хоккайдо, тюшевские, козловские и кубовские толщи Кроноцкого полуострова, палеогеновые свиты Ильпинского полуострова Восточной Камчатки и т.д. Эти толщи, обычно глинистые и кремнистые, наиболее близко подходят по своему характеру к окраинно океаническим, а присутствие в них планктона или же наннопланктона такое сходство только увеличивает. Их яркой особенностью является наличие остатков раковин двух групп тонкораковинных пектинид (группа Amusium и группа Eburneopecten) – это представители родов Variamussium Sacco, Parvamussium Sacco, Delectope cten Stewart, Palliolum Monterosato, которые как правило не встречаются в мелководных толщах. В первую очередь интересны особенно часто встречающиеся в разрезах, формы, определяемые как Variamusium и Parvamussium, которые характеризуют палеоценовые и эоценовые отложения этого региона. По традиции в отложениях русского Дальнего Востока определялись виды рода Variamussium,тогда как в отложениях Северной Америки и Японии аналогичные формы относились к роду Propeamussium или Parvamussium.Такая номенклатурная неоднозначность практически не влияет на результаты биостратиграфических исследований отдельного региона, но мешает при корреляции или экологическом анализе. Тогда требуется определенное монографическое исследование для решения вопросов валидности родовых и видовых категорий. На возможность использования рода Variamussium Sacco в расчленении древних толщ в 60-х годах указывалось И.А. Коробковым (1960), который описал комплексы этого рода в южноевропейском палеогене. Впоследствии подобное исследование было проведено для Восточной Камчатки И.Г. Прониной (1985). В последние 15 лет были собраны новые данные по Variamussium в разных свитах Дальнего Востока. Чрезвычайно важно при этом, что находки пектинид получили во многих случаях четкую привязку к общей шкале по определениям найденного с ними зонального наннопланктона (Щербинина, 1997) и планктонных фораминифер (Беньямовский и др., 1992). Такие данные в настоящее время появились почти по всем разрезам, где имеются находки Variamussium. Наша коллекция состоит как из собственных сборов, так и из образцов, переданных И.Г.Прониной с ее видовыми определениями, а также из экземпляров пектинид из оммайской свиты, собранных В.И. Волобуевой на Маметчинском полуострове северо-западной Камчатки, Ю.Б. Гладенковым из отложений свиты мыса Тонс о.Карагинского, А.И. Челебаевой и А.Е. Шанцером из ковачинских отложений по р.Латаева. Всего в коллекции насчитывается около 300 экземпляров раковин, ядер и отпечатков. Аналогичные работы по расчленению толщ, содержащих глубоководные комплексы или ассоциации глинистых фаций (сестонофаги), проводились не только на территории русского Дальнего Востока, но и на территории Японии и Калифорнии. В.В.Меннер (1962) полагал, что большая продолжительность биостратиграфических подразделений открытых океанических бассейнов связана с разным темпом их эволюции в открытом океане и в полузамкнутом бассейне, что, в свою очередь, связано с относительным постоянством условий существования в первом случае и с резким изменением гидрологических условий в эпиконтинентальных морях. Однако широкое понимание авторами видов и отсутствие монографических работ по этой группе моллюсков мешает достоверному расчленению вмещающих их толщ. Как следствие этого, часто в списках моллюсков разных стратиграфических уровней под одним видовым названием фигурируют разные виды или подвиды. На Камчатке имеется целая серия разрезов глубоководных (глинистых или глинисто-кремнистых) отложений, вмещающих раковины Variamussium, которые до последнего времени определялись одним видом – Variamussium pillarense (Slod.). Из-за этого разновозрастные толщи считались синхронными и определялись по моллюскам исключительно олигоценом, так как коррелировались с ковачинской свитой Западнокамчатского разреза, из которой были описаны раковины V. pillarense и которая до 1974 г. считалась олигоценовой.

Вместе с тем находки пектинид были сделаны на разных стратиграфических уровнях. Наибольший интерес в этом плане представляет разрез Ильпинского полуострова Восточной Камчатки. Во-первых, потому что здесь в единой последовательности во всей нижнепалеогеновой части встречаются комплексы с Variamussium, во-вторых, он хорошо охарактеризован как бентосными, так и

планктонными комплексами (Опорный разрез, 1994). Все остальные местонахождения Variamussium служат дополнительным материалом, подтверждающим выделенные стратиграфические комплексы Ильпинского разреза. На рис. 3.3.1 приведена карта с указанием местонахождений использованного материала. Раковины пектинид встречены от палеоценовых отложений до верхнеэоценовых включительно. Подробное литологическое описание разрезов и их биостратиграфическое расчленение, откуда происходят наши образцы, неоднократно публиковалось, поэтому здесь оно опускается (Гладенков, 1972; Гладенков и др., 1991).

Положение с систематикой пектинид

Анализ материалов по пектинидам показал, что виды группы Amusium, обладающие тонкой раковиной с резко различной скульптурой правой и левой створок и с внутренними ребрами, были характерным элементом сублиторальных и батиальных отложений раннего палеогена азиатской части севера Тихоокеанского кольца. Отнесение встречаемых в отложениях палеогена Тихоокеанской провинции Variamussium к двум-трем видам (V.pillarense – на Камчатке, V. Stanfordensis (Arn.) – в Северной Америке, V. kusiroense (Takeda) – на Хоккайдо), характеризующим разрезы только какого-то отдельного региона, делало невозможным расчленение вмещающих отложений по комплексам морских моллюсков и их корреляцию, что приводило к неверным стратиграфическим выводам и геологическим построениям. Нам казалось, что, судя по европейскому материалу, эта группа моллюсков не может быть столь эндемичной. Современный близкий вид Parvamussium alaskensis (Dall) обитает в настоящее время от 55°32' до 33°25' в Тихоокеанской провинции, захватывая Охотское, часть Японского и Берингово моря. Поэтому в первую очередь нам необходимо было понтъ, какие из морфологических признаков имеют превалирующее значение, а какие из них являются второстепенными или вообще не имеют таксономического значения.

По последним данным (Treatise on Invertebrate Paleontology, 1969) группа Amusium включает в себя следующие родовые категории: Amusium Roding, 1798; Korobkovia Gilbert et van der Poel, 1965;и Propeamussium de Gregorio, 1884. Последний включает два подрода – Propeamussium и Parvamussium Sacco, 1897 (= Variamussium Sacco, 1897). Перечисленные родовые и подродовые категории обладают достаточно близкими признаками, и их выделение представляет большие сложности, тем более что диагностические признаки и их соподчиненность специально никем не рассматривались. Для стратиграфических исследований на Дальнем Востоке в группе Amusium интересны только виды, относящиеся к роду Propeamussium de Gregorio, 1884, поэтому мы не будем в настоящей работе обсуждать род Amusium Roding и род Korobkovia Gilbert et van Poel, 1965. На территории бывшего СССР палеонтологами практически не использовался род Parvamussium Sacco, а все виды пектинид этой группы относились к роду Variamussium Sacco. Правомерность такого решения была обоснована И.А. Коробковым в специальной статье, посвященной изучению рода Variamussium (1960). Он привел весомые аргументы в пользу валидности этого рода и доказывал неправомерность использования категории Propeamussium de Gregorio, как выделенной по выщелоченной раковине, не сохранившейся в коллекциях до нашего времени, без указания типового вида и без изображения при первоописании, а также без точного указания типового местонахождения. Казалось бы приведенных аргументов вполне достаточно, чтобы сохранить род Variamussium как валидный, а категорию Propeamussium использовать лишь в крайнем случае. Однако в практике стратиграфических работ все пектена группы Amusium за рубежом относят к роду Propeamussium. Приведенные выше аргументы позволяют считать род Variamussium валидным, тем более что в объем рода Propeamussium включено множество видов имеющих различные диагностические признаки и вполне укладывающихся в границы обоих родов. Изучение коллекции пектинид, собранной последовательно снизу вверх из единого разреза, позволило вслед за Прониной прийти к выводу о достаточном разнообразии группы Variamussium в разрезах северной части Тихоокеанского кольца и о реальной возможности ее использования при расчленении глубоководных палеогеновых отложений этого региона, несмотря на то что морфологические признаки у многих видов не являются яркими. Однако при биостратиграфических исследованиях в этом случае должен быть иной подход, нежели использовавшийся в работах с мелководными толщами. В первую очередь здесь должна быть иная система описания, выделения и идентификации видов. В случае литоральных и верхнесублиторальных ассоциаций мы имеем дело с видами, обладающими четкими, хорошо различимыми морфологическими признаками и часто хорошую разнообразную скульптуру, располагая многочисленным в количественном отношении и крупнораковинным материалом, который позволяет легко и практически безошибочно определять родовую и видовую принадлежность встреченных форм. Совсем другая картина наблюдается при изучении глубоководных форм, когда в распоряжении палеонтолога имеются единичные раковины или фрагменты плохой сохранности в виде неполных ядер или отпечатков. Систематический состав комплексов очень однообразен и представлен как правило собирающими детритофагами и грунтоедами. Представители этих групп моллюсков имеют очень

Таблица 1. Морфологические признаки видов Variamussium и Parvamussium

Вид, табл., фиг.	л.ст., форма и величина	л.с., примакушеч. треуг.	л.с., внешняя скульптура	п.с., форм и величина	п.с., примакушч. треуг	п.с., внешняя скульптура	Зияние	Апикальный угол	Число внутренних ребер	
Variamussium indigenum Pron., табл. П, фиг. 1-7, табл. VI, фиг. 2,8а,б, табл. VII, фиг. 1	слабо вытянутая в высоту, округлая, маленькая	низкий, равносто-ронний со слабо вогнутой передней стороной	тонкие, слабые радиальные ребра, часто почти исчезают	круглая, до 1 см в диаметре	низкий, равносторо нний	концентри-ческие, тонкие, частые ребрышки, иногда почти исчезают	нет	110-115°	10-11	х в
Variamussium Kamtschaticum Pronina, табл.V, фиг. 3	вытянутая в высоту, овальная	низкий, равносто-ронний	очень тонкая, радиальная	почти круглая	низкий, равносто-ронний	тонкие, резко выра-женные приподнятые концентри-ческие ребра	нет	105-110°	11-15	п р в
Variamussium kronokiense Pron., табл. 1, фиг. 3а,б, табл. IV, фиг.5,6а, б,7, 10,11,14,16-20, табл. VI, фиг. 11,16	слабо вытянутая в высоту, очень маленькая	равнобедрен-ный, высотой в 1/3 высоты раковины	очень тонкая, радиальная	круглая	равносто-ронний, чуть меньше половины высоты раковины	очень тонкие, широко расставлен-ные концен-трические	нет	102-106°	10-12	п р н у
Parvamussium zhidkovae Pron., табл. I, фиг. 1а,б,2,4а,б,5а,б,в, табл. П, фиг. 1,14, табл. Ш, фиг.1-3, табл. IV, фиг. 1а,б,в,9,13,15,21, табл. VII, фиг. 3-10	вытянутая в высоту, овальная, слабо скошенная, крупная до 23 мм в диаметре	низкий, слабо неравно-сторонний	токие, струйчатые радиальные ребрышки	высота чуть больше ширины	низкий, слабо неравносто ронний	тонкие, кон-центрические ребрышки с узкими межребер-ными проме-жутками	слабо зияет	105-110°	11-13	п в в д
Parvamussium pillarense (Slod.), табл. II, фиг.2	почти круглая, средних размеров	высокий, почти равно-сторонний, передняя сторона прямая, задняя слабо вогнутая	тонкая,ради альная	округлая	высокий, равносто-ронний	тонкая, концентри-ческая, с частыми ребрами	зияющая	95-102°	8-9	т м у о П и с
Parvamussium ilpinense (Pron.), табл. П, фиг. 3-6,12.13, табл.IV, фиг. 2-4.8.23,25, табл. VI, фиг.4,9, 12,13,14, табл. VII, фиг. 2а,б,9а,б	вытянутая в высоту, крупная, скошенно-овальная	низкий, неравносто-ронний, передняя сторона слабо выпуклая, задняя вогнутая	очень тонкая радиальная	почти круглая	низкий, неравно-сторонний	тонкие, концентри-ческие ребра с узкими промежут-ками	зияющая	105-110°	9-10	т р р п р п и
Variamussium leohertleini (Addicott), табл. V, фиг. 1-3,5-9,11-15,17-19, табл. VI, фиг. 1,5-7,10,12	округлая, мелкая	низкий, почти равносто-ронний, с прямыми сторонами	тонкая, радиальная	почти круглая	низкий, широкий, с прямыми сторонами	слабые концентри-чесике ребра и пережимы	нет	108°	10	сл

amussium и Parvamussium

п.с., форм и величина	п.с., примакушч. треуг	п.с., внешняя скульптура	Зияние	Апикальный угол	Число внутренних ребер	Характер внутренних ребер	Величина и характер переднего ушка	Величина и характер заднего ушка	Распространение
круглая, до 1 см в диаметре	низкий, равносторонний	концентрические, тонкие, частые ребрышки, иногда почти исчезают	нет	110-115°	10-11	хорошо выраженные	на п.с. - округлое, спереди с широким слабо выраженным биссусным вырезом. На л.с. - почти прямое	нп п.с. - немного меньше переднего, почти прямое. На л.с.- почти равное переднему, прямое	палеоцен. Вост. Камчатка, кыланская свита, нижняя подсвита, пачка 13, танет-нижний ипр. Зап. Камчатка - оммайская свита, ипр
почти круглая	низкий, равносторонний	тонкие, резко выраженные приподнятые концентрические ребра	нет	105-110°	11-15	прямые, резко выраженные	ушки равные, без выреза, с прямыми или чуть скошенными сторонами	на обеих створках выражены почти одинаково	нижний эоцен. Вост. Камчатка, верещагинская и рифовская свиты, ипр
круглая	равносторонний, чуть меньше половины высоты раковины	очень тонкие, широко расставленные концентрические	нет	102-106°	10-12	прямые, резкие, на концах утолщенные	закругленный пепредний край и широкий бисуссный мелкий вырез	почти прямое и почти равное переднему	средний эоцен. Вост. Камчатка, кубовская и козловская свиты, лютет
высота чуть больше ширины	низкий, слабо неравносторонний	тонкие, концентрические ребрышки с узкими межреберными промежутками	слабо зияет	105-110°	11-13	появляются вставочные ребра в боковой части диска	прямое, почти равное заднему	прямое	средний эоцен. Вост. Камчатка, козловская свита, лютет-бартон
округлая	высокий, равносторонний	тонкая, концентрическая, с частыми ребрами	зияющая	95-102°	8-9	тонкие у макушки, утолщенные у окончания, Прямые сзади, изогнутые спереди	п.с.-спереди округлое, биссусный вырез в виде мелкой v-образной выемки.л.с.- прямое, почти равное	п.с.-чуть скошенное, вполовину меньше переднего. л.с.- прямое, почти равное переднему	верхний эоцен. Зап. Камчатка, ковачинская свита
почти круглая	низкий, неравносторонний	тонкие, концентрические ребра с узкими промежутками	зияющая	105-110°	9-10	тонкие, равномерно развитые на всей поверхности раковины, сзади прямые, спереди изогнутые	п.с. - округлое спереди, с мелким низким v-образным биссусным вырезом. л.с. - небольшое, почти прямое	п.с. - большое, немного скошенное. л.с. - большое скошенное	средний эоцен. Вост. Камчатка, гаилхавиланская свита, бартон
почти круглая	низкий, широкий, с прямыми сторонами	слабые концентрические ребра и пережимы	нет	108°	10	слабо изогнутые	п.с.- округлое, большое, с широким мелким биссусным вырезом. л.с. - высокое, большое,	п.с. - прямое, почти равное переднему. л.с. - крупное, скошенное	верхний эоцен. Вост. Камчатка, свита мыса Тонс, бартон

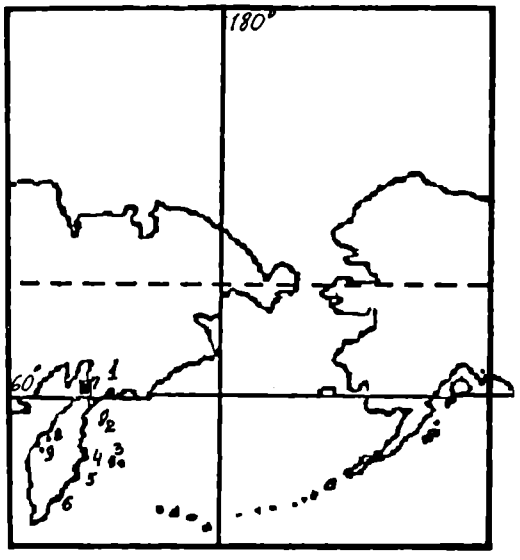


Рис. 3.3.1. Местонахождение пектинид группы Amusium в палеогене Севера Тихоокеанской провинции

1 – п-в Ильпинский, 2 – о.Карагинский, 3 – Командорские острова, 4 – п-ов Кроноцкий, 5 – п-ов Камчатский мыс, 6 – п-ов Завойко, 7 – п-ов Маметчинский, 8 – р.Латаева, 9 – р.Утхолок.

Таблица 2. Стратиграфическое по
Камчатки

Восточная Камчатка			
Слои с пектенами	Горизонты		
	Алугинский		
P.ilpinense	Гаилхавиланский		
P.zhidkovae	Килакирнунский		
V.kamtschatica			
V.indigenum	Кыланский		
?	Южно-ильпинский		
V. sp.			

Таблица 2. Стратиграфическое положение слоев с пектенами группы Amusium в палеогене Камчатки

Восточная Камчатка		Общая стратиграфическая шкала				Западная Камчатка		
Слои с пектенами	Горизонты	Возраст				Горизонты	слои с моллюсками	слои с пектенами
	Алугинский	палеоген			Олигоцен	Аманинс.		?
P.ilpinense	Гаилхавиланский	палеоген	эоцен	верхн.	Приабонский	Ковачинский	3	P.pillarense
P.zhidkovae	Килакирнунский	палеоген	эоцен	средний	Бартонский	Снатольский	3	?
V.kamtschatica		палеоген	эоцен	средний	Лютетский			
V.indigenum	Кыланский	палеоген	эоцен	нижний	Ипрский	Оммайский	2 ?	V.indigenum
?	Южно-ильпинский	палеоген	палеоцен		Танетский	Ткаправаямский	? 2	?
V. sp.		палеоген	палеоцен		Зеландийский	Камчикский	3	
		палеоген	палеоцен		Датский	Геткилнинский	3	V. sp.

тонкую, почти гладкую раковину лишенную ярких морфологических признаков. Кроме того, в раннем палеогене комплексы моллюсков часто состояли в основном из мелкомерных видов.

Суммируя все сделанное по группе тонкораковинных пектинид Коробковым на европейском материале (1960, 1962) и Прониной (1980) на материале Восточной Камчатки и учитывая свой палеонтологический материал, можно прийти к следующим выводам по систематике этой группы (группа Amusium). К родовым признакам могут относиться: соотношение размеров створок, скульптура створок (одинаковая или различная и ее характер на каждой створке – без деталей), характер и скульптура ушек, наличие или отсутствие биссусного выреза, качество внутренних ребер, отсутствие или присутствие бокового зияния. Видовыми признаками могут считаться: форма и величина левой и правой створок отдельно, характер примакушечного треугольника, характер боковых сторон примакушечного треугольника, подробная характеристика наружной скульптуры обеих створок, выпуклость правой створки, величина апикального угла, число внутренних ребер и их характер ,отношение длины смычного края к общей длине створок. Различия на родовом уровне – это функциональные признаки. Так, наличие или отсутствие биссусного выреза говорит об активном или пассивном образе жизни, качество внутренних ребер – о характере водного режима, большая выпуклость правой створки обычно свидетельствует о неподвижном положении моллюска на субстрате и т.д. С другой стороны, видовые признаки – это скорее чисто морфологические отличия, не несущие важной жизненной функции, примерно как окраска раковин у современных моллюсков или же толщина их створок у разных индивидуумов. Используя признаки в том объеме и той последовательности, что указаны выше, в разрезах палеогена Камчатки из группы Amusium были обнаружены представители двух родов (Variamussium и Parvamussium) и семи видов, а также три формы, определенные с открытой номенклатурой. Впервые в эоценовых отложениях Восточной Камчатки определен один американский вид, широко представленный в средне- и верхнеэоценовых отложениях Северной Америки. Все данные по морфологии и распространению видов сведены в табл. 1.

Стратиграфическое положение видов Variamussium

Самые древние в нашем материале кайнозойские находки Variamussium отмечены в маастрихт-датских отложениях о.Юрий Малой Курильской гряды (Серова и др., 1984). Это очень мелкие формы плохой сохранности с небольшим числом внутренних ребер, их наружная скульптура неизвестна, форма ушек тоже. Второй уровень нахождения Variamussium – верхний палеоцен. Так, в верхней части нижней подсвиты кыланской свиты (пачка 13) западного побережья, а также в разрезе Малой бухты восточного побережья Ильпинского полуострова были обнаружены немногочисленные раковины пектинид, отличающиеся небольшими размерами, округлой формой, широким мелким биссусным вырезом, 10–11 хорошо выраженными резкими внутренними ребрами и очень тонкой нерезкой наружной скульптурой на обеих створках. Они описаны Прониной как Variamussium indigenum Pronina (Пронина, 1980) и встречены в разрезе вместе с Periploma ilpinensis, Malletia ilyinae, Acila ilpinensis,Nucula ilpinica, Nuculana (Sacella) denominata, Neilo (Multidentata) semenovi. В Малой бухте вместе с V. indigenum встречены также Bathyarca ilpinensis, Callocardia (Nitidavenus) tejonensis, Pterolucina ilpinensis и многочисленные панцири глубоководных крабов. В целом это глубоководный, скорее всего батиальный комплекс, состоящий из отдельных разрозненных створок или отпечатков пелециподов. По современным представлениям (Опорный разрез, 1994) возраст нижней подсвиты кыланской свиты определяется в пределах верхней части танетского – нижней части ипрского ярусов; 13 пачка, откуда происходят раковины V. indigenum, еще относится к танетскому ярусу, таким образом распространение вида ограничено самыми верхами танетского яруса.

Третий уровень отмечен в пределах нижнего эоцена (ипрский ярус) в отложениях верещагинской и рифовской свит п-ва Камчатский мы, где Прониной описан V. kamtschatica Pronina (Пронина, 1969). Этот вид отличается почти плоской овальной раковиной с более длинным, чем у V. indigenum, передним ушком правой створки, со слабым биссусным вырезом и числом внутренних ребер до 15. В то же время на Западной Камчатке в отложениях оммайской свиты (нижний ипр) Маметчинского полуострова Л.В.Криштофович (Девятилова, Волобуева, 1981) описан Variamussium pillarense devjatilova L. Krisht. Как и у V.indigenum, у него имеется широкий биссусный вырез у переднего ушка правой створки, а заднее ушко – слабо скошенное, почти прямое. Все морфологические признаки обеих форм тождественны как для правой, так и для левой створок. По всей вероятности, V. devjatilova является младшим синонимом V. indigenum. Таким образом, уже в ипрское время, т. е. уже в раннем эоцене, ареал рода охватывал как Западную (северная часть), так и Восточную Камчатку и род на территории Камчатки был представлен в это время уже двумя видами.

Позже, в среднеэоценовое (лютетское) время – четвертый уровень – виды и подвиды Variamussium являются характерной частью глубоководных танатоценозов. Видовой спектр значительно расширяется, и в палеогеновых разрезах Восточной Камчатки для этой части стратиграфической колонки

отмечаются разнообразные формы рода Variamussium. По всей вероятности, такое многообразие среднеэоценовых видов связано с определенной изолированностью частей палеобассейнов, представлявших в прошлом часто глубокие заливы. Один из наиболее широко распространенных видов этого временного промежутка – Variamussium kronokiense Pronina, найденный на Кроноцком полуострове. Это мелкая форма с достаточно сильно выпуклой правой створкой, слабо развитой скульптурой наружной поверхности правой створки, с широким и мелким биссусным вырезом, хорошо развитой концентрической скульптурой на поверхности левой створки. Его присутствие в разрезе Ильпинского полуострова установлено условно (найдено только несколько небольших фрагментов, которые нельзя идентифицировать с полной уверенностью). В пределах Кроноцкого полуострова Прониной описан также V. zhidkovae Pronina. Это достаточно крупная форма несколько асимметричного габитуса с высоким примакушечным треугольником и почти равными скошенными ушками, плоская, с тонкой наружной скульптурой и слабо развитым боковым зиянием. Перечисленные признаки характеризуют виды рода Parvamussium. Обе формы найдены на территории современной Восточной Камчатки и в бартонских отложениях (кубовская и козловская толщи Кроноцкого полуострова), а также в отложениях аналогичного возраста п-ва Завойко.

Наконец, в верхнем эоцене (пятый уровень) наступает пик развития группы на территории Северной Пацифики. Кроме представителей рода Variamussium с небольшой раковиной грубо округлой формы, зубчиками по смычному краю и отсутствием бокового зияния, представленных в отложениях свиты мыса Тонс о. Карагинского – V. leohertleini (Addicott), V. neswiti Pronina и V.cf. kronokiense Pronina, – в отложениях свиты мыса Толстого Командорских островов, в отложениях гаилхавиланской свиты Ильпинского полуострова и в отложениях ковачинской свиты Западной Камчатки в изобилии стали встречаться виды с отчетливым боковым зиянием створок, с плохо прикрепленными внутренними ребрами. И.А. Коробков (1954) специально отмечал, что у раковин рода Parvamussium Sacco внутренние ребра не сливаются с раковинным веществом и имеют характер "как бы накладных ребер". Такие формы были описаны В.С. Слодкевичем (1936, 1938) и изображены Л.В. Криштофович (1961) как V. pilllarense Slod., а в разрезе Ильпинского полуострова И.Г.Прониной (1980) и В.И. Волобуевой (Волобуева и др., 1994) описаны как V. pillarense ilpinense Pronina. Признаки, указанные выше, свидетельствуют о принадлежности указанных форм к роду Parvamussium Sacco, 1897. Выше, в толщах датируемых олигоценом, ни на Западной, ни на Восточной Камчатке, ни на Сахалине представители группы Amusium не зафиксированы. Только для Японии имеются указания на присутствие подобных форм в рюпельских отложениях – V. circularis (Omori). К сожалению, в зарубежной литературе отсутствуют подробные описания выделенных видов, поэтому сравнение с ними сильно затруднено.

Сравнение темпа эволюции глубоководных и мелководных сообществ

Как сказано выше, в глубоководных отложениях палеоцен – эоцена Камчатки выделено 5 уровней с определенными индекс-видами рода Variamussium. Они характеризуются бедным видовым составом, существуют примерно в течение 3–5 млн лет и в целом соответствуют продолжительности палеогеновых ярусов. Для этого же геологического отрезка в мелководных толщах Западной Камчатки выделено 17–20 слоев с комплексами моллюсков, продолжительность существования которых исчисляется всего в 1–1,5 млн лет. Конечно, в мелководных толщах слои выделялись не по одному виду одного рода, как это показано в настоящей работе для псевдобатиальных отложений, а на комплексной основе, по обновлению моллюсковой ассоциации, что не всегда происходит на филогенетической основе (табл. 3.3.2). Появление новых видов или исчезновение ряда видов часто бывает связано с изменением условий существования фауны, что обычно отражается на литологическом составе вмещающих отложений, и в этом случае смена комплексов следует за фациальными изменениями. Многими гидробиологами неоднократно высказывалась мысль о замедленном темпе эволюции глубоководной фауны в целом (Зенкевич, Бирштейн, 1977). В качестве основной причины такого развития эти авторы считают однообразие и постоянство условий существования, разреженность населения, малое число преград для расселения, отсутствие экологической изоляции отдельных популяций и др. Все это вместе и определяет, видимо, длительность существования пектинид в относительно глубоководных отложениях палеогена Дальнего Востока, невозможность выделения более дробных подразделений на их основе и подчеркивает требование тщательной морфологической разработки диагностики видов и родов этой группы. В то же время большая эндемичность глубоководных форм в связи с популяционной изоляцией служит одним из самых больших препятствий при детальных биостратиграфических работах в районах развития глубоководных отложений, поэтому намеченное нами подразделение мощных однообразных, почти лишенных остатков макрофауны палеогеновых толщ Восточной Камчатки на основе найденных в них остатков моллюсков может служить не только целям биостратиграфии, но и отвечать на вопросы об условиях осадкообразования этих толщ и о воз-

можных связях палеобассейнов прошлого по наличию или отсутствию близких или же общих видов. В частности, выяснение путей миграции рода Parvamussium в верхнеэоценовое время представляется достаточно интересным, так как виды рода известны в европейском палеогене, в палеогеновых разрезах Аляски, Северной Америки и на Камчатке. Присутствие видов этого рода в разрезах Японии остается под вопросом ввиду отсутствия хороших описаний и изображений палеогеновых пектинид региона (Takeda, 1953; Oyama, Mizuno, Sakamoto, 1960). С другой стороны, присутствие в свите мыса Тонс Карагинского разреза американского Variamussium leohertleini (Addicott) наводит на мысль о прямых связях в позднеэоценовое время восточнокамчатской батиали и батиали Алеутских островов.

Литература

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока.Точилинский опорный разрез Западной Камчатки.М.: Наука, 1984. 334 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 385)

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. № 1. 1992. С. 110–123

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 214)

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Синельникова В.Н. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука. 1991. 183 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 467)

Девятилова А.Д., Волобуева В.И. Атлас фауны палеогена и неогена Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1981. 219 с.

Зенкевич Л.А., Бирштейн Я.А. О геологической древности глубоководной фауны. // Зенкевич Л.А. Избранные труды. М.: Наука, 1977. Т.П. Биология океана. С. 188–202.

Колесников В.П. Схема стратиграфического подразделения неогеновых отложений Понто-Каспийской области // Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 12. С. 567–574.

Колесников В.П. Акчагыльские и апшеронские моллюски. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 259 с. (Палеонтолоргия СССР; Т. 10; ч. 3, вып. 12).

Коробков И.А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 444 с.

Коробков И.А. Род Variamussium Sacco в палеогене СССР // Палеонтол. журн. 1960. № 2. С. 72–84.

Криштофович Л.В., Ильина А.П. Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки // Унифицированные стратигратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 170–181.

Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.; Наука, 1962. 375 с. (Тр. ГИН РАН ; вып. 65).

Меннер В.В., Куликова В.Н. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 235–238.

Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. Л.: Недра, 1973. 173 с.

Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Часть I. Стратиграфия; Часть П. систематическая часть. Магадан : РАН ДО СВКНИИ, 1994. Часть 1. 64 с. Часть П. 161 с.

Пронина И.Г. Эоценовые моллюски полуострова Камчатский мыс (восточное побережье Камчатки).// Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.; Наука, 1969. С. 73–84.

Пр*онина И.Г.* Моллюски среднемиоценовых отложений Кроноцкого района восточного побережья Камчатки // Палеонтологический сборник № 4. Л.: Недра, 1969. С. 244–270.

Пронина И.Г. Новые палеогеновые вариамуссиумы Восточной Камчатки. // Новые роды и виды древних растений и беспозвоночных СССР. Л.; Недра, 1980. С. 153–155.

Пронина И.Г. Род Variamussium (Bivalvia) и его значение для стратиграфии палеогеновых отложений Камчатки. // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР (сборник научных трудов) . Л.; Изд. ВНИГРИ. 1985. С. 58–62.

Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н. Маастрихт- палеоцен малой Курильской гряды. //Сов. геология. 1984. № 4. С. 59–63.

Синельникова В.Н. Пектиниды мио-плиоцена Камчатки. М.; Наука, 1975. 140 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 229).

Синнельникова В.Н. Детализация стратиграфических схем неогена Дальнего Востока (на примере Западной Камчатки).// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 74–81.

Синельникова В.Н. ,Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. и др. Миоплиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.; Наука, 1976. 280 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 294).

Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фотьянова Л.И. и др. Ранний плиоцен Западной Камчатки (энемтенская свита). М.; Наука, 1979. 238 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 333).

Синельникова В.Н.,Братцева Г.М., Дуброво И.А., Сычевская Е.К. Биостратиграфическая характеристика миоцена кавранского разреза Камчатки (моллюски, флора, десмостилиды). // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. Ч.П М.: ГИН АН СССР. 1985. С. 85–156.

Слодкевич В.С. Стратиграия и фауна третичных отложений западного побережья Камчатки. М.: Л.: 1936. 221 с. (Тр. НГРИ; Сер.А; Вып. 79. Ч. 1).

Слодкевич В.С. Третичные пелециподы Дальнего Востока. Палеонтология СССР. М.;Л.; Изд-во АН СССР, 1938. 508 с. (Т. 10, Вып. 18/19, Ч. 3)

Щербинина Е.А. Наннопланктон палеогеновых отложений Восточно-Камчатского региона. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 60–70.

Addicott W.O. Some Paleogene Mud Pectens of the Genus Propeamussium from Alasca and California. // The Veliger. 1971. Vol. 13. № 3. P. 226–229.

Oyama K., Mizuno A. ,Sakamoto T. Illustrated Handbook of Japanese Paleogene Mollusks. Geol.Surv. Japan, 1960. 244 p.

Takeda H. The Poronai formation (Oligocene Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and fossils fauna. // Geol. Sect. Hokkaido Assoc., Min.Techn.Studies Coal.Geol. 1953. № 3. 103 p.

Treatise on Invertebrate Peleontology. Part N. Vol. 1-3. Mollusca 6. Bivalvia. 951 p.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Фиг. 1а,б; 2; 4а,б; 5а,б,в. Parvamussium zhidkovae (Pronina, 1980).

Обр. № 69, Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий, разрез в 300 м южнее устья ручья Находка, козловская свита ,средний эоцен, верхний лютет.

1 – правая створка: а – вид сверху (х 2,0), б– скульптура (х8,0); 2 – левая створка, вид сверху (х2,0); 4 – правая створка; а – вид сверху (х2,5), б – скульптура (х8,0); 5 – правая и фрагмент левой створки: а– вид сверху (х1,5), б – скульптура правой створки (х8,0), в – скульптура левой створки (х8,0).

Фиг. 3а,б. Variamussium kronokiense Pronina, 1969.

Обр. № 55/1, Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий, разрез севернее устья р.Выдровая, козловская свита, средний эоцен, бартонский ярус. Фрагменты двух створок; а – отпечаток (х2,5), б – противоотпечаток (х2,0).

Таблица II

Фиг. 1; 14. Parvamussium zhidkovae (Pronina, 1980).

Обр. № 69, Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий, разрез в 300 м южнее устья ручья Находка, козловская свита, средний эоцен, верхняя часть лютетского яруса. Наружная скульптура левых створок (х8,0).

Фиг. 2. Parvamussium pillarense (Slodkewitsch, 1938).

Обр. № 8447, Западная Камчатка, р.Латаева, левый приток р.Тигиль, ковачинская свита, верхний эоцен. Правая и левая створки (ядра) с фрагментами раковины от разных экземпляров (х2,0).

Фиг. 3;4;5; 6; 12; 13. Parvamussium ilpinense (Pronina, 1980).

Обр. № 11/100 П72 (х 2,0),сборы И.Г.Прониной; 4,5 – обр. № 405/11(х1,5); 6 – обр. № 404/11 (х2,0). Все Восточная Камчатка, п–ов Ильпинский, гаилхавиланская свита, верхний эоцен, приабонский ярус.

Фиг. 7; 8; 9; 10; 11. Variamussium indigenum Pronina, 1980.

7 – обр. № 29/1(х1,5); 8 – обр. № 26/10 (х1,5); 9 – обр. № 29/1 (х2,0); 10 – обр. №28/2а (х2,0); 11 – обр. № 28/2а (х3,0). Западная Камчатка, Маметчинский п-ов, оммайская свита, нижний эоцен, ипрский ярус.

Фиг. 12; 13. Parvamussium sp. nov.

Обр. № 400/11 (х1,5): 12 – отпечаток, 13 – противоотпечаток. Восточная Камчатка, п-ов Ильпинский, разрез западного побережья, килакирнунская свита,пачка 3, средний эоцен, лютетский ярус.

Таблица III

Фиг. 1а,б; 2а,б; 3а,б. Parvamussium zhidkovae (Pronina, 1980).

1 – обр. № 69/10, правая створка: а – вид сверху (х1,5), б – деталь скульптуры (х8,0); 2 – обр. № 1018 /1, левая створка: а – вид сверху (х1,0), б – деталь скульптуры (х8,0); 3 – обр. № 263, левая створка: а – вид сверху (х1,0), б – деталь скульптуры (х8,0). Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий: обр. № 69 – разрез в 300 м южнее устья ручья Находка, козловская свита, средний эоцен, лютетский ярус; обр. № 1018 – правый борт р. Тюшовки в устье, тюшовская свита, верхний эоцен – нижний олигоцен; обр. № 263 – козловская свита, лютетский ярус.

Таблица IV

Фиг. 1а,б; 9; 13; 15; 21. Parvamussium zhidkovae (Pronina, 1980).

1 – обр. № 69/ 4: а – вид сверху (х1,0), б – деталь скульптуры (х8,0). 9 – обр. №1018 /2, вид сверху (х1,0); 13 – обр. № 69 – вид сверху (х1,0); 15 – обр. № 69а – вид сверху (х1,0); 21 – обр. № 31а, внутреннее строение правой створки, наружная скульптура левой створки (х2,0). Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий: обр. № 69 – разрез в 300 м южнее устья ручья Находка, козловская свита, средний эоцен лютетский ярус; обр. 1018 – правый борт р.Тюшовки в устье, тюшовская свита, верхний эоцен – нижний олигоцен; обр. № 31а, сборы и определения И.Г.Прониной, р.Волчья, козловская свита, средний эоцен.

Фиг. 2; 3; 4; 8; 23; 25. Parvamussium ilpinensis (Pronina, 1980).

2, 3, 4 – обр. № 412/5 (х1,0): 2– левая створка, вид сверху; 3 – отпечаток левой створки; 4 – отпечаток правой створки; 8; 23; 25 – обр. № 412/7 (х1,0): 8 – левая створка, вид сверху; 23 – левая створка, вид сверху; 25 – правая и левая створки, наложенные друг на друга. Восточная Камчатка, п-ов Ильпинский восточное побережье, бухта Большая, у первого северного мыса, гаилхавиланская свита, верхний эоцен, приабонский ярус.

Фиг. 5; 6а,б; 7; 10; 11; 14; 16; 17; 18; 19; 20. Variamussium kronokiense Pronina, 1969.

5;6;7;8; 20 – обр. № 204; 10;11;14;16;18;19 – обр. № 201. 5 – правая и левая створки, правая – вид изнутри, левая – ядро (х5,5); 6 – двустворчатый экземпляр (х3,0): а – ядро правой створки, б – ядро левой створки с частично сохранившейся раковиной;7 – правая створка, вид сверху (х5,0); 10 – частично деформированная левая

створка, вид сверху (х5,5); 11 – левая створка, вид сверху (х2,5);14 – правая створка, вид сверху (3,0); 16 – левая створка, вид сверху (х5,0); 18 – правая створка, вид сверху (х3,0); 19 – правая створка, вид сверху (х3,); 20 – правая створка, вид сверху (х3,0).

Фиг. 12; 21. Variamussium aff. kronokiense Pronina, 1969.

12; 21 – обр. № 55/1, (х2,0) – правая створка, вид изнутри; 21 – права створка, вид сверху. Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий, разрез севернее устья р.Выдровой, козловская свита, средний эоцен, бартонский ярус.

Таблица V

Все формы происходят из разреза о-ва Карагинского, свита мыса Тонс, верхний эоцен.

Фиг. 1; 2; 3; 5–9; 11–15; 17; 18; 19. Variamussium leohertleini (Addicott, 1971).

1–12 – обр. № 73/11; 13–17 – обр. № 73/6; 18 – обр. № 104; 19 – обр. № 82/2.

1; 2; 3; 6; 13; 15; 18 – (х 4,0), остальные изображения в натуральную величину.

Фиг. 4; 10; 16. Parvamussium zhidkovae (Pronina, 1980).

4; 10 – обр. № 73/11 (х1,0); 16 – обр. № 73/6 (х1,0).

Таблица VI

Фиг. 1; 5; 6; 7; 10; 12. Variamussium leohertleini (Addicott, 1971).

1; 6; 10; 12 – обр. № 73/11, Восточная Камчатка, о.Карагинский . свита мыса Тонс, верхний эоцен; 5; 7 – обр. № 7/13, Восточная Камчатка, п-ов Ильпинский, разрез западного побережья, килакирнунская свита, средний эоцен, бартонский ярус. 1– левая створка, вид сверху (х4,0); 5 – правая створка, внутреннее строение (х2,5); 6– правая створка, наружная скульптура (х5,0); 7 – правая створка, вид сверху (х4,0); 10 – правая створка. вид сверху (х4,5); 12 – правая створка, вид сверху (х3,0).

Фиг. 2; 8а,б. Variamussium indigenum Pronina, 1980.

Обр. № 7/13а, Восточная Камчатка, п-ов Ильпинский, килакирнунская свита, средний эоцен, бартонский ярус. 2 – правая створка, вид сверху (х5,0); 8 – левая створка с проступающей скульптурой правой створки: а – (х 8,0), б – (х12,0).

Фиг. 3. Variamussium kamtschaticum Pronina, 1969.

Обр. № 206/4а, левая створка, внутреннее строение (х1,5). Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий, бухта Удобная, козловская свита, сборы И.Г.Прониной, средний эоцен, бартонский ярус.

Фиг. 4, 9, 12, 13, 14. Parvamussium ilpinense (Pronina, 1980).

4, 9, 12, 14 – обр. № 73/11, Восточная Камчатка, о.Карагинский, свита мыса Тонс, верхний эоцен, 1 3 – обр. № 206/ 4а, Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий,бухта Удобная, козловская свита. сборы И.Г.Прониной, козловская свита,средний эоцен, бартонский ярус. 4 – левая створка, вид сверху (х2,0), 9 – левая створка, вид сверху (х2,0), 12 – правая створка, фрагмент, вид сверху (х3,0), 13 – правая створка, внутренне строение (х1,5), 14 – левая створка, вид сверху (х2,0).

Фиг. 11, 16. Variamussium kronokiense Pronina, 1969.

11 – обр. № 73/11, наложенные правая и левая створки, вид сверху (х4,5); Восточная Камчатка, о.Карагинский, свита мыса Тонс, верхий эоцен. 16 – обр. № П3/30, правые створки, вид сверху и внутреннее строение (х5,5). Восточная Камчатка, п-ов Кроноцкий, ручей Кедровый, козловская свита, средний эоцен, бартонский ярус. Сборы и определение И.Г.Прониной.

Фиг. 15. Variamussium sp. (V. cf. kamtschaticum Pronina, 1969).

Обр. № 7/10, правая створка, вид сверху (х4,0). Восточная Камчатка, п–в Ильпинский, разрез западного побережья, килакирнунская свита, средний эоцен, бартонский ярус.

Таблица VII

Фиг. 1. Variamussium indigenum Pronina, 1980.

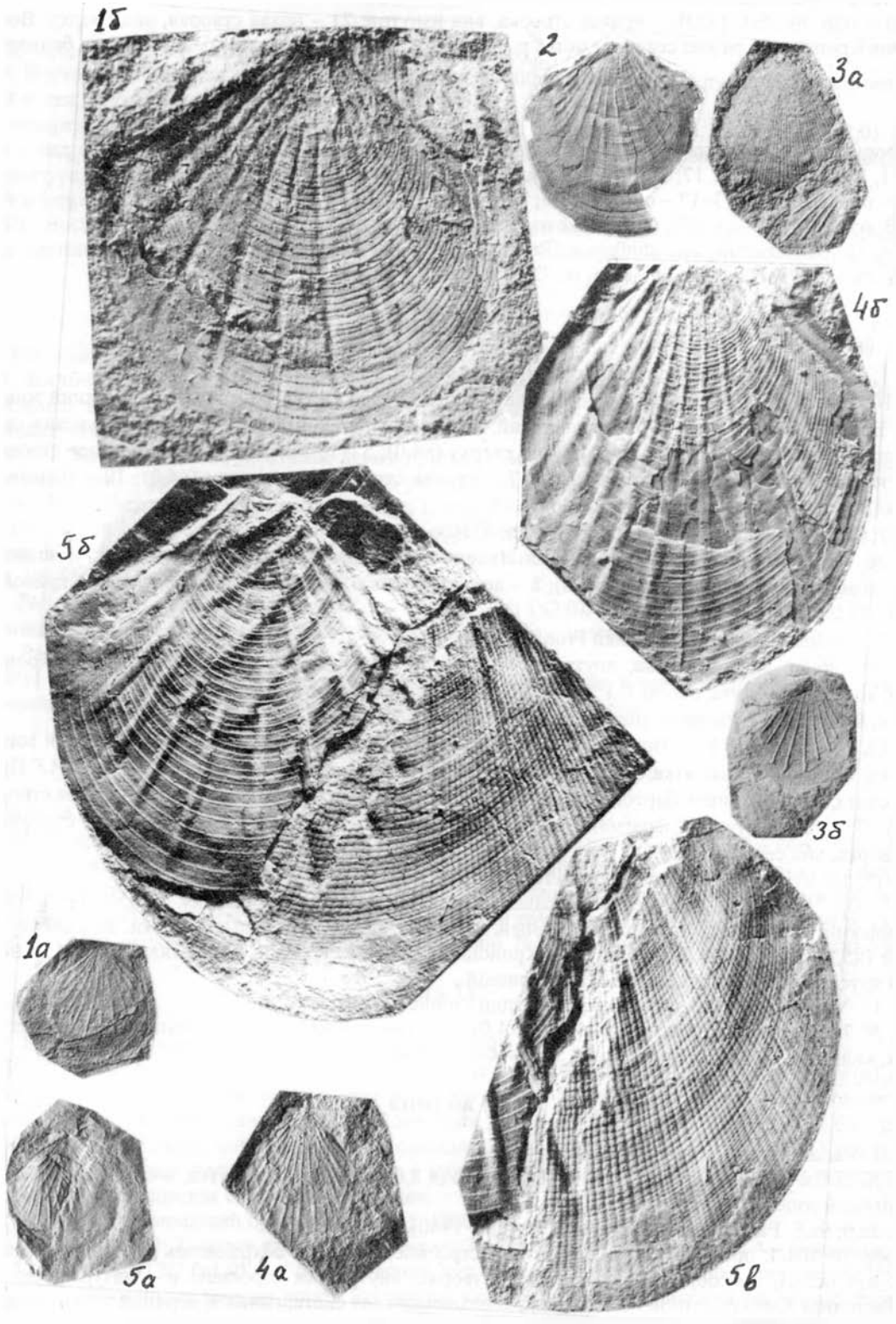
Обр. № 28/2а, правая створка, деталь скульптуры (х 8,0). Западная Камчатка, п-ов Маметчинский, оммайская свита, нижний эоцен, ипрский ярус.

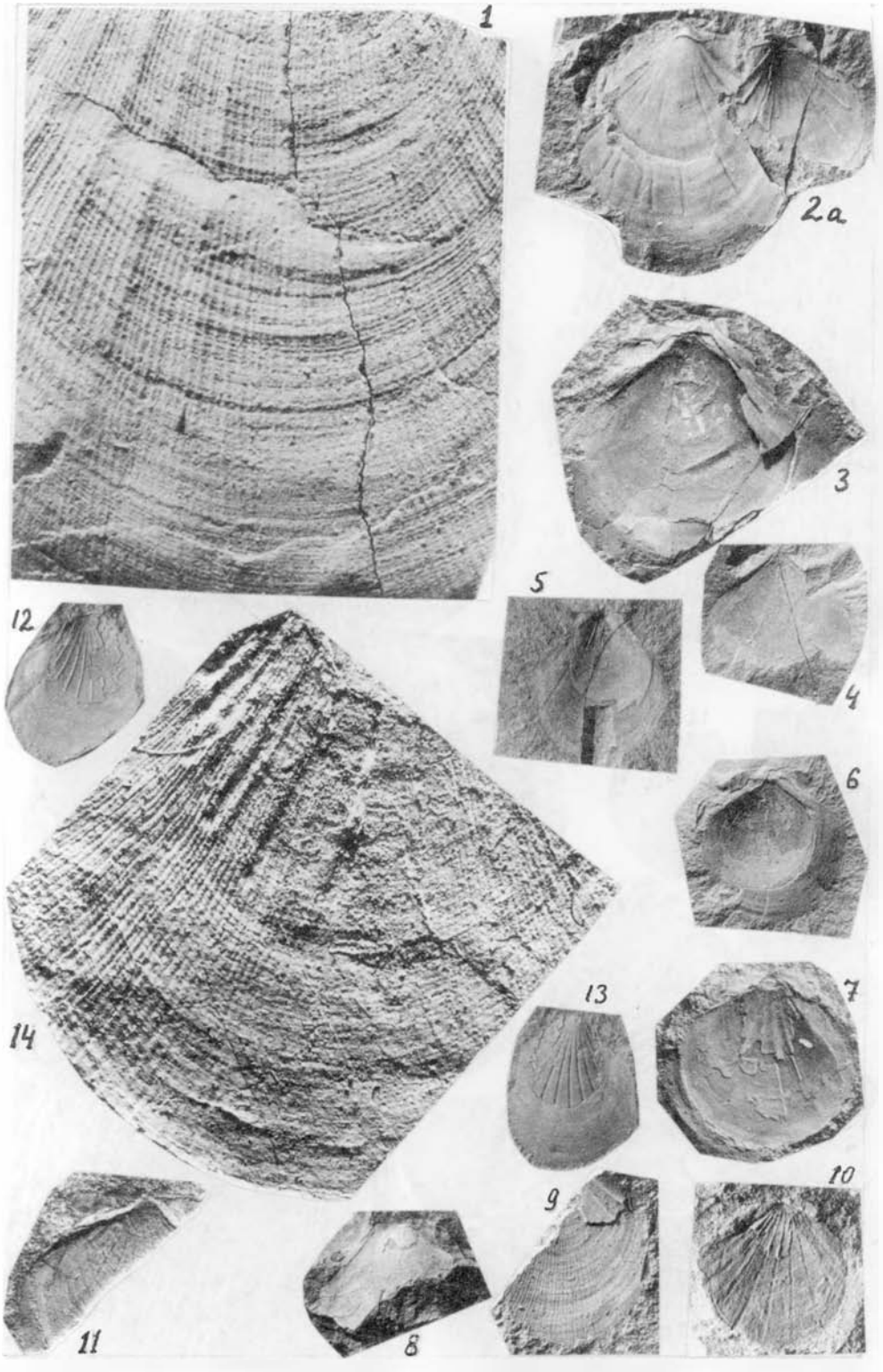
Фиг. 2а,б; 9а,б. Parvamussium ilpinense (Pronina, 1980).

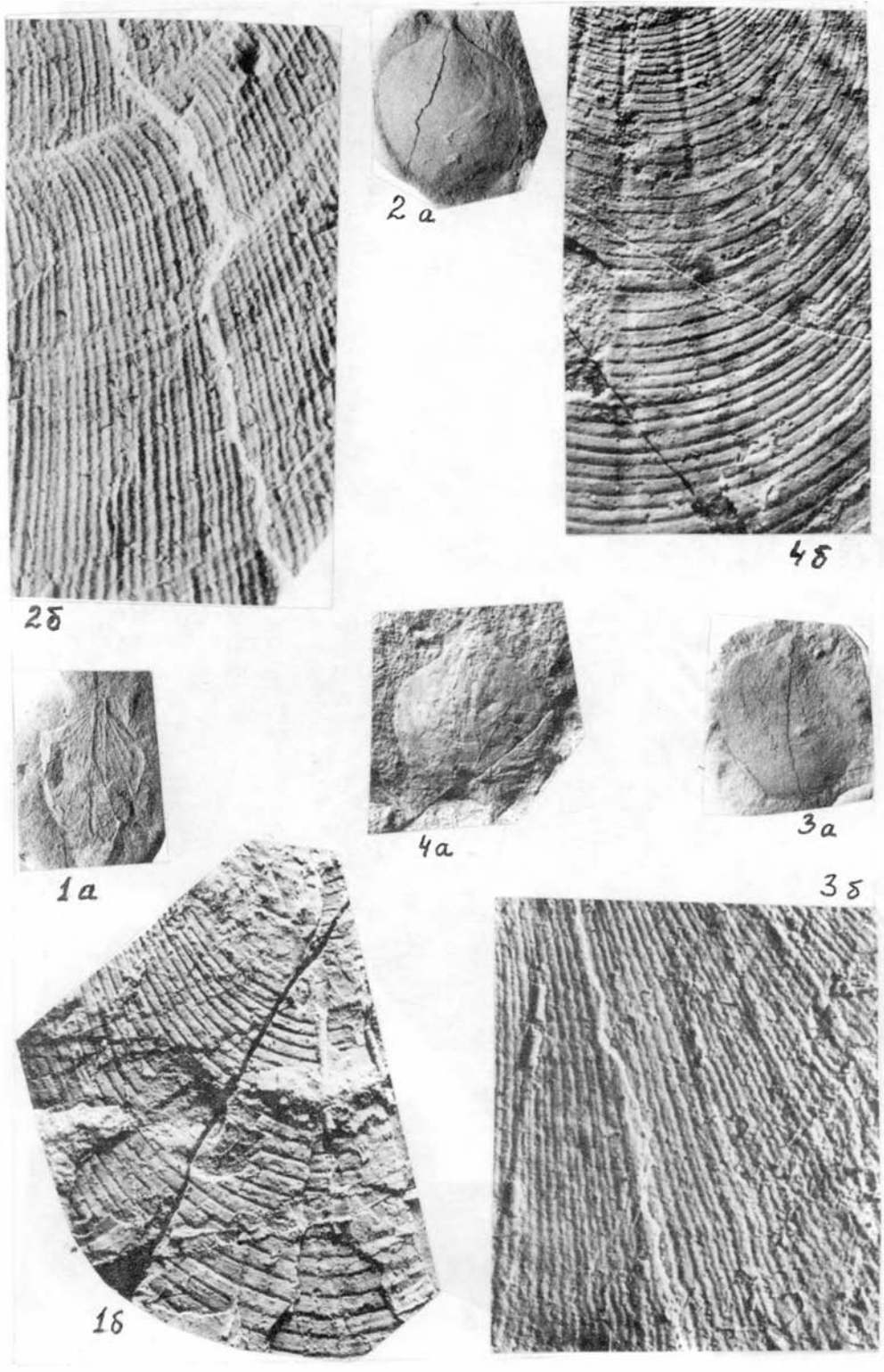
2 – обр. № 404/4, правая створка, внутреннее строение, на ушках сохранилась раковина: а – натуральная величина, б – (х3,0); 9 – обр. № 400/4, правая створка, внутреннее строение: а – натуральная величина, б – (х2,0).Восточная Камчатка, п-ов Ильпинский, гаилхавиланская свита, пачка 3, верхний эоцен, приабонский ярус.

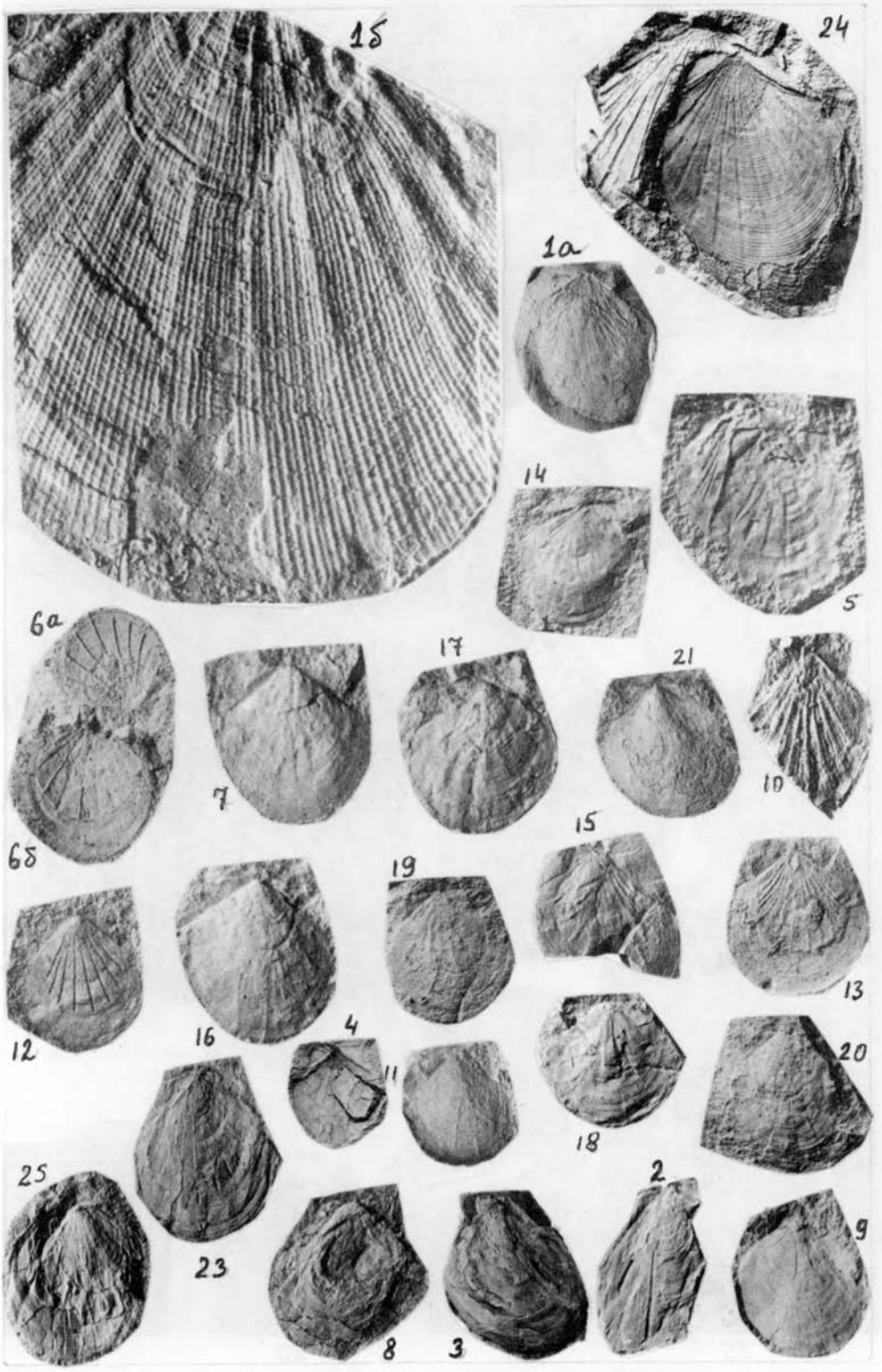
Фиг. 3; 4; 5; 6; 7; 8; 9а,б; 10. Parvamussium zhidkovae (Pronina, 1980).

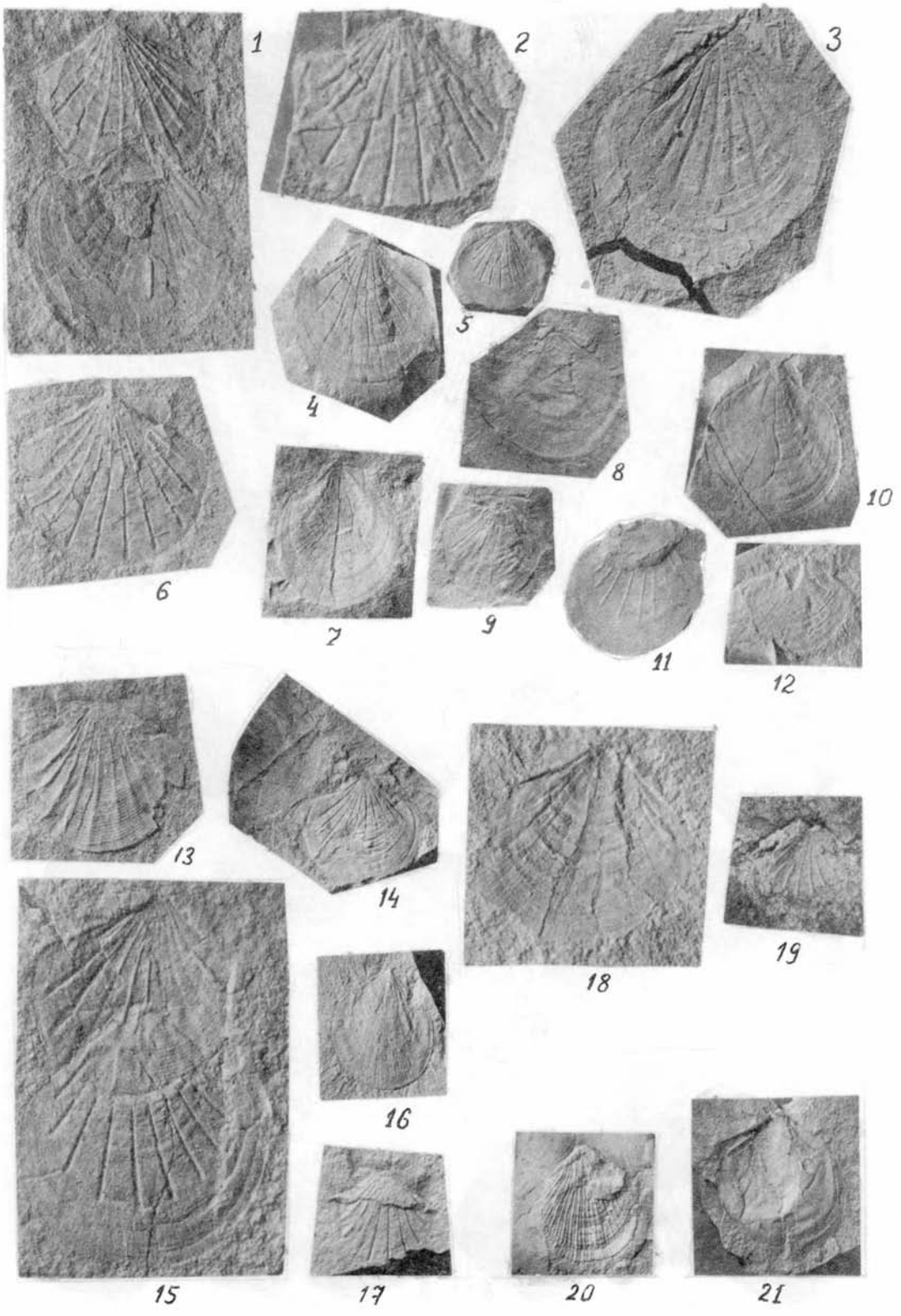
Обр. № 400/9 (х1,5, кроме 9б, где увеличение х3,0), правые створки, вид изнутри, кроме фиг. 10 – вид сверху. Восточная Камчатка, п-ов Ильпинский, разрез западного побережья, килакирнунская свита, пачка 5, средний эоцен, лютетский ярус.

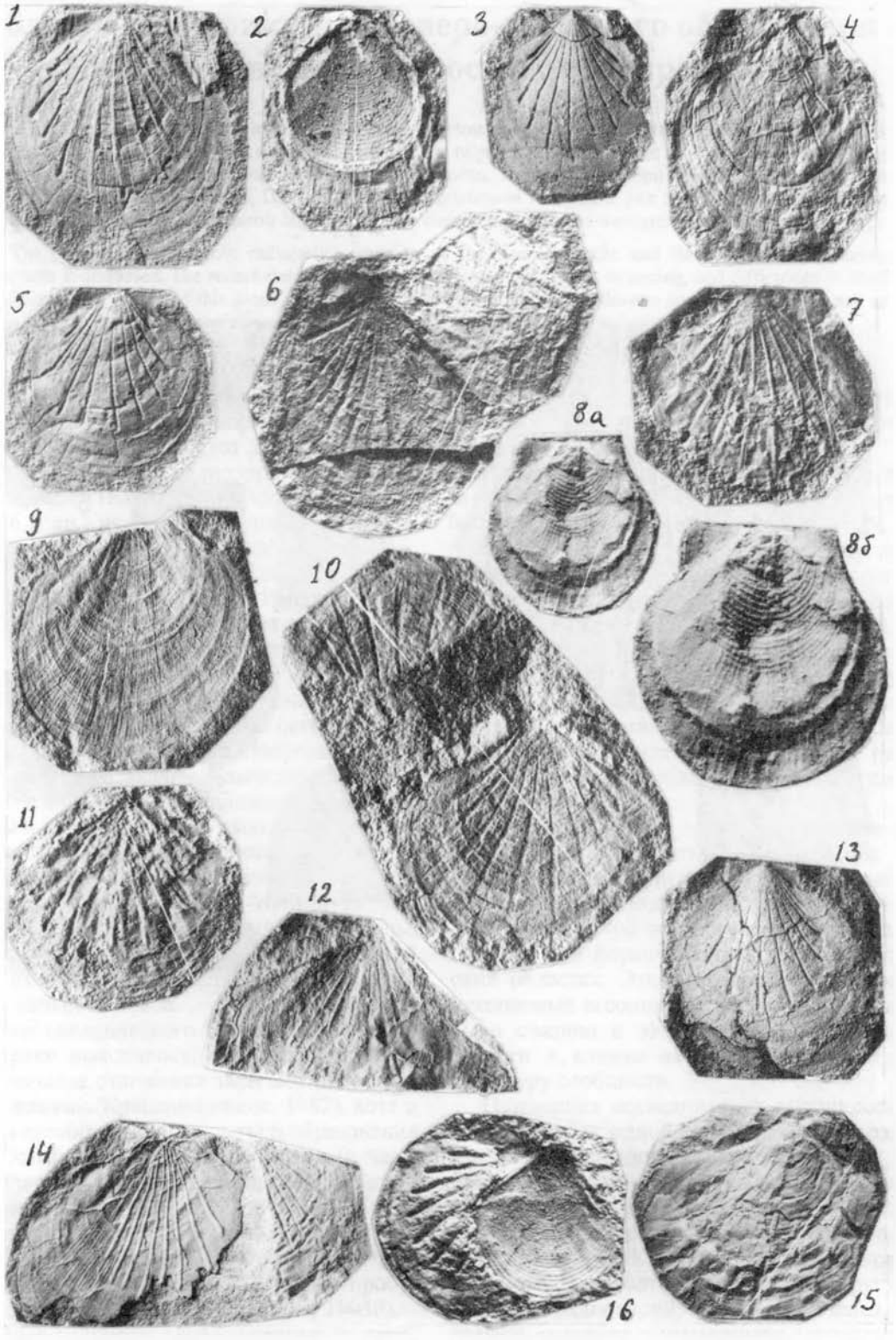

1б
2
3а
4б
5б
3б
1а
5а
4а
5в

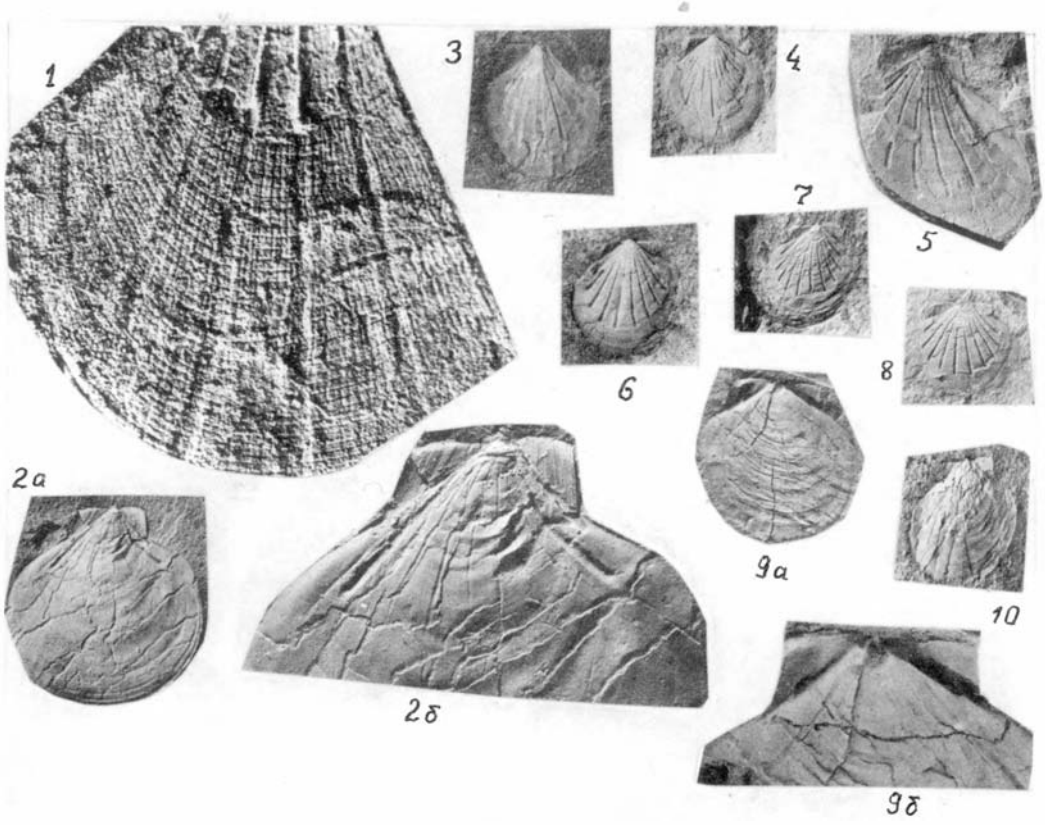

1
2a
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14


2 а
4б
2б
4а
3а
1а
3б
1б


1б
24
1а
14
5
6а
17
21
10
7
6б
15
19
13
12
16
4
11
20
18
25
2
23
9
8
3


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21


1
2
3
4
5
6
7
8а
8б
9
10
11
12
13
14
15
16


1
3
4
5
7
6
8
2а
9а
10
2б
9б

3.4. Зональные радиоляриевые шкалы кайнозоя бореальной области Пацифики и ее северо-западного обрамления (история, современное состояние и проблемы)

В данной статье рассмотрена проблема создания зональной шкалы по радиоляриям для кайнозоя бореальной области Пацифики и ее северо-западного обрамления, состояние этой проблемы, подходы различных исследователей к выделению зон, трудности, возникающие при стратификации по этой группе шельфовых отложений. Показано, что в миоценовом интервале ряд зон могут быть приняты как региональные для бореальной области Тихого океана и его северо-западного обрамления.

The problem of Cenozoic radiolarian zonation of the Boreal Pacific and its northwestern framing structures is discussed. The recent state of knowledge, different approaches to zoning, and difficulties in shelf stratification by means of this fossil group are considered. A number of Miocene zones can be suggested as regional ones for Boreal Pacific.

В настоящее время для расчленения неогеновых отложений субтропической и умеренной областей северной части Тихого океана (от 20° до, примерно, 50° с.ш.) (рис. 3.4.1) по радиоляриям большинство исследователей (Sakai, 1980; Morley, 1986; Левыкина, 1986 и др.) используют зональную шкалу У.Риделя и А.Санфилиппо (Riedel, Sanfilippo, 1978), а для плиоцен-плейстоценовых толщ – шкалы Дж.Хейса и Э.Фореман (Hays, 1970; Foreman, 1975). В субарктической области Пацифики (50° с.ш. и севернее) единая, общепринятая зональная шкала по радиоляриям отсутствует. На данный момент существует целый ряд отдельных шкал, используемых для расчленения как океанических отложений этой области, так и ее северо-западного обрамления (Япония, Сахалин, Камчатка).

По нашему мнению, такое положение создалось по следующим причинам. Во-первых, из-за относительно слабой изученности кайнозойских комплексов радиолярий бореальной области. Во-вторых, из-за стремления исследователей "протянуть" как можно дальше на север зоны тропической шкалы, что сосредоточивало их внимание на тепловодной части комплексов фауны в ущерб разработке шкалы аркто-бореального пояса.

В процессе океанического бурения в северной части Пацифики выяснилось, что в большинстве случаев неогеновые отложения залегают непосредственно на меловых (Крашенинников, 1982), хотя в отдельных скважинах были вскрыты и образования палеогена. Остатки кремневого планктона (в частности радиолярий) были найдены на разных стратиграфических уровнях: в скв. 192 и 183 (19-й рейс DSDP) с середины среднего миоцена (Ling, 1973), в скв.436 (57-й рейс DSDP) с низов миоцена (Reynolds, 1980), а в скважинах 883 и 884, пробуренных в 145 рейсе ODP, с эоцена (Shilov, 1995б).

Для разрезов кайнозоя, расположенных на северо-западном обрамлении Пацифики (Япония, Сахалин, Камчатка), типична неполная, часто фрагментарная охарактеризованность конкретных разрезов остатками радиолярий. Все это, естественно, весьма затрудняет построение шкалы.

Определенные трудности возникают также из-за своеобразия комплексов радиолярий окраинных бассейнов. С.Б.Кругликовой (1974; 1975; 1979) на примере изучения фауны радиолярий из поверхностного слоя осадков северной Пацифики и Охотского моря показано, что хотя она и близка к океанической фауне холодноводных районов Океана по своему таксономическому составу, но обладает рядом специфических особенностей. Эта фауна более бедна в систематическом и количественном отношении, в ней доминируют иные, чем в Океане, виды (в часности эндемики) и имеются различия в соотношении численности представителей высоких таксонов.

Хорошо известно также своеобразие комплексов радиолярий неритических областей. М.Г.Петрушевская (1986) считает, что шельфовые ассоциации радиолярий могут быть настолько отличны от океанических той же климатической области, как если бы они формировались в разных климатических областях. Эти особенности отражаются и в ископаемых ассоциациях радиолярий, что, видимо, было связано с экологической нестабильностью области и влияло на таксономический состав и структуру сообществ.

При наших исследованиях выяснилось, что даже в пределах одной зоны комплексы радиолярий могут быть представлены несколькими ассоциациями, существенно отличными друг от друга. Например, в пределах зоны Lychno-canium nipponicum magnacornutum (свита мыса Плоского о.Карагинский Восточная Камчатка) было установлено несколько последоватьно сменяющих друг друга ассоциаций радиолярий, что, на наш взгляд, в первую очередь связанно с изменением экологических обстановок при формировании шельфовых отложений (Витухин, 1993).

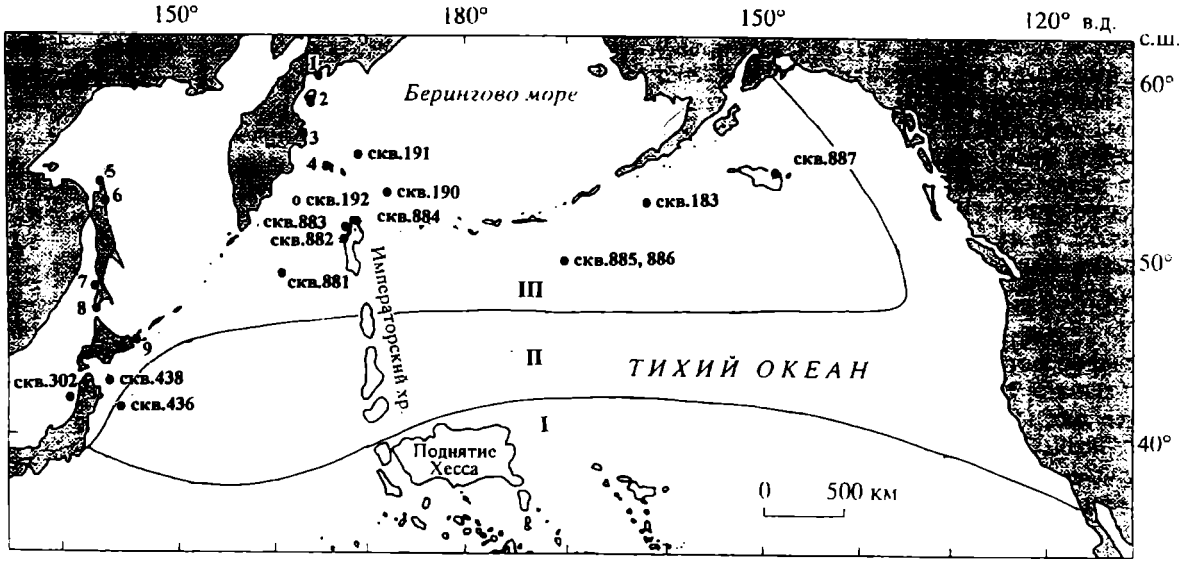


Рис. 3.4.1. Схема расположения кайнозойских разрезов Дальнего Востока России и скважин глубоководного бурения, упомянутых в статье.

Комплексы радиолярий в поверхностном слое осадков по С.Б.Кругликовой (1969): I – тропический, II – смешанный, III – бореальный; разрезы: 1 – п-ова Ильпинский, 2 – о-ва Карагинский, 3 – мыса Тупого, 4 – о-ва Беринга, 5 – Пильский и Мачигарский, 6 – по р.Набиль, 7 – мыса Лопатина, 9 – р.Урюм и побережья Анивского залива, 11 – о. Кунашир; скважины глубоководного бурения: скв. 183, 190, 191, 192 (19-й рейс DSDP); скв. 302 (31-й рейс DSDP); скв. 436, 438 (57-й рейс DSDP); скв. 881, 882, 883, 884, 885, 886, 887 (145-й рейс ODP)

Становление зональных шкал неогена бореальной области Тихого океана и ее северо-западного обрамления по радиоляриям

Прежде чем подойти к изложению конкретного материала о зональных шкалах данного региона кратко остановимся на принципах используемых различными авторами при выделении радиоляриевых зон. Рассматривая данный вопрос, М.Г.Петрушевская (1986) отмечает, что многие исследователи при обработке материалов океанического бурения проводят границы зон по первому или последнему появлению в разрезах видов-индексов. При этом ряд исследователей, например У.Ридель и А. Санфилиппо, говорят об "эволюционном появлении (исчезновении)" видов, когда известна их филогения, т.е. прослежена линия предок–потомок, и "морфологическом" появлении (исчезновении), когда линия предок-потомок не ясна, а появляется или исчезает "морфотип" (под этим термином подразумевается "видовая группа" (species group), объединяющая несколько различные по морфологии формы). Отмечено, что данный принцип хорошо "работает" в низких широтах, где велика устойчивость планктонных сообществ, развивавшихся в относительно стабильной экологической обстановке. Однако он мало пригоден для умеренных и высокоширотных областей, так как здесь при климатических флюктуациях сменяются виды тепловодных и холодноводных комплексов, в которых весьма трудно установить филогенетические линии такеонов. В данных областях при выделении зон следует учитывать не только появление и исчезновение отдельных видов, но и изменение количества представителей тех или иных видов, что позволяет устанавливать границы зон по смене комплексов.

В основе расчленения неогеновых отложений внетропической области Пацифики лежит зональная шкала, предложенная в 1973 г. японскими исследователями К.Накасеко и К.Сугано (Nakaseko, Sugano, 1973) (табл. 1). Она состоит из четырех зон и охватывает интервал от верхов нижнего миоцена до середины плиоцена. Авторы не указали какого-либо конкретного разреза, где бы прослеживалась полная последовательность выделенных ими зон. Их шкала базируется на общей смене комплексов радиолярий, выявленной на базе изучения целого ряда разрезов о. Хонсю. Каждая зона характеризуется определенным комплексом радиолярий. Стратигфическое распределение видов-индексов, как правило, больше объемов зон, а зонам часто соответствуют их эпиболи. Границы между зонами проводятся по появлению или исчезновению нескольких видов. Благодаря наличию в японских комплексах ряда тропических видов эта шкала была сопоставлена с шкалой У.Риделя и А.Санфилиппо (Nakaseko, Sugano, 1973).

Впоследствии эту шкалу применила Н.П.Рунева (1979) для расчленения неогеновых отложений Сахалина и Камчатки. При этом она установила "аналоги" зон японской шкалы по присутствию в комплексах видов-индексов, что несколько изменило их объем по сравнению с первоначальным.

Таблица 1. Схема сопоставление зональных шкал по радиоляриям бореальной области Пацифики

Возраст			Nakaseko, Sugano, 1973	Funayama, 1988	Данная статья	Шилов, 1995	Motoyama, 1996
0-	Q				Lycnocanium grande	B. aqilonaris	Не расчленено
1-						S. angelina	A. angelinum
2-	П				Stylacontarium aqilonium-Cromiexinus langii	E.matujamae	E.matuyamae
3-	Л	В				Diplocyclas cornutoides	C.sakaii
	И						D.robustus
4-	О		Не расчленено		Stylacontarium aqilonium	Axoprunum aqilonius	S.pylomanaticus
	Ц						
5-	Е	Н	Thecosphaera japonica				S.aqilonium
	Н				Stylacontarium aqilonium-Lipmanella redondoensa	Axoprunum aqilonius-Lipmanella redondoensa	Lithelius barbatus
6-							L.parallipes
7-				Не расчленено			Cycladophora cornutoides
	М					Lipmanella redondoensa	
8-	И	В	Lychnocanium nipponicum				Lychnocanoma magnacornuta
9-	О			Lychnocanoma nipponica magnocornuta	Lychnoccanium nipponicum magnacornutum	Lychnocanium nipponicum magnacornutum	
10-	Ц						Не расчленено
11-	Е						
12-	Н						
13-			Cyrtocapsella tetrapera	Eucyrtidium inflatum	Eucyrtidium inflatum	Eucyrtidium inflatum	
14-		С					
15-							
16-				Eucyrtidium asanoi	Eucyrtidium asanoi	Eucyrtidium asanoi	
17-					Dendrosphiris (?) sakaii	Acrospyris lingii	
18-			Melittosphaera magnaporulosa	Calocycletta costata	Pentactinosphaera hokurikuensis	Lithocampe subligata	
19-							
20-		Н	Не расчленено	Не рачленено	?	Cenosphaera coronatoformis	
21-							
22-					Lithomitrissa conica - Pentactinosphaera hokurikuensis	Cenosphaera coronata	
23-							
24-							
25-	О						
26-	Л	В				Не расчленено	
27-	И						
28-	Г				?		
29-	О						
30-	Ц						
31-	Е	Н			Lithomitrissa conica - - Haliomma (?) extima		
32-	Н						
33-							
34-	эоцен						

В дальнейшем удалось провести прямое сопоставление зон шкалы Накасеко и Сугано с зонами тропической шкалы благодаря изучению материалов из скважины 436 56-го рейса DSDP, где наряду с тропическими видами-индексами были встречены виды-индексы шкалы Японии (Sakai,1980).

Можно считать, что первая попытка приблизиться к созданию бореальной шкалы для расчленения миоценовых океанических отложений этой области была предпринята Р.Рейнолдсом (Reynolds, 1980) при изучении кайнозойских отложений, вскрытых в 57-м рейсе DSDP. В качестве опорного он выбрал разрез скв. 438, пробуренной на внешнем склоне Японского желоба. В разрезе отсутствовал ряд видов-индексов зон тропической шкалы, что могло быть связано с влиянием холодного течения Оясио. Для миоценового интервала им было предложено десять новых зон, а в верхнем миоцене установлены аналоги двух тропических зон. При установлении границ зон Рейнолдс использовал появление (исчезновение) отдельных видов.

Сразу же отметим, что в дальнейшем данная шкала (за исключением зон Eucyrtidium inflatum и Theocorys redondoensis) не получила широкого применения. Ее использовала только И.М.Попова (1989а; Popova, 1993) при расчленении разреза курасийской и маруямской свит Южного Сахалина, где ею были установлены аналоги следующих зон этой шкалы: Larcopyle polyacantha, Sphaeropyle robusta, Eucyrtidium inflatum и Theocorys redondoensis.

Следующая шкала, предложенная М.Фунаяма (Funayama, 1988), основана на изучении комплексов радиолярий из неогеновых отложений северной части п-ва Ото (остров Хонсю). В нижней части разреза Фунаяма установил аналоги тропической зоны Calocycletta costata, основываясь на присутствии вида-индекса, граница следующей – новой зоны Eucyrtidium asanoi проведена по первому появлению вида-индекса, нижние границы двух следующих зон Eucyrtidium inflatum и Lychnocanoma nipponica magnacornuta также маркируются первым появлением видов-индексов. Объем зоны Lychnocanoma nipponica (Nakaseko) magnacornuta Funajama соответствует биозоне данного подвида, которая, по данным Фунаяма, несколько уже биозоны Lychnocanoma nipponica nipponica (Nakaseko).

Чем же, на наш взгляд, интерасна эта шкала? Во-первых, здесь не только прослежены аналоги зоны Eucyrtidium inflatum, выделенной впервые Рейнолдсом, но и сделана попытка подразделить ее на две подзоны; во-вторых, впервые в бореальной шкале этого региона выделены две последовательно сменяющие друг друга зоны, основывающиеся на смене видов одного рода (т.е. соблюден принцип морфогенетического подхода).

Следует также кратко остановиться на шкале Дж.Хейса (Hays, 1970), так как, как будет показано ниже, ряд авторов использует часть его зон при рачленении плейстоцена бореальной области Пацифики. Хейс предложил схему расчленения плиоценовых и плейстоценовых осадков субтропической области Тихого океана на основе материала, полученного с помощью грунтовых трубок. Всего им было установлено четыре зоны: Lamprocyclas heteroporos (плиоцен), Eucyrtidium matuyamai, Stylatractus universus (=Axoprunum angelinum) и Eucyrtidium tumidulum (плейстоцен). Следует отметить, что комплексы данных зон различаются весьма мало и их выделение целиком зависит от присутствия в отложениях видов-индексов..

Автор данной статьи проводил изучение радиолярий начиная с 1976 г., в основном на Камчатке, Сахалине, Командорских и Курильских о-вах с привлечением материалов из миоценовых отложений, вскрытых рядом скважин (183, 190, 191) в процессе 19-го рейса DSDP в бореальной области Тихого океана (Витухин, 1988; 1993) (рис. 2).

Результаты этих работ показали, что в кайнозойских толщах Дальнего Востока России имеются весьма богатые комплексы радиолярий, насчитывающие около двухсот видов. К сожалению, не все отделы кайнозоя охарактеризованы радиоляриями в равной степени. Не удалось получить сведений о комплексах палеоцена, слабо охарактеризованы отложения нижнего и среднего эоцена и верхнего миоцена–плиоцена. Наиболее представительные комплексы встречены в интервале от верхнего эоцена до середины верхнего миоцена.

Для этого интервала и была предпринята попытка создать региональную шкалу "несмыкаемости" комплексов радиолярий в конкретных разрезах и, соответственно, невозможности установления четких границ зональных подразделений. Поэтому, в тех случаях когда нам не удавалось проследить ту или иную из выделенных ранее зон, приходилось выделять "слои с фауной". Прежде всего это относится к палеогеновым отложениям, так как большинство из выделенных в них комплексов радиолярий оказались "новыми", впервые обнаруженными в данном регионе. В неогеновых отложениях удалось установить "слои с фауной" и ряд зон, предложенных ранее различными авторами. Основой для выделения зон или "слоев с фауной" являлось присутствие в комплексе видов-индексов. Естественно, при этом давалась полная палеонтологическая характеристика комплекса.

Контроль за возрастом зон и слоев с радиоляриями осуществлялся не только путем их сопоставления с близкими комплексами радиолярий других регионов, но и привязкой к зональной диатомовой шкале северо-западного сектора Тихого океана. В палеогеновом интервале для этих целей использованы также данные по известковому планктону.

Весьма интересные данные были получены в процессе 145 рейса ODP, где ряд скважин вскрыл кайнозойские отложения, охарактеризованные радиоляриями начиная со среднего эоцена и выше. В этом рейсе кайнозойские радиолярии изучали несколько исследователей: В.В.Шилов, И.Морли и К.Нигрини. Сразу же отметим, что подходы этих

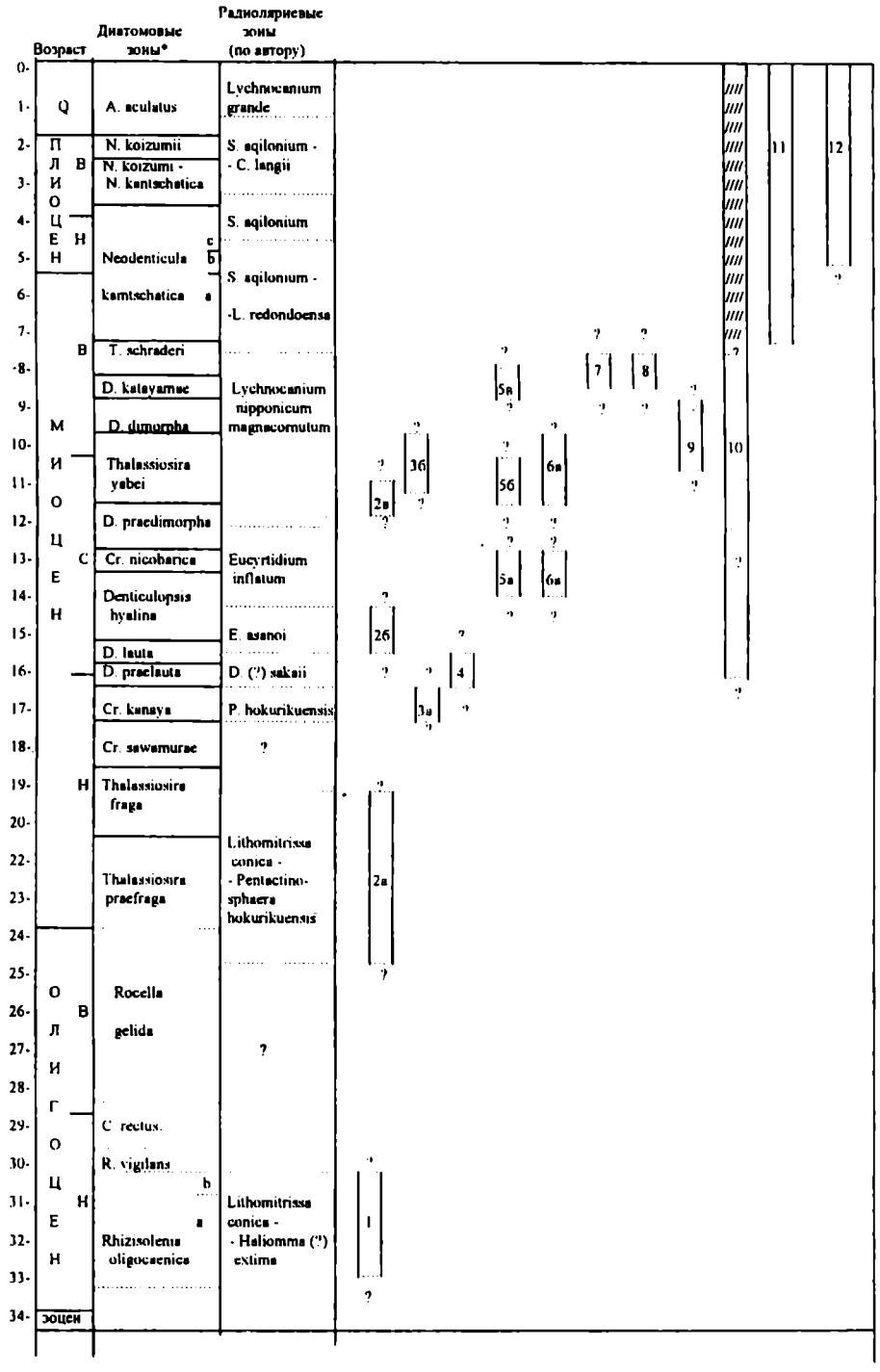


Рис. 3.4.2. Схема стратиграфического положения изученных автором толщ, содержащих остатки радиолярий:

* Зоны по диатомеям даны: для неоген–четвертичного интервала по Т.В.Орешкиной (Ю.Гладенков и др., 1999), для олигоценового – по А.Ю.Гладенкову (1998). 1 – каменская свита (о.Беринга Командорские о-ва); 2 – разрез мыса Тупого (Восточная Камчатка) а – озерновская свита, б – клименьтьевская свита, в – кротвинская свита; 3 – разрез о.Карагинского (Восточная Камчатка) а– пестроцветная свита, б – свита мыса Плоского; 4 – пильская свита Мачигарского разреза (Северный Сахалин); 5 – Пильский разрез (Северный Сахалин) а – нижняя часть пильской свиты, б – верхняя часть пильской свиты, в – верхняя часть каскадной и нижняя часть венгерийской свит; 6 – разрез р.Набиль (Северный Сахалин) а – нижняя часть окобыкайской свиты, б – верхняя часть окобыкайской свиты; 7 – курасийская свита (мыс Лопатина Западный Сахалин); 8 – маруямская свита (р. Урюм п-ов Крильон Южный Сахалин); 9 – верхняя часть ловцовской свиты (о.Кунашир Курильские о-ва); 10 – скв. 183 19-й рейс DSDP; 11 – скв. 190 19-й рейс DSDP; 12 – скв. 191 19-й рейс DSDP; //// – нерасчлененный интервал

авторов к стратификации по радиоляриям вскрытых отложений были различны.

В.В. Шилов (Schilov, 1995а,б), изучавший радиолярий по всей колонке (включая палеоген и неоген), предложил новую зональную шкалу для расчленения верхнеолигоценовых–неогеновых отложений. При этом он не только установил ряд новых зон, но и использовал зоны, предложенные ранее Рейнолдсем (Reynolds, 1980) и Фунаяма (Funayama, 1988). В процессе выделения зон В.В.Шилов стремился выделять их по одному и тому же принципу – первому появлению вида-индекса (что удавалось не всегда). Следует отметить, что при расчленении нижне-среднего миоценового интервала он часто использовал те же виды-индексы, что и автор настоящей статьи (Витухин, 1993). Продолжительность установленных Шиловым зон весьма различна: от трех до одного миллионов лет. Наиболее дробно расчленены два интервала: верхи нижнего – низы среднего миоцена, верхний плейстоцен и квартер. Основным недостатком шкалы Шилова, на наш взгляд, является неполная палеонтологическая охарактеризованность установленных им зон.

И.Морли и К.Нигрини (Morley, Nigrini, 1995), изучавшие радиолярий из миоцен-плиоценового интервала в 145 рейсе ODP, отметили отсутствие единой, общепринятой зональной шкалы по радиоляриям для этого региона и, отказавшись от выделения новых зон, сосредоточили свое внимание на датировочных уровнях – четкой привязки появления и исчезновения видов радиолярий к палеомагнитной шкале. Последнее позволило, во-первых, датировать эти события в абсолютном летосчислении; во-вторых, определить одновременность или разновременность первого появления (исчезновения) конкретных видов в разных географических точках и, в-третьих, что, на наш взгляд, является самым важным, используя датировочные уровни, существенно повысить дробность расчленения разрезов. Ими для 39-ти стратиграфически важных видов радиолярий были датированы уровни их первого и последнего появления, что является хорошей базой для детального стратиграфического расчленения. Вместе с тем было показано, что не только исчезновение, но и первое появление видов в разрезах разных районов может быть дискретным.

В 1996 г. И.Мотойяма (Motoyama, 1996) для верхнемиоценового–плейстоценового интервала субарктической области западной Пацифики предложил новую зональную шкалу. Эта шкала была разработана на основе изучения комплексов радиолярий из скважин различных рейсов DSDP: 438A (57 рейс DSDP) и 192 (19 рейс DSDP) (Тихий океан), 302 (31рейс DSDP) (Японское море), а также разреза Тсугару (формации Кодомари, Фудонотаки и Мисогасава), расположенного на северо-западе о.Хонсю (Япония). Всего им было предложено семь новых зон и установлены аналоги нескольких зон, выделявшихся ранее Дж.Хейсом (Hays, 1970) и Фунаяма (Funayama, 1988). При выделении зон и установлении их границ Мотойяма (Motoyama, 1996) использовал датированные уровни, такие как момент первого (FO) и последнго (LO) появления единичных представителей вида; первое (FCO) и последнее (LCO) устойчивое присутствие вида в комплексе и моменты начала (RI) и конца (RD) их эпиболей. Благодаря четкой привязке этих событий к палеомагнитной шкале они были датированы в абсолютном возрасте. В результате было намечено девять "основных" (первое и последнее появление видов-индексов) и двадцать три "вспомогательных" события (см. выше). При характеристике зональных комплексов им использовалось восемьдесят видов. Продолжительность зон, предложенных этим автором, колеблется в пределах 2–0,5 млн лет.

Расчленение кайнозойских отложений западного обрамления бореальной области Пацифики по радиоляриям

Анализ последовательно сменяющихся комплексов в кайнозое разных частей бореального пояса позволяет установить следующее. Палеоцен-эоценовые отложения данного региона по радиоляриям практически не расчленены. Д.И.Витухиным (1993) в пределах разрезов Восточной Камчатки выделены только слои с фауной. Слои с Theocotyle (?) bicornis - Buriella tetradica (верхний палеоцен?–нижний эоцен) (кыланская свита) и слои с Theocyrtis lithos (средний эоцен) (килакирнунская свита) установлены в разрезе п-ва Ильпинский, а слои с Ceratocyrtis tons–Theocyrtis lithos (верхний эоцен-олигоцен ?) (вторая толща свиты мыса Тонс) в разрезе о. Карагинский. Аналогов этих комплексов в других разрезах не встречено. Однако из драговых проб в Кроноцком заливе И.М.Поповой (1989б) были получены комплексы эоценовых радиолярий весьма близкие к нашим по своему систематическому составу.

Эоценовые отложения, вскрытые в 145-м рейсе ODP, Шиловым практически не стратифицированы. В эоцене им установлены только аналоги зоны Dictyoprora ampfora (средний-верхний эоцен) шкалы Д.Х. Холлиса (Shilov, 1995б). Следует отметить, что, хотя в эоценовых комплексах, описанных Шиловым, и эоценовых комплексах Камчатки присутствует ряд общих видов (как правило широкого стратиграфического распространения), они весьма различны. В них доминируют представители разных таксонов, а представителей рода Theocotyle, резко доминирующих в камчатских комплексах, в разрезах океанических скважин данного рейса не встречено.

Для олигоценовых отложений этой области зональная шкала по радиоляриям отсутствует. Одна-

ко сведения о радиоляриях этого интервала достаточно полные. По-видимому, наиболее древним олигоценовым комплексом является комплекс слоев с Lithomitrissa conica–Haliomma (?) extima. Данные слои впервые установлены автором (Витухин, 1993) в верхней части каменской свиты о.Беринга (Командорские острова) и ранее датировались как средняя часть олигоцена. В настоящее время А.Ю.Гладенков (1998) относит эти отложения к зоне Rhiziosolenia oligocenica (основание олигоцена) приантарктической шкалы. В пределах Пацифики определенное сходство данный комплекс имеет с комплексом, установленным Шиловым (Shilov, 1995б) в скважине 883В (145 рейс ODP) (нижняя часть олигоцена). Общими являются следующие виды: Prunopile titan Campbell et Clark, Lithocarpium polyacantha (Campbell et Clark), а также ряд видов родов Lithomitrella и Stylosphaera. Однако комплекс каменской свиты несравненно богаче. Он содержит до 80-ти видов и форм радиолярий. Следует отметить, что это один из самых "холодных" комплексов радиолярий ибо в нем практически отсутствуют тепловодные элементы. Наибольшее сходство он имееет с близкими по возрасту комплексами Норвежского моря и моря Лабродор.

Следующий, более молодой комплекс радиолярий (верхний олигоцен - нижний миоцен) встречен в отложениях озерновской свиты (толщ и 1-4) разреза мыса Тупой (Восточная Камчатка). Он характеризуется совместным присутствием двух видов Lithomitrissa conica Vituchin и Pentactinosphaera hokurikuensis (Nakaseko). По диатомеям этот интервал разреза сопоставляется А.Ю.Гладенковым (1998) со следующими диатомовыми зонами: верхней частью зоны Rocella gelida (верхи верхнего олигоцена), зоной Thalassiosira praefraga и нижней частью зоны Thalassiosira fraga (нижний миоцен).

Оба приведенные выше комплекса радиолярий черезвычайно близки по своей структуре, в них почти отсутствуют крупные циртоидеи, а доминируют ларкоидеи, дискоидеи и сфероидеи, что резко выделяет их на фоне остальных кайнозойских комплексов данного региона.

В самых верхах нижнего миоцена нами впервые установлены слои с Pentactinosphaera hokurikuensis (Витухин, 1993), которые характеризуются доминированием вида-индекса. Они выделены в средней части пестроцветной свиты разреза о.Карагинский (Восточная Камчатка). По диатомеям этот интервал отнесен Т.В.Орешкиной (1986) к зоне Crucidenticula kanayae (верхи нижнего миоцена). По радиоляриям мы сопоставляем этот интервал с зоной Melittosphaera magnaporulosa (верхи нижнего–низы среднего миоцена) зональной шкалы Японии (Nakaseko, Sugano, 1973), где фиксируется эпиболь вида Pentactinosphaera hokurikuensis (Nakaseko).

В процессе работы 145-го рейса ODP большая часть олигоцена осталась нерасчлененной. Шилов (Shilov, 1995б; Шилов, Степанова, 1997) объясняет это бедностью радиоляриевых комплексов.

В верхах олигоцена–нижнем миоцене Шиловым (Shilov, 1995а; Шилов, Степанова, 1997) выделено три зоны: Cenosphaera coronata (верхний олигоцен-нижний миоцен), Cenosphaera coronataformis (нижний миоцен) и Lithocampe subligata (нижний миоцен) (все три вида описаны как новые). Нижние границы первых двух зон проводятся по первому появлению видов-индексов, а зоны Lithocampe subligata – по исчезновению вида-индекса предыдущей зоны Cenosphaera coronataformis Shilov. В целом данный интервал отвечает уровню диатомовых зон от самых верхов зоны Rocella gelida до основания зоны Denticulopsis praelauta (верхи олигоцена–нижний миоцен).

Мы ничего не можем сказать о видах Cenosphaera coronata Shilov и Lithocampe subligata Shilov, отметим только, что последний в наших материалах не встречен. Однако описание вида Cenosphaera coronataformis Shilov как нового, вызывает серьезные возражения. Судя по строению внешней оболочки он полностью соответствует виду Pentactinosphaera hokurikuensis (Nakaseko) (=Melittosphaera hokurikuensis Nakaseko). Последний, в отличие от вида, описанного Шиловым, имеет внутренний многогранник диаметром около 30 мкм, соединенный с наружной оболочкой чрезвычайно тонкими внутренними балками, и сохраняется относительно редко, его бывает трудно рассмотреть из-за весьма толстой наружной оболочки (автор данной статьи исследовал более двухсот экзепляров этого вида при изучении его морфологии). Поэтому мы считаем: во-первых, название вида Cenosphaera coronataformis Shilov и одноименной зоны невалидным; во-вторых, как было показано выше, вид Pentactinosphaera hokurikuensis (Nakaseko) имеет намного больший стратиграфический интервал распространения, что существенно увеличивает объем установленной Шиловым зоны.

В низах среднего миоцена намечена зона Dendrospyris (?) sakaii. Шиловым в самых верхах нижнего–низах среднего миоцена выделена зона Acrospyris lingi. Ее нижняя граница проводится по первому появлению вида-индекса (данный вид та же описан как новый), а верхняя по первому появлению вида-индекса следующей зоны Eucyrtidium asanoi. Отметим, что данный вид не является новым. До Шилова он дважды описывался в литературе под разными названиями: Dendrospyris sachalinensis Vituchin (Витухин, 1993) и Dendrospyris (?) sakaii Sugiyama et Furutani (Sugiyama, Furutani, 1992), таким образом два первых названия являются невалидными, а название зоны Шилова должно быть заменено на Dendrospyris (?) sakaii.

Для целей стратиграфии этот вид, уже использовался. Впервые слои с Dendrospyris (?) sakaii (=Dendrospyris sachalinensis) были установлены автором (Витухин, 1993) в пильской свите Мачигарского разреза (п-ов Шмидта, Северный Сахалин) и затем прослежены в разрезе скважины 183 DSDP (залив Аляска). Весьма близкие по своему таксо-

номическому составу, содержащие данный вид комплексы, описаны из формации Ойдавара группы Мицунами о.Хонсю (Япония) (Sugiyama, Furutani, 1992) и драговых проб северо-западной части Японского моря (Цой, Шастина, 1999). Отложения, содержащие данный комплекс радиолярий, сопоставляются с диатомовыми зонами Denticulopsis praelauta–Denticulopsis lauta. Комплекс, содержащий вид Dendrospyris (?) sakaii Sugiyama et Furutani, отмечен также в береговом разрезе Анивского залива п-ва Крильон (Южный Сахалин) (Dorcadospyris sp. табл., 6, фиг. 1–4) (Popova, 1993)

В среднем миоцене выделена зона Eucyrtidium asanoi, которая впервые установлена М.Фунайама (Funayama, 1988) в отложениях формации Надзими (п-ов Ото, о.Хонсю, Япония). Она принимается практически всеми авторами. Нижняя граница маркирована появлением вида-индекса, верхняя – появлением вида-индекса следующей зоны Eucyrtidium inflatum. Зона прослежена в скважине 183 DSDP (Витухин, 1993), где этот интервал отвечает диатомовой зоне Denticulopsis hialina (Орешкина, 1986); в отложениях климентьевской свиты разреза мыса Тупого (Восточная Камчатка) (данные автора); в ряде скважин 145-го рейса ODP, где эта зона сопоставляется с диатомовыми зонами Denticulopsis lauta–Denticulopsis hialina (Silov, 1995a; Шилов, Степанова, 1997). Уровню этих же диатомывых зон она отвечает и в разрезах Японии (Yanagisawa, 1999), а также на континентальном склоне Приморья, где соответствующие комплексы радиолярий и диатомей были получены из драговых проб (Цой, Шастина, 1999). По данным И.Морли и С. Нигрини (Morley, Nigrini, 1995), первое появление вида Eucyrtidium asanoi Sakai датировано 15,8 млн лет, а последнее – в пределах от 13,7 млн лет в западной до 14,9 млн. лет в восточной частях бореальной области Пацифики. Рейнолдсем (Reunolds, 1980) в разрезе скважины 438 57-го рейса DSDP и соответствовала по своему объему биозоне вида-индекса. В дальнейшем Фунайама (Funayama, 1988) использовал ее при расчленении отложений формации Надзими (п-ов Ото, о.Хонсю, Япония). При этом он несколько уменьшил ее объем, установив ее верхнюю границу по первому появлению вида-индекса следующей зоны Lychnocanium nipponicum magnacornutum. Именно в таком объеме ее и принимает большинство исследователей. Зона прослежена в ряде скважин 145-го рейса ODP (Silov, 1995a; Шилов, Степанова, 1997) и верхней части пильской свиты Пильского разреза (п-ов Шмидта, Северный Сахалин (Ю.Гладенков и др., 1999); нижней части разреза окобыкайской свиты Набильского разреза (северо-восточный Сахалин) (данные автора); в формации Симокуросава и нижней части формации Камикуросава (о.Хонсю, Япония) (Hayashi et al., 1999) и, по материалам драговых проб, на континентальных склонах Приморья и Кореи (Цой, Шастина, 1999). В целом она соответствует интервалу диатомовых зон Denticulopsis hialina–Denticulopsis praedimorpha. По данным И.Морли и С. Нигрини (Morley, Nigrini, 1995) первое появление вида Eucyrtidium inflatum Kling датировано 15,3 млн лет, а последнее – в пределах 11,9–10,9 млн лет, соответственно в западной и восточной части бореальной области Пацифики.

Расположенная стратиграфически выше зона Lychnocanium nipponicum magnacornutum относится к среднему-верхнему миоцену. Впервые установлена Фунайама (Funayama, 1988) в отложениях формации Надзими (п-ов Ото, о. Хонсю, Япония). Большинством исследователей ее нижняя и верхняя границы маркируются по первой и последней находке вида-индекса. Зона имеет широчайшее распространение в пределах бореальной части Пацифики и ее северо-западного обрамления. В Японии она прослежена в ряде разрезов о.Хонсю: верхней части формации Надзими, формации Вакура, в верхах формации Томесаки и большей части формации Ситадзаки; самых верхах формации Кодомари и низах формации Фудонотаки (Funayama, 1988), в верхней части формации Камикуросава (Hayashi et al., 1999). В пределах Дальнего Востока России соответствующие данной зоне комплексы радиолярий присутствуют в нижней части маруямской свиты разреза р.Урюм и маруямской свите берегового разреза по побережью Анивского залива (п-ов Крильон, Южный Сахалин); верхней части разреза окобыкайской свиты Набильсого разреза (северо-восточный Сахалин) (данные автора); верхней части пильской, а также верхней части каскадной и нижней части венгерийской свит Пильского разреза (п-ов Шмидта, Северный Сахалин) (Витухин, 1993; Ю.Гладенков и др., 1999); курасийской свиты мыса Лопатина (Западный Сахалин) (данные автора); верхней части ловцовской свиты о.Кунашир (Курильские о-ва) (Витухин и др., 1996); в кротвинской свите разреза мыса Тупого (Восточная Камчатка) (данные автора) и верхней части свиты мыса Плоского (Восточная Камчатка). В бореальной области Пацифики: разрезе скважин 192 и 183 19-го рейса DSDP (Точилина, 1985; Витухин, 1993; Motoyama, 1996) и ряде скважин 145-го рейса ODP (Shilov, 1995a; Шилов, Степанова, 1997), а также, по материалам драговых проб, в Японском море (Цой, Шастина, 1999).

В целом зона Lychnocanium nipponicum magnacornutum (если проводить ее верхнюю границу по последней находке вида-индекса) соответствует интервалу диатомовых зон от верхней части зоны Denticulopsis praedimorpha до средней части зоны Thalassionema schraderi, т.е. охватывает огромный возрастной объем – верхи среднего и нижнюю часть верхнего миоцена. По данным И.Морли и С.Нигрини (Morley, Nigrini, 1995), первое появление Lychnocanium nipponicum magnacornutum (Funajama) датировано 12,5 млн лет, а последнее 8,8 млн лет.

По-видимому ее верхнюю границу следует проводить по последнему устойчивому (LCO) присут-

ствию данного вида в комплексе, как это предлагает Мотойама (Motoyama, 1996) на уровне 8,5 млн лет. Однако подобная картина – резкое падение численности данного вида примерно на уровне границ диатомовых зон Denticulopsis dimorpha–Denticulopsis katayamae, наблюдается только в океанических отложениях, а в отложениях, формировавшихся в неритической области, фиксируется с большим трудом и требует дополнительной характеристики.

Непосредственно выше зоны Lychnocanium nipponicum magnacornutum Шилов (Shilov, 1995a; Шилов, Степанова, 1977) выделяет зону Lipmanella redondoensa (верхний миоцен). Эта зона, впервые установленная Рейнолдсем (Reynolds, 1980), принимается Шиловым в несколько ином объеме. Ее нижняя граница маркирована исчезновением вида Lychnocanium nipponicum magnacornutum (Funajama), верхняя – появлением Axoprunum aqilonius Haus. Однако нами, как отмечалось выше, на этом уровне фиксировалось присутствие не только Lipmanella redondoensa (Campbell et Klark), но и вида Lychnocanium nipponicum magnacornutum (Funajama). Исключение составляет только разрез скважины 183 DSDP, где Lychnocanium nipponicum magnacornutum (Funajama) исчезает примерно на том же уровне, а Lipmanella redondoensa (Campbell et Klark) продолжает существовать.

Интервал самых верхов верхнего миоцена–плиоцена расчленен автором статьи и Шиловым примерно одинаково. При изучении материалов из кайнозойских отложений Командорской впадины скважины 191 и 192 19 рейса DSDP, автором (Витухин, 1988) было отмечено почти полное отсутствие зональных видов шкалы Дж.Хейса (Hays, 1970) и установлены слои с фауной, базирующиеся на смене комплексов радиолярий:

1. Lipmanella redondoens–Axoprunum aqilonius (=Stylacontarium aqilonium) (поздний миоцен), характеризуются сонахождением видов индексов. Практически соответствуют зоне Axoprunum aqilonius –Lipmanella redondoensa Шилова.

2. Axoprunum aqilonius (ранний плиоцен) характеризуются эпиболем вида индекса (на их нижней границе исчезает Lipmanella redondoensa (Campbell et Klark). Практически соответствуют зоне Axoprunum aqilonius Шилова.

3. Axoprunum aqilonius–Cromyechinus langii, (поздний плиоцен) характеризуются сонахождением видов индексов. Нижняя граница характеризуется первым появлением Cromyechinus langii (Dreyer). Практически соответствуют зоне Diplocyclas cornutoides и, возможно, зоне Eucyrtidium matuamae шкалы Шилова.

Как уже говорилось выше, для этого возрастного интервала бореальной области Пацифики в настоящее время существует и вторая шкала Мотойама (Motoyama, 1996). Шкала Мотойама является несколько более дробной и? на наш взгляд? более обоснованной, так как он насытил ее не только большим числом событий, датированных в абсолютном летосчислении, но и использовал материал из разрезов разных бассейнов, северо-западной части Пацифики и ее обрамления (Японский желоб, Япония, Японское море, Командорская впадина). С другой стороны, Шилов, обрабатывая материалы из западной и восточной области Пацифики, протянул зоны субпараллельно. Существенным недостатком этих шкал является выделение зон с одним и тем же видом-индексом на разных стратиграфических уровнях: зона Diplocyclas cornutoides (верхний плиоцен) (Shilov, 1995a; Шилов, Степанова, 1997) и зона Cycladophora davisiana cornutoides (середина верхнего миоцена) (Motoyama, 1996) (Diplocyclas cornutoides (Petruschevskaya) = Cycladophora davisiana cornutoides Petruschevskaya). Не очень удачным, на наш взгляд, является и использование обоими авторами зоны Eucyrtidium matuyamai Дж.Хейса (Hays, 1970), соответствующей биозоне вида-индекса, из-за минимального количества его представителей в соответствующих комплексах.

Выводы

Синтез изложенных в статье материалов показывает, что если несколько десятилетий назад, региональная шкала кайнозоя по радиоляриям отсутствовала, то в последние годы в ее основу заложены серьезные материалы, однако на сегодняшний день она остается неравномерно обоснованной в разных частях разреза. Так, палеоцен–эоценовые отложения бореальной области Пацифики остаются практически не расчлененными. Кроме того, комплексы эоцена Восточной Камчатки и комплексы, обнаруженные в процессе работ 145 рейса ODP, весьма различны по своему таксономическому составу.

Прогресс наметился в расчленении толщ олигоцена, в основном его нижней и верхней частей, хотя его средняя часть на сегодняшний день радиоляриями практически не охарактеризована.

Определенные успехи достигнуты в расчленении нижнемиоценовых отложений. Правда, по нашему мнению, зона Cenosphaera coronatophormis, предложенная Шиловым (Shilov, 1995a; Шилов, Степанова, 1997), не может быть выделена на тех принципах, которые использует автор.

Наиболее уверенно стратифицируются отложения верхней части нижнего–низов верхнего миоцена. Здесь расчленение проведено на зональном уровне. Зоны Dendrospyris (?) sakaii, Eucyrtidium inflatum, Eucyrtidium asanoi, Lyhnocanium nipponicum magnacornutum могут быть приняты как региональные для бореальной области Пацифики, хотя верхняя граница зоны Lyhnocanium nipponicum magnacornutum нуждается в дополнительном обосновании.

Расчленение верхнемиоценового–плиоценового

интервала, также проведено на зональном уровне. Однако в настоящее время для этого интервала существуют две конкурирующие шкалы. Которая из них будет использоваться в дальнейшем или на их основе будет создана синтетическая шкала – покажут дальнейшие исследования.

Использование на разумной основе датум-плейнов (с проверкой их устойчивости) позволит перейти к инфразональному расчленению отложений.

Литература

Витухин Д.И. Комплексы радиолярий из кайнозойских отложений Командорской впадины // Очерки по геологии Камчатки и Корякского Нагорья. М.: Наука, 1988. С. 68–72.

Витухин Д.И. Расчленение кайнозоя Дальнего Востока России по радиоляриям // Тр. ГИН РАН. Вып. 485. М.: Наука, 1993. 104 с.

Витухин Д.И., Орешкина Т.В., Пущаровский Ю.М., Цуканов Н.В. Новые данные по геологии острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 61–74.

Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50–64.

Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов К.Б. и др. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.

Крашенинников В.А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана // Тр. ГИН РАН. Вып. 369. М.: Наука, 1982. 139 с.

Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан. М.: Наука, 1969. Т.8: Микрофлора и микрофауна. С. 115–126.

Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря // Океанология. 1974. Т. 15. Вып. 1. С. 116–122.

Кругликова С.Б. Радиолярии (насселлярии и спумеллярии) в донных отложениях бореальной зоны Тихого океана // Образ жизни современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 283–287.

Кругликова С.Б. Характерные черты распределения радиолярий (высоких таксонов) в отложениях Тихого океана и окраинных морей // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 42–52.

Левыкина И.Е. Стратиграфия неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана по радиоляриям // Тр. ГИН РАН. Вып. 413. М.: Наука, 1986. 116с.

Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи северной Пацифики: стратиграфия и палеоокеанография // Вопр. микропалеонтологии. 1989. Вып. 30. С. 90–100.

Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ. Л.: Наука, 1986. 200 с.

Попова И.М. Радиолярии опорного разреза неогена юга Сахалина (междуречье Кура–Урюм) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989а. С. 209–217.

Попова И.М. Некоторые аспекты палеоокеанологических исследований палеоген-неогеновых бассейнов Южного Сахалина и Восточной Камчатки // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989б. С. 63–68.

Рунева Н.П. Радиолярии миоценовых отложений Тихоокеанского подвижного пояса. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 56–64.

Точилина С.В. Стратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 131с.

Шилов В.В., Степанова Г.В. Биостратиграфическая схема позднеолигоценовых–плейстоценовых отложений северной Пацифики // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 49–57.

Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомеи и радиолярии), Владивосток: Дальнаука, 1999. 241с.

Foreman H.P. Radiolaria from the North Pacific, Deep Sea Drillig Project. Leg 32 // Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 32. P. 574–675.

Funayama M. Miocene radiolarian stratigraphy of the Suzu Area, northeastern part of the Noto Peninsula, Japan // Just. Geol., Paleontol., Contrib. 1988. N 91. P. 15–41.

Hayashi H., Yanagisawa Y., Suzuki N. et al. Integrated microbiostratigraphy of the Middle Miocene sequences in the Simokurosawa district, Ichinoseki City, Iwate Prefecture, Northeast Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1999. Vol. 105. N 7. P. 480–495.

Hays J.D. Stratigraphy and evolutionary trends of radiolaria in North-Pacific deep sea sediments // Geol. Soc. Amer. Mem. 1970. N 126. P. 185–218.

Ling H.Y. Radiolaria: Leg 19 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1973. V. 19. P. 727–747.

Morley I.I. Radiolarians from Deep Sea Drilling Project, Leg 96 // Init. Rep. DSDP. 1986. V. 96. P. 649–656.

Morley J.J., Nigrini C. Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy of North Pacific sites 881, 884, 885 and 887 // Proc. of the ODP, Scientifig results. 1995б. V. 145. P. 55–91.

Motoyama I. Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Northwest Pacific // Micropaleontology. 1996. V. 42. N 3. P. 221–262.

Nakaseko K., Sugano K. Neogene radiolarian zonation in Japan // Osaka Univ. Sci. Rep. 1973. l. 8. P. 23–33.

Popova I.M. Significance paleoecologigical interpretations of earli-middle Miocene radiolarians from south Sakhalin, Russia // Radiolaria of giant and subgiant in Asia. N.-Y., 1993. P. 161–174.

Reynolds S.R. Radiolarians from the Western North Pacific, Leg 57, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1980. V. 56/57. Pt. 2. P. 735–769.

Riedel W.R., Sanfilippo A. Stratigraphy and evolution of tropical Cenosoic radiolarians // Micropaleontology. 1978. V. 24, N 1. P. 91–96.

Sakai T. Radiolarians from sites 434, 435 and 436, Nortwest Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep.DSDP. 1980. V. 56/57. Pt. 2.. P. 695–733.

Shilov V.V. Miocene-Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // Proc/ of the ODP, Scientifig results. 1995a. V. 145. P. 93–116.

Shilov V.V. Eocene-Oligocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // Proc/ of the ODP, Scientifig results. 1995б. V. 145. P. 117–132

Sugiyama K., Furutani H. Middle Miocene radiolarians from the Oidawara Formation, Mizunami Group, Gufi Prefekture, central Japan // Bull. Mizunami Fossil Museum. 1992. N 19. P. 199–213.

Yanagisawa Y. Diatom biostratigraphy of the Miocene sequence in the Suzu area, Noto Peninsula, Ishikawa Prefecture, central Japan // Bull. Geol. Surv. Jap. 1999. V. 50 (3). P. 167–213.

Раздел 4. Расчленение кремнистых толщ

4.1. Опыт расчленения конденсированных кремнистых толщ палеозоя и разноплановые подходы к их изучению на основе конодонтов

Послойное изучение конодонтов в разрезах кремнистых толщ палеозоя в складчатых областях, показало, что эти толщи можно с успехом датировать и расчленять с высокой дробностью. На примере Южного Тянь-Шаня проведено зональное расчленение в интервале девона-нижнего карбона. Конодонты являются эффективным инструментом для установления скрытых перерывов, и скольжения во времени границ литостратонов, расшифровки сложных тектонических структур, определения возраста микститовых комплексов и времени активизации тектонических движений. Изучение переотложенных комплексов способствует решению проблем региональной палеотектоники и палеогеографии.

Bed-by-bed analysis of conodont distribution in Paleozoic siliceous deposits of folded areas allows an accurate dating and finer subdivision of these deposits. Exemple is provided by the Devonian – Lower Carbonian zonation of Tian Shan. Conodonts serve as effective tool to reveal stratigraphic hiatuses and diachronism of lithostratigraphic boundaries, to decipher complicated tectonic structures, and to determine time of formation of mixtite complexes and tectonic activities. Studies of reworked conodont assemblages facilitate solution of regional paleotectonic and paleogeographic problems.

В палеозойских складчатых поясах среди структурно-вещественных комплексов постоянно присутствуют кремнистые формации. Кремнистые породы (кремнистые алевропелиты и сланцы, фтаниты, радиоляриты, спонголиты, яшмы, туфосилициты и пр.) образуют выдержанные в пространстве толщи (существенно кремнистая формация) или слагают пачки, прослои и линзы в карбонатно-терригенных и вулканогенных образованиях. Кремнистые отложения – это относительно глубоководные образования, накопление которых происходило обычно ниже уровня карбонатной компенсации в обстановках нижней части континентального склона, его подножья и дна глубоководных котловин, а также на удаленных от источников сноса вулканических поднятиях дна бассейнов. Являясь продуктом конденсированного типа осадконакопления, кремнистые толщи имеют небольшую мощность (десятки – первые сотни метров), но при этом могут охватывать значительный возрастной интервал (до нескольких периодов). Их площадное распространение ограничено. В современных структурах складчатых систем кремнистые толщи находятся, как правило, в аллохтонном залегании, являясь частью крупных покровов или слагая тектонические пластины, чешуи и блоки.

Характерная особенность кремнистых отложений – отсутствие в них остатков макрофауны. Именно это стало причиной того, что еще 20-30 лет назад кремнистые толщи считались «палеонтологически немыми» и возраст их принимался условно или определялся исходя из датировок подстилающих или перекрывающих отложений. Однако считать кремни "немыми" можно лишь при поверхностном подходе. В кремнях достаточно часто встречаются микроостатки нескольких групп организмов. Это радиолярии, спикулы кремневых губок, конодонты, редко остатки рыб. Первые две группы иногда являются породообразующими.

Наиболее часто встречающиеся микрофоссилии – радиолярии изучаются в шлифах или же их объемные скелеты выделяются из кремнистых пород методом растворения в плавиковой кислоте. Метод изучения радиолярий в шлифах далеко не совершенен. Случайные срезы раковин и невозможность наблюдения внешней скульптуры препятствуют точной диагностике таксонов. Поэтому при определении видов часты ошибки и этот метод не пользуется доверием у специалистов.

Немецкий исследователь А.Шварц впервые предложил в 1931 г. (Schwarz, 1931) способ извлечения радиолярий из кремнистых сланцев с использованием плавиковой кислоты и концентрированных щелочей. Кроме автора, по предложенной методике впоследствии никому не удалось получить экземпляры хорошей сохранности, пригодные для определения. Несколько неудачных опытов по выделению, проведенных позднее, способствовали распространению мнения о невозможности выделения радиолярий из существенно кремнистых пород. Однако уже в начале 70-х годов П.Думитрика (Dumitrica, 1970) описал 37 видов радиолярий хо-

рошей сохранности, большинство из которых были выделены из мезозойских кремнистых пород Румынии посредством растворения их в плавиковой кислоте, но он не привел последовательности операций и описания способа. Позднее, Э.Пессаньо и Р.Ньюпорт (Pessagno, Newport, 1972) описали методику экстрагирования радиолярий из кремнистых пород, которая применялась для извлечения радиолярий из мезозойских отложений Калифорнии. Однако при использовании метода кислотного выделения радиолярий из кремней имеются объективные ограничения. Кремнистые породы в палеозойских складчатых областях очень часто оказываются в значительной степени перекристаллизованными. Вместе с вмещающей породой перекристаллизовывается также и вещество раковин радиолярий. Практически идентичный состав скелета радиолярий и вмещающей породы препятствуют экстрагированию. Поэтому выделенные радиолярии очень часто оказываются лишенными диагностических признаков и непригодными для определения. К тому же до недавнего времени палеозойские радиолярии оставались относительно слабо изученными. Определение возраста пород по радиоляриям в палеозое ограничивалось системой или отделом, редко ярусом. Разработка зональной шкалы по радиоляриям в палеозое активно производится во многих странах мира только в последние годы.

Большой вклад в изучение палеозойских радиолярий внес Б.Б.Назаров, долгие годы работавший в лаборатории Стратиграфии фанерозоя ГИН РАН.

По спикулам губок и редким остаткам рыб точная датировка кремнистых отложений практически невозможна. Эти микрофоссилии не являются руководящими для палеозоя.

Методика выделения конодонтов из кремнистых пород сходна с методикой выделения радиолярий, отличаясь лишь в деталях. Вещество конодонтовых элементов (минерал группы апатита) является весьма стойким к вторичным изменениям и воздействию кислоты, что благоприятствует получению пригодного для диагностики материала. В условиях интенсивных пластических деформаций вещество конодонтовых элементов может подвергаться течению. Они вытягиваются, скручиваются, разбиваются микротрещинами на фрагменты. Это затрудняет, но не всегда исключает возможность определения до рода или даже до вида.

Очень часто для датировки и расчленения кремнистых толщ конодонты являются единственной, пригодной для этого группой органических микроостатков.

В настоящее время для всех систем палеозоя и для триаса разработаны зональные конодонтовые схемы. Степень детальности их различна. Кроме того, в зависимости от региональных особенностей седиментации и палеоэкологии создаются местные зональные схемы, которые с успехом используются для региональной стратиграфии.

Наибольшей детальностью отличается зональная схема девона – времени эволюционного расцвета конодонтов. Создание девонской зональной конодонтовой шкалы связано с именами В.Циглера, К.Веддиге (Германия), Г.Клаппера, Д.Джонсона, Ч.Сандберга (США) и некоторых других исследователей. Ее разработка и детализация производились на протяжении четырех последних десятилетий и продолжаются в настоящее время.

Зональная последовательность нижнего девона (Klapper, Johnson,1975; Lane, Ormiston, 1979) включает 11 зон и условно делится на две части. Нижняя часть (шесть зон) построена с использованием нескольких родов: Icriodus (I. woschmidti hesperius), Ozarkodina (O. eurekaensis, O. delta), Pedavis (P. pesavis), Eognathodus (E. sulcatus sulcatus, E. s. kindlei), успешно применяется в Западной Европе и некоторых других регионах. Верхняя часть (пять зон) отражает филогенетическую последовательность видов рода Polygnathus, которая устанавливается повсеместно. Для нижней, дополигнатусовой части нижнего девона для разных фациальных обстановок созданы зональные схемы, принципиально отличающиеся друг от друга.

Зональная конодонтовая схема верхней части нижнего девона, среднего и верхнего девона построена полностью на полигнатидах. В качестве зональных индексов для эмса и среднего девона выбраны виды и подвиды рода Polygnathus, за исключением нескольких случаев, когда использованы Tortodus (T. australis, T. kockelianus), Schmidtognathus (S. hermanni), Klapperina (K. disparilis). Для верхнего девона в основу создания зональной схемы положена последовательность появления видов Palmatolepis.

Длительное время существовали трудности при расчленении по конодонтам верхней половины фамена. Четыре последних подразделения шкалы (Ziegler, 1971) определялись наличием представителей разных родов: Scaphignathus velifer, Polygnathus styriacus, Bispathodus costatus, Protognathodus, т. е. отсутствовал принцип эволюционной смены таксонов. В позднем фамене в Арденно-Рейнском регионе, где была разработана эта часть зональной схемы, произошло значительное обмеление бассейнов. Это повлекло за собой и смену комплексов конодонтов на более мелководные. Зональный вид Sc. velifer, например, относится к числу достаточно редких, поскольку его область обитания на мелком шельфе ограничена определенными специфическими обстановками. Как правило, сопутствующий ему комплекс конодонтов чрезвычайно беден. Он полностью отсутствует в пальматолеписовых биофациях. Исследователям приходилось условно сопоставлять с зоной velifer интервалы разреза с богатым глубоководным комплексом конодонтов. К настоящему времени этот дефект зональной схемы исправлен. Для позднего фамена на материалах Европы и Северной Америки разработана альтернативная зональная схема, основанная на эволю-

ции видов Palmatolepis (Ziegler, Sandberg, 1984). Новая и старая схемы детально скоррелированы между собой и обе используются исследователями как разнофациальные стандарты.

Последняя корректировка девонской зональной схемы касалась ревизии франской ее части. В материалах ECOS-V (5-го Европейского симпозиума по конодонтам), прошедшего в июле 1988 г. во Франкфурте-на-Майне (ФРГ), было предложено переименовать подзону Uppermost gigas в ранг самостоятельной зоны Palmatolepis linguiformis (Sandberg et al., 1988) и установить в качестве стандарта новую зональную последовательность франского яруса, основанную на видах рода Palmatolepis и его предшественника Mesotaxis: вместо трех зон и пяти подзон предложено семь зон и шесть подзон (Ziegler, Sandberg, 1990).

Детальность расчленения по конодонтам девонской системы очень высокая. Вся система насчитывает 31 зону. Учитывая продолжительность девонского периода в 48 млн лет, легко высчитать среднюю продолжительность конодонтовой зоны – 1,55 млн лет. Кроме того, в живетской и верхнедевонской частях зональной схемы каждая зона подразделяется на несколько подзон, что в несколько раз повышает дробность расчленения. Например, на отрезке зональной схемы от основания зоны hermanni-cristatus до основания карбона на 14 млн лет приходится 33 подразделения (подзоны) при средней продолжительности единицы расчленения в 0,42 млн лет. Подобной детальности хроностратиграфического расчленения не дает ни одна группа организмов в палеозое.

Девонская зональная конодонтовая шкала получила всемирное признание не только специалистов по конодонтам. Ею успешно пользуются при корреляциях биостратиграфы по другим группам фауны, а также авторы теоретических стратиграфических работ.

Автор проводил стратиграфические исследования по кремнистым толщам с конца 70-х годов в разных регионах бывшего СССР и некоторых соседних стран. Наиболее детально это изучение охватывало два региона: складчатые системы Южного Тянь-Шаня (Киргизия, Таджикистан) и Урала (Полярный Урал). Результаты исследований по этим объектам опубликованы автором в разные годы в ряде статей и монографии (Аристов, 1994). Кроме того, кремнистые толщи изучались в Корякском нагорье (пермь – триас) (Аристов, Брагин и др., 1982), на северо-западе Китая и в Южном Казахстане (ордовик, девон) (Аристов, Моссаковский и др., 1993; Самыгин, Руженцев и др., 1997), в горной системе Черского, Якутия (нижний карбон) (Поспелов, Аристов и др., 1995), в Срединном Тянь-Шане, Узбекистан (нижний карбон) (Аристов, Нигмаджанов, 1995), в Зайсанской складчатой области (Восточный Казахстан), в Южной Монголии (верхний девон) (Аристов, Нямсурен, 1998).

В процессе исследований была усовершенствована методика выделения конодонтов из кремнистых пород. В частности использовались новые методы дезинтеграции кремней, заключающиеся в том, что для каждого региона (или его части) в зависимости от степени вторичного изменения пород подбирался специфический режим травления с изменением концентрации раствора и времени воздействия реактива (Назаров, Аристов и др., 1990).

В настоящей статье излагаются основные результаты научных исследований кремнистых толщ палеозоя, полученные автором за последние двадцать лет и касающиеся проблемы их дробного стратиграфического расчленения, а также решения некоторых региональных и общегеологических вопросов кремненакопления с помощью конодонтов, в основном на примере южнотяньшанских и уральских материалов.

Детальное расчленение кремнистых толщ палеозоя складчатых систем по конодонтам

Южный Тянь-Шань

Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня охватывает крупный регион между Киргизскими каледонидами (Северный Тянь-Шань) на севере и Таримской платформой, Таджикским массивом и молодыми структурами Памира на юге. Относительно хорошая доступность, прекрасная обнаженность делают этот регион уникальным объектом для разноплановых геологических исследований, в том числе и биостратиграфических. Благоприятные условия имеются здесь для изучения глубоководных отложений, в особенности кремнистых, расчленение и датировка которых во всем мире до недавнего времени не имели успеха.

Исследования автора на Южном Тянь-Шане были сконцентрированы в основном на изучении конодонтовой биостратиграфии конденсированных кремнистых и карбонатно-кремнистых отложений, а также кремнисто-вулканогенных образований.

Кремнистые отложения среднего палеозоя на Южном Тянь-Шане обособлены в виде субширотных полос, разделенных параллельными участками с карбонатными и терригенно-карбонатными типами осадков. Эти полосы пространственно и структурно соответствуют трем известным в регионе формационным зонам: Южноферганской, Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской (Аристов, 1994).

Кремнистые отложения на Южном Тянь-Шане изучаются на протяжении пяти десятилетий с конца 40-х годов. Пионерами этого изучения были Г.С.Поршняков и Я.Ф.Поршнякова (Поршняков и др., 1961; Поршнякова, 1961), описавшие в районе

пер. Шалан в Алайском хребте шаланскую свиту – толщу кремнистых сланцев с прослоями в верхней части известняков, содержащих визе-намюрские фораминиферы и гониатиты. Эта свита сейчас разделена на две самостоятельные свиты: тамашинскую, существенно кремнистую и биданинскую, кремнисто-карбонатную (Аристов, Чернышук, 1984; Аристов, 1994).

На развитие представлений о возрасте кремнистых отложений и условий их накопления существенное влияние оказала концепция Н.М.Синицина (1949, 1960) о наличии на северных склонах Алайского хребта двух фациально различных типов разрезов среднего палеозоя: «полных» и «сокращенных». «Полные» разрезы представляют собой непрерывные карбонатные серии девона, нижнего и среднего карбона, накопившиеся в «седиментационных мульдах», в «сокращенных» разрезах (отложения «антиклинальных отмелей») подразумевалось непосредственное налегание визе на силур.

Возраст шаланской свиты на первых этапах изучения разными исследователями определялся как раннекаменноугольный по фауне из верхних частей свиты или как силурийский по возрасту подстилающих толщ. Разрозненные находки внутри свиты Б.В.Поярковым живет-позднедевонских фораминифер и В.Л.Клишевичем нижне-среднедевонских тентакулитов считались переотложенными и не принимались в расчет при датировке свиты.

В 70-х годах по мере накопления сведений о кремнистых толщах Южного Тянь-Шаня в отношении их возраста и обстановок накопления существовали две точки зрения:

1. Для кремнистых разрезов характерно налегание визейских отложений на силурийские с выпадением девона и части карбона, они формировались в мелководных условиях на "антиклинальных отмелях».

2. Формирование кремнистых толщ происходило в батиальных условиях непрерывно при некомпенсированном режиме осадконакопления с начала девона до среднего карбона.

Исследования конодонтов в кремнистых отложениях Южного Тянь-Шаня (Киргизия) начаты В.П.Чернышуком в самом конце 70-х годов. Автор начал изучение карбонатно-кремнистых отложений в 1981 г. и в течение восьми лет полевые исследования проводились в тесном контакте с В.П.Чернышуком. Предварительные результаты этих работ были опубликованы в ряде статей (Аристов, Чернышук, 1984-1989).

Изучение кремнистых отложений на Южном Тянь-Шане и их зональное расчленение производилось методом послойного сбора конодонтов по многочисленным разрезам. В опорных разрезах конодонты изучались с повышенной детальностью (отбор образцов через один метр и менее).

Наиболее детально изучен разрез Тамаша, расположенный в Алайском хребте в верховьях сухого русла Тамаша-сай (левый приток р. Исфайрам, устье которого находится в к. Майдан). В разрезе в моноклинальном залегании при непрерывной обнаженности представлены отложения тамашинской и биданинской свит в полном объеме. Этот разрез является стратотипом для тамашинской свиты и парастратотипом для биданинской.

Тамашинская свита представляет собой плитчатое чередование фтанитов, кремнистых алевролитов, радиоляриевых, спонгиевых кремней, радиоляритов и спонголитов с прослоями и линзами псаммитовых и мелкогравийных турбидитов мощностью 167,5 м. Биданинская свита согласно залегает на тамашинской, граница между ними проводится по появлению в кремнистом разрезе известняков. В составе свиты преобладают известняки, часто обломочные или кремнистые, включающие прослои фтанитов, радиоляриевых кремней в нижней части и кремнистых или известково-кремнистых алевролитов в верхней. Перекрывается биданинская свита терригенной морской молассой с башкирскими конодонтами в нижней части. Мощность 91,8 м.

Из всех кремнистых разрезов региона разрез Тамаша чрезвычайно богат конодонтами. В кремнях их легко можно обнаружить даже визуально, с помощью 10-кратной лупы, на плоскостях наслоения, а в прозрачных разновидностях и внутри породы. Продуктивность образцов при кислотном растворении составляет 80%.

При первоначальном опробовании разреза с отбором образцов через 1-1,3 м по конодонтам были установлены все ярусы в стратиграфическом интервале от эмса (нижний девон) до серпуховского яруса (нижний карбон). Фрагментарно были выделены конодонтовые зоны, которые местами смыкались между собой, что создавало представление о непрерывном осадконакоплении. При повторном изучении существенно кремнистой части разреза образцы отбирались через 0,3 м. Это позволило выделить в разрезе 16 конодонтовых зон и одновременно выявить три стратиграфических перерыва с выпадением соответственно 3, 4 и 2 зон конодонтовой шкалы девона и карбона. Это наглядный пример зависимости детальности расчленения разреза от частоты опробования.

В результате изучения разреза установлен стратиграфический объем свит: тамашинской – нижний эмс (нижний девон) – турне (нижний карбон) и биданинской – визейский – серпуховский ярусы нижнего карбона. Нижняя граница тамашинской свиты совпадает со скачкообразной сменой карбонатного осадконакопления на кремнистый, что говорит о резком углублении бассейна в раннем эмсе. Между известняками и кремнями отмечается маломощный (6,5 м) базальный слой терригенных пород (гравелиты, песчаники, алевролиты). Стратиграфического перерыва при этом не наблюдается: комплексы конодонтов верхней части известняков и нижней части кремней представляют собой комплексы двух последовательных зон эмсского яруса: gron-

bergi и inversus. Детальное описание разреза с послойным распределением конодонтов опубликовано (Аристов, 1994).

Послойное распределение конодонтов изучено в большом количестве (более 30) разнофациальных разрезов в разных формационных зонах региона. По совокупности изучения смены комплексов конодонтов в частных разрезах разной стратиграфической протяженности разработана схема конодонтовой зональности девона – среднего карбона Южного Тянь-Шаня. Выделение биостратонов произведено по единому принципу – по первому появлению зонального таксона. Эта схема состоит их 39 биостратиграфических подразделений (35 зон и четырех слоев с конодонтами): лохков – Ozarkodina remscheidensis remscheidensis, O.r. repetitor, Pandorinellina optima; прагий – Pandorinellina steinhornensis miae; эмс – Polygnathus dehiscens, P. gronbergi, P. inversus, P.serotinus, P. costatus patulus; эйфель – P. costatus partitus, P. costatus costatus, Tortodus australis, T. kockelianus; переходный интервал от эйфеля к живету – *Polygnathus ensensis; живет – P. varcus*, P. cristatus, Klapperina disparilis; фран – Mesotaxis asymmetricus (подзоны – L.-U. asymmetricus), Ancyrognathus triangularis, Palmatolepis gigas, P. linguiformis; фамен – P. triangularis, P. crepida, P. rhomboidea, P. marginifera, P. rugosa trachytera, P. postera, P. gracilis expansa; турне – слои с Siphonodella, Gnathodus typicus, Scaliognathus anchoralis; визе – Gnathodus texanus, G. bilineatus; серпуховский ярус – Paragnathodus nodosus, Gnathodus bilineatus bollandensis; башкирский – Declinognathodus noduliferis, слои с Idiognathoides; московский ярус – слои с Streptognathodus parvus, слои с Neognathodus inaequalis.

Материалы исследования позволяют производить корреляцию изученных разрезов на зональном уровне (рис. 4.1.1). Для кремнистых толщ палеозоя подобная детальность корреляции ранее не достигалась.

Последовательность конодонтовых комплексов и их таксономический состав в изученных разрезах показывает, что в относительно глубоководных кремнистых и карбонатных отложениях девона-нижнего карбона Южного Тянь-Шаня широко распространены таксоны, являющиеся зональными видами-индексами или входящие в зональные комплексы стандартной зональной конодонтовой шкалы. Это позволяет непосредственно коррелировать их с международной геохронологической шкалой.

Девонско-нижнекаменноугольная часть южнотяньшанской схемы очень близка стандартной конодонтовой зональной шкале. В большинстве случаев в той и другой выделены идентичные зональные подразделения (рис. 4.1.2). Имеющиеся отличия сводятся к следующему.

Лохковский и пражский ярусы нижнего девона, охватывающие шесть зон стандартной шкалы, на Южном Тянь-Шане разделяются на четыре зоны. Несмотря на меньшую дробность нижней части южнотяньшанской схемы, что является отрицательной стороной, имеются и положительные аргументы. Стандартная зональность этого интервала построена с использованием в качестве зональных индексов видов пяти эволюционно неродственных родов: Icriodus, Ozarkodina, Ancyrodelloides, Pedavis, Eognathodus. Выделение нижних зон девона на Южном Тянь-Шане определяется эволюционным развитием двух родственных родов одного семейства: Ozarkodina, Pandorinellina. Кроме того, сохраняется эволюционная последовательность при переходе от силура к девону: пржидольская зона Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis сменяется нижнелохковской зоной O. remscheidensis remscheidensis.

Специфические особенности распространения конодонтов в разрезах Южного Тянь-Шаня не позволяют дробно расчленять нижнюю часть турнейского яруса, где выделяются слои с Siphonodella.

Следует отметить, что ряд зон девонской стандартной шкалы разделены на подзоны. Имеющиеся материалы по Южному Тянь-Шаню не позволяют в настоящее время выделять последние. Это резерв для детализации южнотяньшанской зональной конодонтовой схемы в будущем.

Полярный Урал

Другим объектом изучения кремнистых толщ палеозоя является Полярно-Уральский сектор Уральской складчатой системы. В пределах западного склона и осевой части Полярного Урала тектонически совмещены различные формационные комплексы нижнего и среднего палеозоя. Считается (Пучков, 1979; Шишкин, 1987; Руженцев, Аристов, 1998), что они образовались на шельфе и склоне Восточно-Европейского континента. В позднем палеозое эти комплексы были сорваны с протоуральского основания, образовав пакет покровных пластин, каждая из которых имеет разную фациальную характеристику. Из большого количества тектонических зон, выделяемых на Полярном Урале (Руженцев, Аристов, 1998), биостратиграфические исследования автора (с 1994 г. по настоящее время) в основном были сконцентрированы в Лемвинской и Манитанырд – Пайпудынской зонах. В первую очередь это касается сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений, широко распространенных на Полярном Урале и до недавнего времени считавшихся палеонтологически «немыми».

Изученные отложения метаморфизованы (филлитовая стадия) и интенсивно тектонически переработаны. Крупные покровные пластины разбиты на множество чешуй и тектонических блоков, которые в свою очередь смяты в складки разных порядков (вплоть до плойчатости). Местами на все это наложен тончайший кливаж. В результате заключенные в породах конодонтовые элементы час-

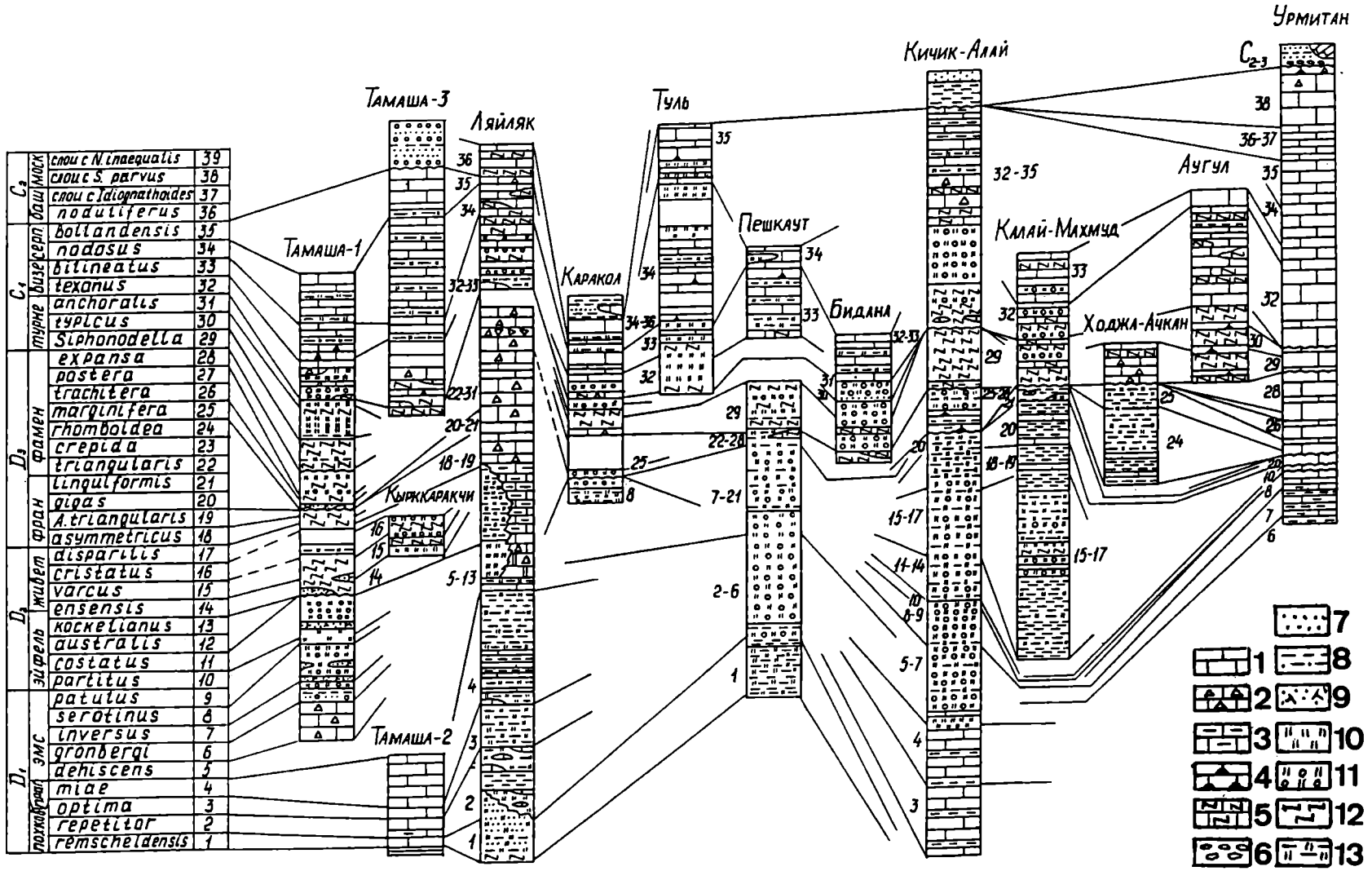


Рис. 4.1.1. Схема зональной корреляции разрезов девона-среднего карбона Южного Тянь-Шаня:
1-5 – известняки: 1 – кристаллические, 2 – обломочные, 3 – с желваками кремней, 5 – кремнистые; 6 – конгломераты; 7 – песчаники; 8 – глинистые сланцы, алевролиты; 9 – турбидиты; 10 – кремни, часто спонгиевые; 11 – кремни радиоляриевые, радиоляриты; 12 – фтаниты; 13 – кремнистые алевролиты

Ярус	Южный Тянь-Шань		Стандартные зоны
Моск.	слои с N. inaequalis		
	слои с S. parvus		
Башк.	слои с Idiognathoides		
	noduliferus		
Серп.	bollandensis		bollandensis
	nodosus		nodosus
Визе	bilineatus		bilineatus
	texanus		texanus
Турне	anchoralis		anchoralis
	typicus		typicus
	слои с Siphonodella		isosticha-U. crenulata
			L. crenulata
			sandbergi
			duplicata
			sulcata
			praesulcata
Фамен	expansa		expansa
	postera		postera
	trachytera		trachytera
	marginifera		marginifera
	rhomboidea		rhomboidea
	crepida		crepida
	triangularis		triangularis
Фран	linguiformis		linguiformis
	gigas		gigas
	A. triangularis		A. triangularis
	asymmetricus		asymmetricus
Живет	disparilis		disparilis
	cristatus		hermanni-cristatus
	varcus		varcus
	ensensis		ensensis
Эйфель	kockelianus		kockelianus
	australis		australis
	costatus		costatus
	partitus		partitus
Эмс	patulus		patulus
	serotinus		serotinus
	inversus		inversus
	gronbergi		gronbergi
	dehiscens		dehiscens
Праг.	miae		kindlei
			sulcatus
Лохков	optima		pesavis
	repetitor		delta
			eurekaensis
	remscheidensis		hesperius

Рис. 4.1.2. Сопоставление зональной конодонтовой схемы девона – нижнего карбона Южного Тянь-Шаня со стандартной шкалой.

то деформированы и разбиты системой микротрещин на множество фрагментов. При растворении пород в кислоте часто выделяются только мельчайшие обломки конодонтов, непригодные для определения. Более эффективным здесь оказывается метод визуальных поисков конодонтов на плоскостях слоев в обнажениях, где направление кливажа совпадает со слоистостью. Радиолярии, которые обильны в некоторых разностях кремней, полностью перекристаллизованы, раздавлены и лишены диагностических признаков.

Решая стратиграфические задачи, исследователь имеет здесь дело с маломощными фрагментами изучаемого стратона, имеющими тектонические границы. Составление сводного разреза, установление взаимоотношений между литостратиграфическими подразделениями и определение истинных мощностей затруднены.

В Центральной подзоне Лемвинской зоны бескарбонатные сланцево-кремнистые отложения считались ранее средне-верхнеордовикскими (Гессе и др., 1976). Это монотонная толща чередования черных, высокоуглеродистых, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов и кварцевых песчаников, выделяемая как черногорская свита (или серия). Песчаники сложены окатанными, сортированными зернами кварца, сцементированными кремнистым материалом, и представляют собой образования зерновых потоков. По новым находкам конодонтов возраст этой свиты устанавливается от среднего ордовика до позднего девона (Руженцев и др., 1996; Руженцев, Аристов, 1998; Аристов, Руженцев, 2000). В отложениях нижнего палеозоя находки конодонтов редки, видовой состав обедненный. Датировка их ограничивается отделом. Нижнепалеозойские конодонты Полярного Урала характерны для Балто-Скандии и Канады. В девонских отложениях конодонты встречаются чаще, таксономически разнообразны и представлены космополитными таксонами, входящими в зональные комплексы стандартной конодонтовой шкалы. В девонской части разреза по конодонтам установлены все ярусы от лохкова до фамена.

В Грубешорской подзоне Лемвинской зоны терригенно-кремнисто-вулканогенные образования разделяются на грубешорскую и молюдшорскую свиты, возраст которых по конодонтам определяется соответственно как среднеордовикско-силурийский и девонский.

Кремнисто-терригенная орангская свита Манитанырд – Пайпудынской зоны, обычно относимая к ордовику (Гессе, Дембовский, 1980), на основании находок конодонтов должна быть отнесена к фамену-карбону. Подтвержден также фамен-раннекаменноугольный возраст карбонатно-терригенно-кремнистой няньворгинской свиты в бассейне р. Собь.

Находки конодонтов в сланцево-кремнистых и осадочно-вулканогенных отложениях Полярного Урала привели к новому пониманию стратиграфии палеозоя региона. Определены возрастные объемы местных литолого-стратиграфических подразделений. Однако по сравнению с Южным Тянь-Шанем детальность расчленения кремнистых толщ Полярного Урала менее дробная. Вторичные изменения пород (интенсивная тектоника, метаморфизм), редкость и разрозненность находок конодонтов и их плохая сохранность препятствуют детализации разрезов. На современном этапе исследований расчленение изученных толщ для нижнего палеозоя ограничивается отделом, для девона – ярусом (иногда подъярусом). Из-за отсутствия послойных сборов конодонтов в разрезах их зональное расчленение не представляется возможным, хотя в отдельных точках по выделенным комплексам устанавливаются некоторые зоны девонской конодонтовой зональной схемы.

Конодонты как инструмент для расшифровки сложных тектонических и седиментационных структур

Еще два десятилетия назад основной целью геологосъемочных и стратиграфических работ было выяснение вещественного состава стратона, площадного распространения, возрастного объема и определение границ. В последние годы в разряд первостепенных выдвигается еще целый ряд проблем: в каких условиях данная толща осадков образовалась, залегает ли она in situ или латерально перемещена, как и когда она приобрела свойственное ей теперь строение и в какой степени нарушены (или сохранены) ее первичные пространственно-временные соотношения со смежными толщами.

Комплексное решение этих структурно-вещественных вопросов особенно актуально в регионах со сложным покровно-складчатым строением, таких как складчатая система Южного Тянь-Шаня. Из-за геологических особенностей здесь важное значение приобретает изучение послойной палеонтологической характеристики разрезов конкретных фациальных комплексов. Именно такая методика, а не точечные сборы фауны, дает доброкачественный палеонтологический материал, пригодный для дальнейших интерпретаций и реконструкций.

Решение указанных выше разноплановых геологических вопросов требует чрезвычайной детальности исследований на эталонных объектах, объединения усилий геологов разного профиля (стратиграфов, тектонистов, седиментологов). Это оказалось возможным в рамках работ на Киргизском геодинамическом полигоне (Корень, Аристов и др., 1991; Ненахов, 1997). Автор в числе большого коллектива геологов принимал участие в исследованиях на полигоне. Ниже будет показано решение ряда конкретных геологических вопросов с помощью конодонтов на примере Южного Тянь-Шаня.

Стратиграфические перерывы

Разрезы стратиграфически полные с непрерывным осадконакоплением – явление редкое. В большинстве случаев в разрезах имеются перерывы, обнаружение которых возможно с разной степенью достоверности. Если стратиграфический перерыв выражен литологически (резкая смена вещественного состава пород, наличие базального горизонта выше поверхности перерыва, угловое несогласие и т.д.), его выявление не вызывает трудности. В этом случае вопрос встает о возрастном диапазоне перерыва, который устанавливается биостратиграфическим путем. Скрытые перерывы при параллельном залегании пластов, в литологически однородных толщах могут быть установлены только при детальных биостратиграфических исследованиях. Причины, обуславливающие перерывы, разнообразны: размывы накопившихся осадков течениями и мутьевыми потоками, подводные оползни, подводная эрозия при кратковременных поднятиях области осадконакопления и другие тектонические события. В зависимости от причин стратиграфические перерывы могут иметь локальное или региональное значение.

На Южном Тянь-Шане в кремнистых и некоторых относительно глубоководных карбонатных разрезах с помощью конодонтов при достаточной детальности сборов фауны с успехом обнаруживаются скрытые стратиграфические перерывы (см. рис. 4.1.1).

В кремнистом разрезе Тамаша выделяются три стратиграфических перерыва: в основании живетского яруса (выпадают 2.5 конодонтовые зоны), внутри фаменского яруса (отсутствуют четыре зоны) и на границе девона и карбона (размыты две зоны). К двум перерывам (предживетскому и фаменскому) приурочены турбидиты.

В карбонатном разрезе Урмитан (левый борт долины р. Зеравшан на севере Таджикистана) при послойном изучении конодонтов обнаружено пять скрытых перерывов, не выражающихся литологически: в основании эйфельского яруса (выпадает зона patulus), в верхней части франского яруса (отсутствуют девять зон или почти три яруса), внутри фаменского яруса (отсутствуют две зоны), в нижней части турнейского яруса (выпадают четыре зоны) и в основании визейского яруса (отсутствует одна зона).

Наиболее значительный по времени скрытый стратиграфический перерыв зафиксирован в разрезе Каракол (см. рис. 4.1.1). Здесь в монотонной толще радиоляриевых кремней при параллельном залегании слоев из разреза выпадает 16 зон или более трех ярусов. Причем во избежание недоучета возможной сверхконденсированности осадконакопления, когда мощности биозон могут измеряться первыми сантиметрами, на рубеже перерыва опробование было сгущено до шага в один сантиметр. В этом разрезе радиоляриевые кремни зоны serotinus (верхний эмс) непосредственно перекрываются литологически сходными кремнями зоны marginifera (средний фамен).

В настоящее время рубежи границ всех ярусов и большого количества зон в стандартной конодонтовой зональной схеме девона имеют точную абсолютную датировку. Это может служить основанием для оценки диапазона перерыва не только в стратиграфических единицах, но и в абсолютном исчислении.

Исследования показали, что большинство перерывов в среднепалеозойских отложениях Южного Тянь-Шаня имеют локальный характер и не прослеживаются по латерали. Лишь один перерыв на границе девона и карбона имеет региональное значение.

Выявление стратиграфических перерывов в разрезах помогает избегать ошибок при оценке мощности сводного разреза изучаемой толщи и скоростей осадконакопления в определенные временные отрезки, способствует познанию времени и масштабов событий в бассейнах седиментации.

Возрастное скольжение границ литостратонов

Детальные палеонтологические исследования позволяют с большой точностью определять возрастной уровень границ картируемых геологических тел (свит). Опыт стратиграфических работ на Южном Тянь-Шане показывает, что в складчатых областях довольно часто границы свит не являются стабильным возрастным рубежом, а скользят во времени. Это скольжение может проявиться в диапазоне от биозоны (доля подъяруса) до нескольких ярусов. Скольжение во времени границы свиты означает, что изменение литологического состава отложений, а соответственно смена обстановок седиментации в разных участках региона происходили неодновременно.

На рис. 4.1.3 показано возрастное скольжение нижней границы тамашинской свиты в Южноферганской формационной зоне, установленное по конодонтам. Уровень этой границы на расстоянии около 100 км изменяется в очень широких пределах: в разрезе Пешкаут граница почти совпадает с границей силура и девона, в разрезе Тамаша она проходит внутри эмсского яруса (основание зоны inversus) и в разрезе Кичик-Алай – в верхней части пражского яруса.

На южных склонах Алайского хребта нижняя граница вулканогенно-кремнисто-терригенной дараутской свиты (возрастной аналог тамашинской свиты в Туркестанской формационной зоне) по определениям граптолитов, тентакулитов и конодонтов изменяется во времени от основания лохкова до основания эмса на расстоянии всего 10 км. Верхняя граница дараутской свиты скользит в пределах турнейского яруса.

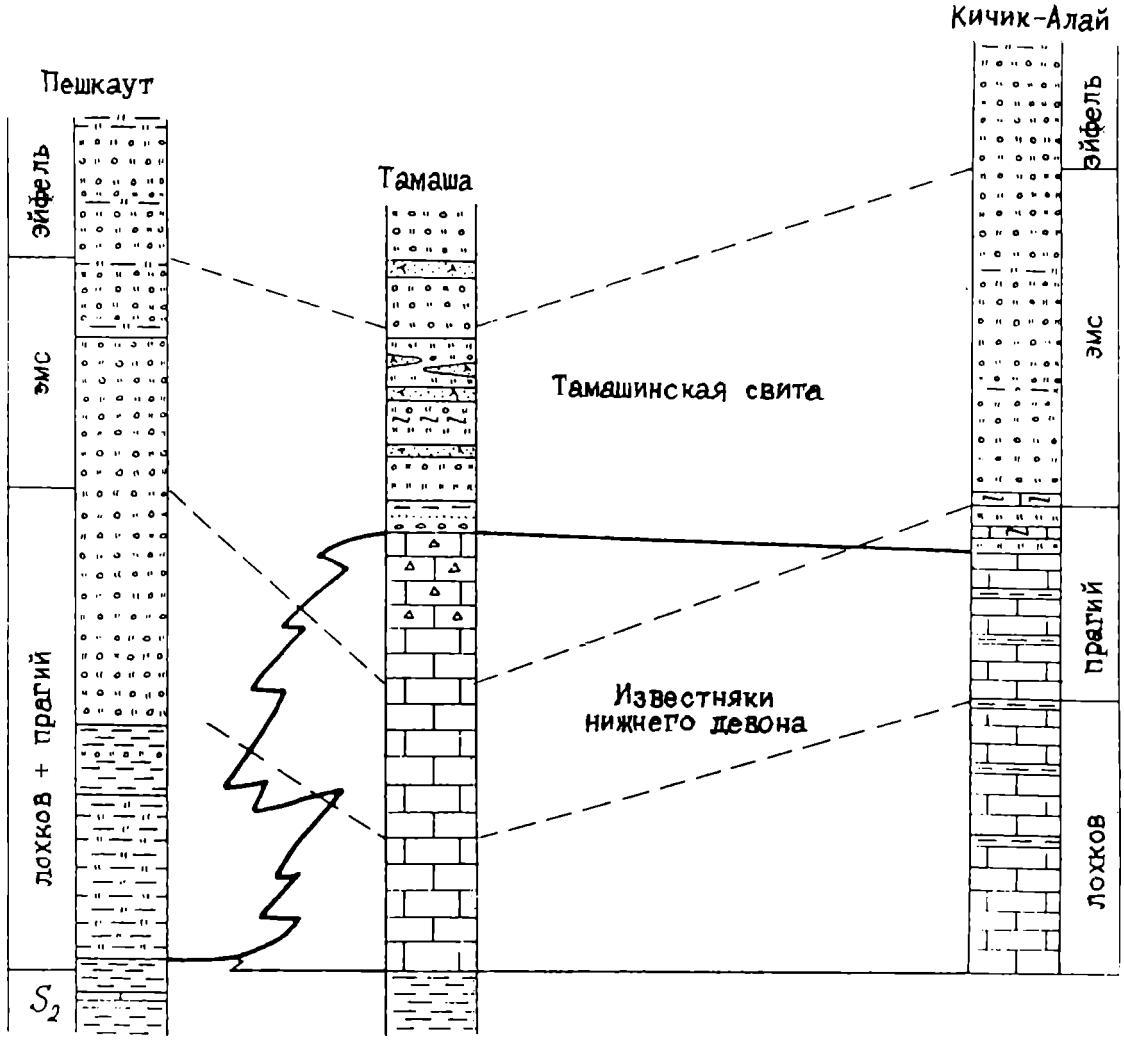


Рис. 4.1.3. Возрастное скольжение нижней границы тамашинской свиты

Достоверное установление возрастного скольжения границ свит имеет важное значение для проведения фациального анализа, восстановления палеогеографических обстановок осадконакопления в регионе. На геологических картах необходимо специальным знаком отражать возрастное положение границ свиты в разных участках ее распространения.

Расшифровка внутренней структуры геологических тел (свит, серий)

В складчатых областях, где типична сложная, разнообразная складчатость, осложненная разноплановыми тектоническими нарушениями, геолог сталкивается с трудностями определения мощностей картируемых подразделений и расшифровки их структуры. В литологически однородных толщах биостратиграфический метод является едва ли не единственным методом решения этих задач. При палеонтологическом расчленении разрезов на зональном уровне, оценивая порядок сменяемости зон, можно добиться успеха в выявлении изоклинальной складчатости, определении нормального или опрокинутого залегания отложений, лежачих складок и наволоков. В районах с покровно-чешуйчатым строением при наличии срывов, согласных с напластованием, и при очень слабом проявлении процессов катаклаза и милонитизации или невозможности их визуального наблюдения детальное палеонтологическое опробование помогает распознаванию скрытых тектонических нарушений, чешуй, пакетов чешуй при кажущемся моноклинальном залегании толщ.

Сказанное выше хорошо иллюстрирует такой пример.На левом борту р. Кичик-Алай-восточный (Алайский хребет) при кажущемся моноклинальном залегании наблюдается чередование пачек известняков и кремнистых пород. Предыдущими исследователями разрез считался непрерывным. Детальное изучение конодонтов выявило четыре тек-

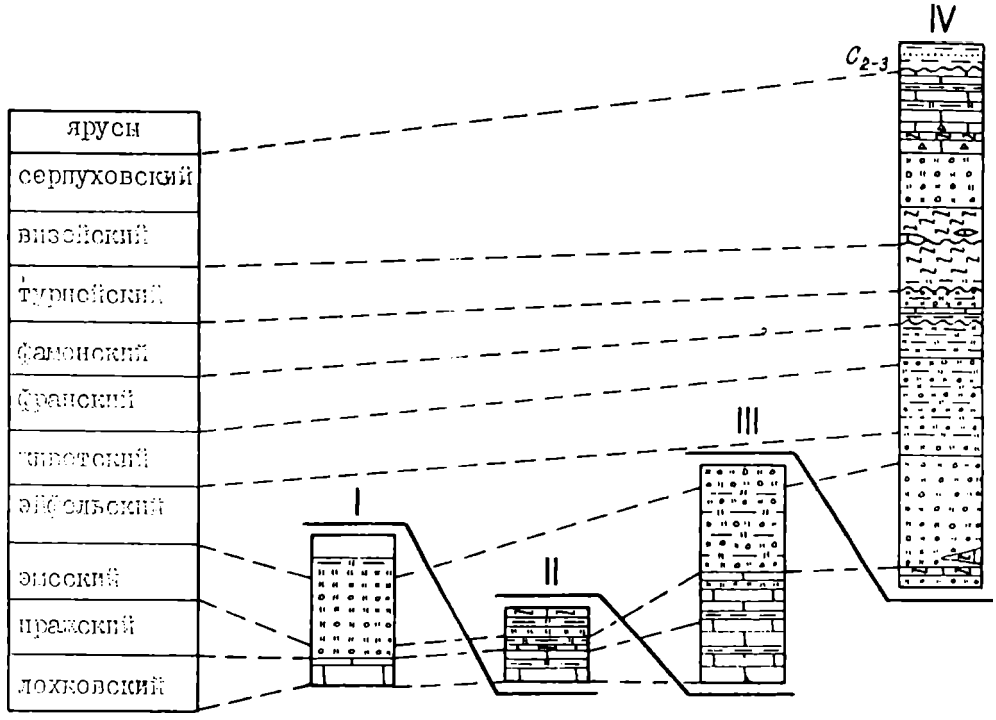


Рис. 4.1.4. Чешуйчатая структура разреза Кичик-Алай. Условные обозначения см. на рис. 4.1.1

тонических чешуи (рис. 4.1.4). Реконструированный разрез имеет двучленное строение с карбонатным составом внизу (известняки нижнего девона) и кремнистым – вверху (тамашинская и биданинская свиты). Истинная мощность при этом уменьшилась почти в два раза.

Определение возраста микститовых комплексов

Трудно переоценить значение биостратиграфического метода при расшифровке строения таких сложных образований как микститовые комплексы, среди которых выделяются олистостромы и меланжи (терригенные и серпентинитовые). До недавнего времени их выявлению и изучению в геологической практике не уделялось серьезного внимания, хотя, как показывает опыт работ на Киргизском геодинамическом полигоне, они имеют весьма широкое распространение в складчатых областях и несут важнейшую информацию о палеодинамических обстановках. В рамках настоящей статьи автор не ставит целью рассмотрение генетических особенностей и механизма формирования микститов, поскольку это предмет специальных исследований.

Фаунистическая характеристика, наряду со структурными признаками, позволяет определить природу микстита в процессе проведения полевых исследований. Другими словами, имея достаточно надежную и правильно интерпретируемую палеонтологическую информацию можно с достаточно большой степенью надежности различать такие внешне сходные, но генетически различные образования, как олистостромы (тектоногенно-осадочный структурно-вещественный комплекс) и терригенные меланжи (тектоногенный комплекс). В олистостромах возраст матрикса всегда моложе, чем у глыб. В меланжах возраст глыб может быть моложе «цементирующего» материала.

В Туркестано-Алае выделяется два основных уровня олистостромообразования: силурийский, связанный с условиями растяжения и средне-позднекаменноугольный, характеризующий процесс сжатия и шарьирования.

Силурийские олистостромы содержат глыбы археоциатовых и онколитовых известняков. Их терригенный матрикс охарактеризован многочисленными граптолитами нижнего-верхнего силура, а глыбы – кембрийскими археоциатами, трилобитами, онколитами и ордовикскими конодонтами.

Характерным примером каменноугольной олистостромы является развитая в верховьях руч. Да-

раут (приосевая часть Алайского хребта) флишево-молассовая толща, содержащая средне-позднекаменноугольных фузулинид. В глыбах найдена разнообразная фауна от нижнего кембрия до среднего карбона включительно.

Терригенные меланжи Туркестано-Алая, как правило, развиты по высокопластичным углисто-глинистым и глинистым граптолитовым сланцам силура, реже ордовика, тектонизированным в различной степени (от практически не затронутых милонитизацией до милонитов и катаклазитов). Слабо тектонизированные разности часто содержат скелетные остатки граптолитов. Последние обычно деформированы (уплощены, радавлены, растащены) и их размеры по сравнению с формами хорошей сохранности увеличены в 1,5-2 раза. Эти граптолитовые сланцы содержат разновозрастные глыбы, среди которых обычно преобладают девонские и каменноугольные породы. Возраст самых молодых глыб служит важным критерием для определения возраста меланжирования. Следует отметить, что для определения возраста терригенного меланжа требуется специфический, нетрадиционный подход. Возраст глинистого «матрикса» не является возрастом меланжа. Определяется при этом не возраст пород, а время формирования этого тектоногенного комплекса.

На северном склоне Алайского хребта (междуречье Сох – Шахимардан) терригенный полимиктовый меланж сложен черными углеродистыми сланцами лландовери, глинистыми сланцами и песчаниками верхнего венлока-пржидоли (определения возраста по граптолитам), в различной степени тектонизироваными. В них закатаны глыбы осадочных, вулканогенных пород, офиолитов и серпентинитового меланжа с фаунистическими датировками от девона до среднего карбона (по башкирский век включительно). Возраст данного терригенного меланжа, как тектоногенного образования, несомненно моложе башкирского времени и принимается как средне-позднекаменноугольный.

Большую трудность представляет определение времени формирования серпентинитовых меланжей. Фаунистическая характеристика глыб осадочного состава в этом типе меланжа позволяет решить вопрос о нижнем возрастном пределе его формирования. Верхний возрастной предел определяется возрастом образований, перекрывающих или запечатывающих серпентинитовый меланж.

Например, исследованиями последних лет обрамления Ферганской впадины уточнен возраст формирования Канского серпентинитового меланжа. Он определяется находками франских и фаменских конодонтов в глыбах кремней и известняков и структурным перекрытием меланжа офиокальцитовыми (известняково-серпентинитовыми) брекчиями, сформированными в процессе подводного выветривания (гальмиролиза). Последние содержат глыбы органогенных известняков, в которых обнаружены гониатиты, брахиоподы, конодонты визейского и серпуховского ярусов. Таким образом, основное время формирования Канского серпентинитового меланжа определяется турнейским веком. Физические свойства серпентинитов в условиях сжатия не позволяют однако утверждать, что окончательно процесс пластического течения серпентинитовых меланжей Южного Тянь-Шаня прекратился к настоящему времени.

Переотложение конодонтов

При изучении конодонтов в кремнистых и карбонатно-кремнистых отложениях среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня довольно часто выделяются смешанные комплексы с разновозрастными конодонтами. Изучению переотложения конодонтов были посвящены специальные исследования (Аристов, Чернышук, 1985, 1988; Аристов, 1994).

Процесс переотложения конодонтов носит пульсационный характер. Интервалы разреза, содержащие смешанный комплекс, чередуются с промежутками, в которых присутствуют только синхронные осадконакоплению конодонты. Переотложение конодонтов может вызываться как локальными причинами (подводные оползни, эрозионная деятельность течений и мутьевых потоков), так и региональными (палеотектонические события). Уровни переотложения конодонтов помогают расшифровывать тектоническую историю региона: определение времени проявления вертикальных движений, фиксацию начала и моментов активизации горизонтальных движений (шарьирование).

Установлены 10 уровней переотложения в Южно-Ферганской формационной зоне и 7 – в Туркестанской (рис. 4.1.5). Анализ латерального и вертикального распространения уровней переотложения конодонтов позволил выявить ряд закономерностей. Количество и возрастная приуроченность уровней переотложения в двух рассмотренных формационных зонах различны. В пределах одной формационной зоны на поздних и заключительных стадиях развития бассейна уровни переотложения конодонтов имеют выдержанное латеральное распространение. Это говорит о том, что они связаны с событиями регионального значения, которые в разных зонах происходили, вероятно, в разное время.

Франские, среднефаменский и нижнетурнейский уровни переотложения Южноферганской зоны, в которых возрастной диапазон переотложенных комплексов не превышает 1,5–2 яруса, повидимому, связаны с воздыманиями северной периферической и центральных частей бассейна, проявившимися пульсационно. Причем возрастные рубежи уровней переотложения конодонтов хорошо коррелируются с рубежами появления брекчий обрушения, локализующихся в северной части зоны, и турбидитов – в центральной части.

Более поздние уровни переотложения в Южно-

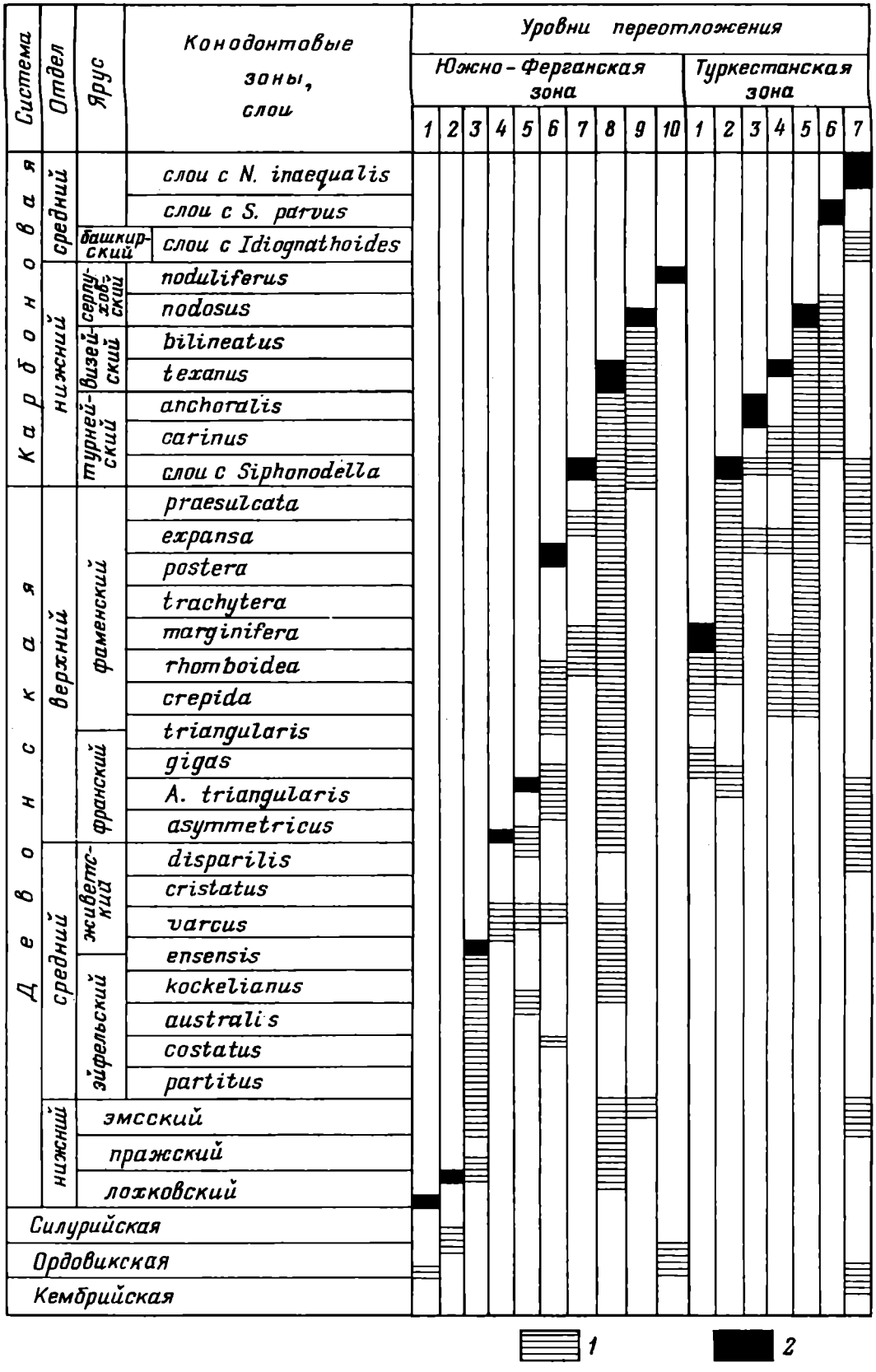


Рис. 4.1.5. Схема распространения переотложенных комплексов конодонтов в среднем палеозое Южного Тянь-Шаня
1 – интервалы размывания пород; 2 – стратиграфическое положение уровней переотложения.

ферганской зоне (с 8 по 10), в которых переотложенные комплексы конодонтов охватывают большой стратиграфический интервал (6–7 ярусов), обусловлены, по всей вероятности, горизонтальными тектоническими движениями. Активное разрушение фронтальных частей надвигающихся пластин способствовало массовому переотложению конодонтов. Исходя из возрастных датировок переотложенных конодонтов, в горизонтальное движение вовлекалась колонна осадков от нижнего девона по нижний карбон.

Таким образом, можно предположить, что для Южноферганской зоны начало визейского века совпадает с началом шарьирования. Это уточняет имевшиеся ранее представления о том, что начальные горизонтальные движения на Южном Тянь-Шане проявлялись не ранее серпуховского времени (Буртман, 1976).

Нижнедевонские и, по-видимому, нижнеживетский уровни переотложения относятся к раннему этапу развития бассейна. Можно предполагать, что они фиксируют моменты активизации процесса растяжения, сопровождающиеся сейсмической активностью и оползнями на склонах бассейна.

В Туркестанской зоне фаменский, нижне- и верхнетурнейский уровни переотложения конодонтов, в которых возрастной диапазон переотложения не превышает 1–1,5 яруса, обусловлены кратковременными поднятиями периферических частей бассейна. Визейский, серпуховский и нижнемосковский уровни содержат переотложенные комплексы конодонтов в диапазоне от 2 до 4 ярусов, но не древнее фамена. Возможная причина переотложения конодонтов здесь – дифференциация дна бассейна, связанная с началом сжатия. Седьмой, верхнемосковский, уровень переотложения, связанный с формированием олистостромы, несомненно, обусловлен шарьированием.

Из вышесказанного следует вывод, что Южноферганская и Туркестанская формационные зоны развивались в среднем палеозое автономно.

Среди спорных вопросов геологии Туркестано-Алая длительное время является дискуссионной проблема нижнего палеозоя: существует разноречивость в толковании геологической истории региона в раннем палеозое, повсеместности или фрагментарности морского осадконакопления, характера седиментации. Полученные данные позволяют высказать некоторые соображения в отношении палеогеографии Туркестано-Алая в раннем палеозое.

В центральной части региона при детальном послойном опробовании (более тысячи образцов) выявлено массовое переотложение конодонтов в отложениях девона и карбона. Более 100 образцов содержат переотложенные комплексы. Возраст переотложенных конодонтов во всех случаях не древнее девона. В краевых частях Туркестано-Алая из нескольких десятков проанализированных образцов в 14 выделены переотложенные кембрийские и ордовикские конодонты. Это не может быть случайным. По-видимому, в центральной части Туркестано-Алая отсутствовали морские нижнепалеозойские отложения.

Таким образом, анализ переотложения конодонтов в совокупности с другими данными (отсутствие коренных выходов нижнепалеозойских отложений и их олистолитов в более молодых породах, факт налегания силурийских отложений на предположительно докембрийские метаморфические образования) помогает предположить в центральной части Туркестано-Алая в раннем палеозое участок суши. Размеры предполагаемой суши весьма значительны. Она простиралась широтно (в современных координатах) между реками Ляйляк на западе и Акбура на востоке на расстояние 200 км, при ширине на современном срезе в 60-70 км (Аристов, Чернышук, 1988).

Заканчивая раздел о переотложении конодонтов, хочется заметить следующее. Во избежание ошибок в датировании отложений, благоприятных для нахождения в них переотложенных ископаемых остатков, необходим послойный отбор образцов по разрезу, так как не исключено, что в отдельных образцах может содержаться только переотложенная фауна.

Заключение

Послойное изучение конодонтов в последние 20 лет в многочисленных разрезах кремнистых толщ палеозоя в складчатых областях, долгое время считавшихся палеонтологически немыми, показало, что эти толщи можно с успехом датировать и расчленять с высокой дробностью. На примере Южного Тянь-Шаня проведено зональное расчленение по конодонтам кремнистых отложений в интервале девона-нижнего карбона, причем изученные разрезы скоррелированы на зональном уровне как между собой, так и со стандартной зональной схемой. Однако при расчленении кремнистых толщ могут иметь место объективные ограничения, связанные с плохой сохранностью конодонтов из-за вторичных изменений вмещающих пород (перекристаллизация, метаморфизм, интенсивная тектоническая проработка). Так на Полярном Урале детальность расчленения сланцево-кремнистых отложений Лемвинской зоны ограничена в силу указанных причин отделом для нижнего палеозоя и ярусом для девона-нижнего карбона.

Конодонты являются эффективным инструментом для решения разноплановых геологических вопросов в складчатых областях: установление скрытых стратиграфических перерывов (и определение их возрастных диапазонов), скольжения во времени границ литостратонов, расшифровка сложных тектонических структур (выявление изоклинальной складчатости, лежачих складок, пакетов чешуй в псевдомоноклиналях), определение

возраста микститовых комплексов (олистостромы, меланжи) и времени активизации тектонических движений.

Именно послойное изучение фауны в разрезах, а не точечные сборы по площади, дает надежный палеонтологический материал, пригодный для дальнейших интерпретаций и реконструкций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 98-05-64857, 99-05-64857).

Литература

Аристов В.А. Конодонты девона-нижнего карбона Евразии: сообщества, зональное расчленение, корреляция разнофациальных отложений // Тр. ГИН РАН; Вып. 484. М.: Наука, 1994. 192 с.

Аристов В.А., Брагин Н.Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 6. С. 1432–1434.

Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 1. С. 140–143.

Аристов В.А., Моссаковский А.А., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Офиолитовые ассоциации западной Джунгарии (КНР) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 6. С. 746–751.

Аристов В.А., Нигмаджанов И.М. Последовательность сообществ конодонтов в отложениях нижнего карбона в разрезе Бричмулла (Срединный Тянь-Шань, Узбекистан) // Междунар. симпозиум «Эволюция экосистем». Тез. докл. М.: ПИН РАН, 1995. С. 7–8.

Аристов В.А., Нямсурен Г. Возраст вулканогенной толщи в среднепалеозойских отложениях Южной Монголии // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1998. Т. 6. № 1. С. 96–101.

Аристов В.А., Руженцев С.В. Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно – осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 9–18.

Аристов В.А., Чернышук В.П. Новые данные по стратиграфии кремнистых отложений Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 2. С. 417–421.

Аристов В.А., Чернышук В.П. Переотложенные комплексы конодонтов как индикаторы геологических событий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 53–61.

Аристов В.А., Чернышук В.П. Переотложение конодонтов и его значение для решения некоторых вопросов геологии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 6. С. 40–56.

Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем // Тр. ГИН АН СССР; Вып, 289. М.: Наука, 1976. 164 с.

Гессе В.Н., Дембовский Б.Я. Государственная геологическая карта СССР (листы Q-41-XI, XII). М.: Аэрогеология, 1980.

Корень Т.Н., Аристов В.А., Дженчураева А.В., Лыточкин В.Н. Биостратиграфические методы изучения сложных седиментационных и тектонических структур // Сов. геология. 1991. № 1. С. 50–57.

Назаров Б.Б., Аристов В.А., Витухин Д.И., Афанасьева М.С. Методы изучения микрофауны (радиолярии и конодонты). М.: ГИН АН СССР, 1990. 51 с.

Ненахов В.М. Киргизский полигон. Опыт составления карт геодинамического содержания // Основы геодинамического анализа при геодинамическом картировании. Мин. природн. ресурсов РФ, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО. М.: 1997. С. 429–436.

Поршняков Г.С., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Яговкин А.В. Сокращенный тип разрезов среднего палеозоя в зоне высоких предгорий Алайского хребта // Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 73–81.

Поршнякова Я.Ф. Новые данные о намюрских отложениях Алайского хребта (шаланская свита) // Там же. 1961. С. 194–207.

Поспелов И.И., Аристов В.А., Куренков С.А. Верхнепалеозойский олистостромовый комплекс хребта Тас-Хаяхтах (горная система Черского) // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 5. С. 651–655.

Пучков В.Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. Тр. ГИН РАН; Вып. 500. М.: Наука, 1998. С. 25–41.

Руженцев С.В., Гаптулкадыров М.М., Аристов В.А. О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. АН. 1996. Т. 349. № 1. С. 78–80.

Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Поспелов И.И., Моссаковский А.А., Шаркова Т.Т., Аристов В.А. Варисская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. Тр. ГИН РАН; Вып. 505. М.: Наука, 1997. С. 196–219.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Л., 1949. 30 с.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 218 с.

Шишкин М.А. Стратиграфическая модель фаций силурийских-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала и прогноз некоторых видов полезных ископаемых//Стратиграф. и палеогеогр. фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: КНЦ, 1987. С. 28–32.

Dumitrica P. Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in zone Mesozoic deposits of Romania // Rev. Roum. Geol., Geophis., Geogr., ser. de geol. 1970. T. 14. P. 45–124.

Klapper G., Johnson D.B. Sequence in conodont genus Polygnathus in Lower Devonian at Lone Montain, Nevada // Geol. et palaeontol. 1975. N 9. P. 65–83.

Lane H.R., Ormiston A.R. Siluro-Devonian biostratigraphi of the Salmontrout River Area, East-Central Alaska // Ibid. 1979. N 13. P. 39–96.

Pessagno E.A., Newport R.L. A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts // Micropaleontology. 1972. V. 18. № 2. P. 231–234.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. Late Frasnian mass extinction; conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes // 1 Intern. Senckenberg conf. and Europ. Symp. (ECOS-V). 1988. Contrib. 1. P. 263-307.

Schwarz A. Uber den Korperbau der Radiolarien Ergebnisse paleontologischer Arbeitsmethoden // Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 1931. Bd. 43. Stg. 1. S. 1–17.

Ziegler W. Conodont stratigraphy of European Devonian // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1971. N 127. P. 227–284.

Ziegler W., Sandberg C.A. Palmastolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation // Ibid. 1984. N 196. P. 179–194.

Ziegler W., Sandberg C.A. The Late Devonian standard conodont zonation // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1990. Bd. 121. S. 1–115.

4.2. Детализация стратиграфии мезозойских кремнистых толщ подвижных поясов

Для стратиграфии мезозойских кремнистых толщ ведущее значение имеет биостратиграфический метод. Дробность радиоляриевых биостратонов мезозоя достигает ныне подъяруса. Для дальнейшей детализации необходимо изучение систематики и филогении радиолярий. В литостратиграфии наиболее важны маркирующие аноксийные горизонты, цикличность кремневых толщ и геохимические данные. Комплексное использование этих методов позволяет подойти к построению событийной стратиграфии кремнистых толщ.

The biostratigraphy has primary importance for the subdivision of Mesozoic chert units. They can be subdivided actually to radiolarian zones equal to substages. The studies on systematics and phylogeny of Radiolaria are necessary for further progress of chert stratigraphy. The most important for the lithostratigraphy are: tracing of anoxic horizons, studies on cyclicity of chert sedimentation and on the geochemistry of sediments. The applying of these methods reveal further development of event stratigraphy of chert units.

Кремнистые толщи подвижных поясов отличаются рядом особенностей среди других осадочных формаций. Они характеризуются широчайшим проявлением различных тектонических нарушений – складок и, особенно, разломов, вследствие чего сложно восстановить стратиграфическую последовательность этих толщ. Кроме этого, кремнистые породы, как правило, не содержат остатков макрофауны, и охарактеризованы лишь некоторыми группами микроископаемых: радиоляриями, губками (представленными разрозненными спикулами), в редких случаях — фораминиферами. В триасовых отложениях встречаются также конодонты, в некоторых случаях представительные. Мезозойские образования этого фациального типа широко развиты в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах и заключают в себе важнейшую информацию о различных стадиях развития этих областей.

Разработка стратиграфии этих отложений вплоть до 70-х годов представлялась чрезвычайно сложной и проблематичной, что было связано с несколькими факторами. Во-первых, микрофауна, встречаемая в кремнистых породах (прежде всего, радиолярии), была недостаточно изучена. Применявшийся ранее метод изучения радиолярий в неориентированных шлифах не обеспечивал полноценного изучения их морфологии, а методику извлечения микрофоссилий из плотных кремнистых пород длительное время не удавалось разработать. Кроме того, неясно было стратиграфическое распространение различных таксонов радиолярий и вообще биостратиграфический потенциал этой группы.

Во-вторых, мезозойские кремнистые толщи представляют трудность и для литостратиграфического анализа. Эти отложения монотонны, однообразны, мало изменяются вверх по разрезу, в них обычно трудно выделить маркирующие горизонты, а также редки литологические признаки "кровля-подошва". Большой проблемой было и остается латеральное прослеживание кремнистых фаций в условиях их сложной дислоцированности. В результате кремнистые толщи картировались как единые подразделения совместно с развитыми в тех же районах хаотическими комплексами (меланжами и олистостромами), имеющими иную природу и иной возраст.

Фундаментальная проблема разработки стратиграфии мезозойских кремнистых толщ подвижных поясов была в основном решена в течение 70-х и 80-х годов. В начале 70-х годов были освоены и начали активно применяться методики выделения микрофауны из плотных пород (Dumitrica, 1970; Pessagno, Newport, 1972), что дало толчок многочисленным работам по морфологии и таксономии мезозойских радиолярий (Pessagno, 1976; 1977a; 1977b; Dumitrica, 1978a; 1978b; Kozur, Mostler, 1978; 1979; 1981; De Wever et al., 1979; De Wever, 1982). Одновременно были проведены исследования радиолярий в разрезах, документированных другими группами фоссилий: сначала в толщах океанических осадков верхней юры и мела, вскрытых глубоководным бурением (Riedel, Sanfilippo, 1974; Foreman, 1975; Schaaf, 1981), а затем и в разрезах, обнаженных на континенте. При этом было изучено стратиграфическое распространение радиолярий в мезозойских терригенных толщах Северной Америки (Pessagno, 1976; Pessagno, Blome, 1980; Pessagno, Whalen, 1982; Blome, 1984), в среднеюрско-меловых карбонатных отложениях Тетиса (Baumgartner, 1980; 1984) и в мезозойских кремнистых толщах Японии и Востока СССР (Yao, 1982; Yoshida, 1986; Брагин, 1986; 1991; Sugiyama, 1992). Уже в перечисленных работах был доказан высокий стратиграфический потенциал радиолярий и

разработаны первые зональные схемы по этой группе. Началось активное применение радиолярий в стратиграфии кремнистых толщ мезозоя.

Первые схемы расчленения мезозойских отложений по радиоляриям отличались невысокой детальностью: зоны охватывали интервалы до яруса и более. В процессе исследований дробность расчленения постепенно повышалась. Например, интервал от баррема до турона в донных отложениях Тихого океана первоначально был расчленен на три зоны, не смыкавшиеся между собой (Moore, 1973). Позднее в том же районе было выделено уже четыре зоны (Foreman, 1975). Затем тот же стратиграфический интервал был расчленен в разрезах Калифорнии на 7 зон, одна из которых делилась на две подзоны (Pessagno, 1976, 1977b). В настоящее время баррем - туронский интервал делится в разрезах Западного Средиземноморья на 5 зон с 7 подзонами, при этом сохраняются хиатусы и несмыкаемость некоторых биостратонов (O'Dogherty, 1994). Схожая ситуация наблюдалась и для других систем мезозоя. Так, триасовые отложения Японии были первоначально расчленены на три зоны (Yao, 1982), к настоящему времени в этих разрезах выделяется 16 биостратонов (зон и подзон) (Sugiyama, 1997).

К началу 90-х годов стало очевидно, что исследуемые кремнистые толщи могут быть датированы и расчленены до ярусов, а в некоторых случаях и до подъярусов. Корреляция выделяемых по радиоляриям биостратонов осуществлялась весьма широко в пределах низкоширотных палеообластей. Благодаря совместному нахождению радиолярий и других групп фауны (аммоноидей, конодонтов, фораминифер) во многих разрезах удалось сопоставить радиоляриевые биостратоны с подразделениями общей шкалы (Брагин, 1991; Sugiyama, 1992). Кроме того, появились предпосылки для создания единых радиоляриевых шкал для систем мезозоя. Такие работы стали возможными прежде всего в пределах тропических областей. Это связано с тем, что для высокоширотных регионов наиболее характерной чертой биостратиграфической последовательности является смена холодноводных комплексов более тепловодными и наоборот. Стратиграфические интервалы, характеризующиеся относительно тепловодными ассоциациями радиолярий или иных организмов, образуют так называемые фациальные клинья (Гладенков, 1988; 1992), имеющие сложное строение. Эта сфера исследований применительно к мезозойским радиоляриям остается еще недостаточно разработанной.

В числе многих новых задач, решение которых началось в 90-е годы (палеоэкология и палеобиогеография радиолярий, корреляция разнофациальных толщ по радиоляриям, изменения радиоляриевой фауны во время биотических кризисов и др.) одной из важнейших стала дальнейшая детализация стратиграфии кремнистых толщ. Ранее было установлено, что многие кремнистые отложения, например, верхний палеозой и мезозой Японии и Востока России (Yao, 1982; Ishiga et al., 1982; Брагин, 1991; Руденко, 1991), характеризуются значительным стратиграфическим объемом при малой мощности и отражают длительный этап развития глубоководных областей Палеопацифики. Это обусловливает необходимость и теоретическую значимость работ по детализации стратиграфии.

Основным направлением таких исследований кремнистых толщ мезозоя является именно биостратиграфия. Это связано со значительными неиспользованными возможностями, имеющимися в данной области исследований. Радиолярии триаса еще не изучены настолько детально, чтобы можно было говорить даже о приближении к пределу биостратиграфического разрешения. Несколько лучше обстоит дело с юрскими и меловыми радиоляриями. Однако и здесь остается много неосвещенных вопросов. Рассмотрим их по порядку.

Первое, что бросается в глаза при обзоре недавних работ по мезозойским радиоляриям - это весьма значительный объем описательных публикаций. Так, из 45 статей и монографий, посвященных радиоляриям мезозоя и вышедшим в 1996 г., 17 содержат описания новых видов. Из 43 публикаций 1997 г. описательных 8 (Radiolaria, 1998). Это составляет более четверти всех публикаций за два года. Активность описательных работ связана с тем, что весьма значительное количество видов мезозойских радиолярий еще не изучено.

Проведение описательных работ способствует включению в практику биостратиграфии все новых и новых таксонов, а это, в свою очередь, создает возможность как более детального расчленения, так и его более надежного обоснования. Это первый и наиболее часто применяемый путь развития радиоляриевой биостратиграфии мезозоя. В работах 80-х и начала 90-х годов многие триасовые биостратоны характеризовались по 5-10 видам радиолярий (Yao, 1982; Брагин, 1991), зоны же, выделенные позднее, – 15–20 видами (Kozur, Mostler, 1994; Sugiyama, 1997).

Ранее было показано, что многие таксоны триасовых радиолярий отличаются небольшими интервалами стратиграфического распространения. Например, вид Betraccium deweveri Pessagno et Blome ограничен верхним норием (Blome, 1984; Брагин, 1991; Carter, 1993). Таких короткоживущих видов в триасе много и, судя по всему, этот период характеризуется быстрыми темпами эволюции радиолярий (Брагин, 1999). После завершения необходимых описательных работ и использования в целях биостратиграфии большого количества видов возможно построение зональной шкалы триаса по радиоляриям, сопоставимой по дробности со шкалами по аммоноидеям и конодонтам, в которых триасовая система делится примерно на 30 зон. Наиболее дробная региональная радиоляриевая шкала триаса разработана в Японии и насчитывает 16 биостратонов (Sugiyama, 1997) (рис. 4.2.1). Близки

Ярус	Подъярус	Наст. работа	Sugiyama, 1997	Kozur et Mostler, 1994	Брагин, 1991	
Рэтский	Верхний	Globolaxtorum tozeri	Haeckelicyrtium breviora			
	Нижний	Livarella densiporata	"Skirt F"	Livarella densiporata	Canoptum triassicum	Livarella gifuensis
Норийский	Верхний	Betraccium deweveri	Praemesosaturnalis pseudokahleri			B. deweveri
	Средний	Lysemelas olbia	Praemesosaturnalis multidentatus			
			Lysemelas olbia			
	Нижний	Capnodoce crystallina	Trialatus robustus - Lysemel. olbia	Capnodoce ruesti	Triassocampe nova	C. antiqua
Карнийский	Верхний	Capnuchosphaera theloides	Capnodoce - Trialatus	Nakasekoellus inkensis		C. lea
			Poulpus carcharus	Tetraporobrachia haeckeli		
			Capnuchosphaera			
	Нижний	Tritortis kretaensis kretaensis	Spongoserrula dehli	Tritortis kretaensis	Sarla dispiralis	P. cochleatum
Ладинский	Верхний	Muelleritortis cochleata	Muelleritortis cochleata	Muelleritortis cochleata		Y. elegans
	Нижний	Falcispongus praecalcaneum	Yeharaia elegans	Ladinocampe multiperforata	Triassocampe deweveri	
		Oertlispongus inaequispinosus		Spongosili-carmiger italicus: O. inaequispinosus		
				Spongosili-carmiger italicus: O. primitivus		
		Triassocampe scalaris		Spongosili-carmiger italicus: S. i. transitus		
Анизийский	Верхний	Triassocampe deweveri	"Spine A2"	Tetraspinocyrtis laevis		
			Triassocampe deweveri			
	Средний	Triassocampe coronata	Triassocampe coronata	Parasepsagon robustus	Triassocampe diordinis	
	Нижний	Hozmadia gifuensis	Eptingium nakasekoi		Hozmadia	
Оленекский	Верхний	Pseudostylosphaera fragilis	Parentactinia nakatsugawaensis		"Stylosphaera" fragilis	
			Follicucullus			

Рис. 4.2.1. Зональные схемы триаса по радиоляриям

ей по детальности зональные схемы триаса Альпийской области (Kozur, Mostler, 1994) и Сихотэ-Алиня (Брагин, в печати) (рис. 4.2.1). Таким образом, в ряде регионов современные триасовые радиоляриевые зоны равны подъярусу или менее его. В то же время общая радиоляриевая шкала триаса еще не разработана, и продолжают сохраняться нерешенными вопросы корреляции тихоокеанского и средиземноморского триаса по радиоляриям.

Для юрской и меловой систем, в отличие от триаса, характерно доминирование видов радиолярий, имеющих очень широкое стратиграфическое распространение. Например, вид Ristola altissima (Rust) встречается в интервале от келловея до титона (Baumgartner et al., 1995), а по некоторым данным и в берриасе (Dumitrica et al., 1997; Брагин, Текин, 1999). При наличии множества долгоживущих таксонов для получения удовлетворительных результатов совершенно необходимо использование большого количества данных. Решающее значение здесь имеет получение максимального количества датум-плейнов по появлению или исчезновению таксонов. Это позволило разработать для интервала средняя юра – нижний мел Тетической области зональную шкалу, в которой зоны имеют интервалы менее подъяруса (Baumgartner et al., 1995). В итоге от аалена до баррема включительно выделяется 22 зоны.

Особенностью работ по радиоляриевой стратиграфии юры и мела стало широкое использование метода унитарных ассоциаций (Guex, 1977). Этот метод принадлежит к числу формально-статистических. Для его применения требуется наличие серии разрезов, богато и полно охарактеризованных фоссилиями. После статистической обработки биостратиграфических данных выделяются так называемые унитарные ассоциации, представляющие собой комплексы видов, прослеживаемые в максимальном числе разрезов на определенном стратиграфическом интервале. При этом в состав унитарной ассоциации будут входить как вид А, встреченный в разрезах 1, 2, 3, так и вид Б, обнаруженный в разрезах 1 и 3, но не найденный в разрезе 2. Для выделения унитарной ассоциации определяющее значение имеет не появление тех или иных таксонов, а их взаимное сосуществование. Унитарные ассоциации служат основой зон, причем в состав одной выделяемой зоны включается 2–3 таких комплекса (Jud, 1994; Baumgartner et al., 1995). Этот метод был успешно применен также для верхнетриасовых и нижнеюрских разрезов Британской Колумбии, охарактеризованных радиоляриями (Carter, 1993; Carter et al., 1998). При этом рэтский ярус, рассмотренный в данных работах в очень малом объеме, был расчленен на две зоны. Характерной особенностью данного метода является то, что границы выделяемых биостратонов не зафиксированы по уровням появления одного или ряда видов, а проводятся по смене одной унитарной ассоциации другой. Вследствие этого границы между зонами проводятся внутри неких сравнительно малых стратиграфических интервалов, а не по датум-плейнам.

Вторым направлением исследований, позволяющих повысить детальность радиоляриевой биостратиграфии, являются работы по филогении. Ранее, на примере кайнозойских радиолярий в разрезах донных осадков океанов было установлено, что близкородственные формы видового и внутривидового ранга могут иметь между собой ряды переходных форм. В разрезах наблюдаются продолжительные последовательности такого рода (Sanfilippo, Riedel, 1985; Sanfilippo, 1995). При этом появление новых форм в разрезе происходит на множестве уровней, разделенных небольшими стратиграфическими интервалами. Это создает теоретическую возможность построения очень дробных филозон.

Вышеперечисленные особенности характерны и для филогенеза мезозойских радиолярий. Так, развитие рода Mirifusus Pessagno прослеживается от аалена до готерива и выглядит как цепь последовательно сменяющих друг друга морфотипов, связанных между собой взаимными переходами (Baumgartner et al., 1995). Однако, эволюция этого рода, равно как и многих других таксонов юрско-меловых радиолярий, проходит относительно медленно. Гораздо большие перспективы сулит применение этого метода для триасовых разрезов.

Большой интерес здесь представляет развитие таких таксонов как семейство Oertlispongiidae Kozur et Mostler (ладин – нижний карний) и род Triassocampe Dumitrica, Kozur et Mostler (средний анизий - нижний ладин). При анализе этих групп обращают на себя внимание последовательные ряды филогенетически родственных короткоживущих таксонов. Для семейства Oertlispongiidae может быть приведен следующий ряд: Oertlispongus inaequispinosus – Falcispongus – Baumgartneria – Spongoserrula – Pterospongus – Angulocircus (рис. 4.2.2) (Брагин, 1999). В составе рода Triassocampe в период с середины анизия до карния наблюдаются следующие события. В среднем анизии появляются примитивные формы с одним-двумя рядами неупорядоченных пор (Triassocampe coronata, T. diordinis). В верхнем анизии они продолжают существовать совместно с новыми формами, обладающими тремя рядами упорядоченных пор (Triassocampe deweveri). В самых верхах верхнего анизия появляется группа видов Triassocampe scalaris s. l., которые обладают двумя рядами бугорков постабдоминальных сегментов помимо нескольких рядов пор (рис. 4.2.3). Эта группа видов сосуществует с более ранней группой Triassocampe deweveri, в составе которой постепенно исчезают примитивные представители с одним рядом пор (Triassocampe coronata). В верхнем ладине в составе рода Triassocampe продолжают существовать лишь поздние представители группы T. scalaris, сохраняющие лишь один ряд пор, при наличии двух рядов бугорков (рис. 4.2.3)

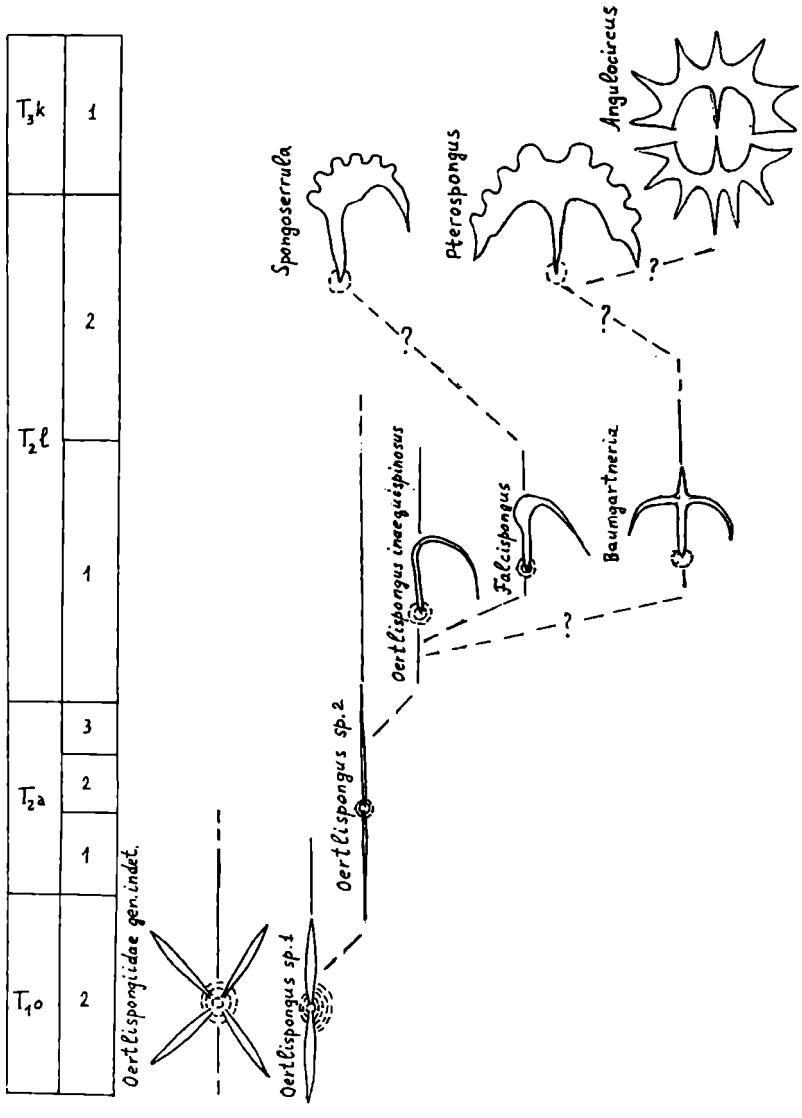


Рис. 4.2.2. Морфофилогенетические линии триасовых радиолярий семейства Oertlispongiidae

(Брагин, 1999). На основе такого материала возможно построение филозон. В последнем варианте зональной схемы триасовых кремнистых отложений Сихотэ-Алиня (Брагин, в печати) выделяются последовательные зоны Triassocampe coronata, T. deweveri и T. scalaris, охватывающие интервал от среднего анизия до начала ладина (см. рис. 4.2.1).

Кроме этого, в биостратиграфии могут быть использованы морфологические вариации, встречающиеся внутри одного вида. Нередко радиолярриевый вид на протяжении своего существования представлен несколькими сменяющими друг друга морфотипами. Например, вид Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squinabol) имеет два морфотипа: альбский с конической апикальной частью раковины и сеноманско – раннетуронский со стреловидной апикальной частью (O'Dogherty, 1994).

Третий подход связан с методическими исследованиями проявлений биотических кризисов в разрезах глубоководных отложений, в том числе кремнистых толщ. К таким кризисам относятся четыре: пермо-триасовый, триасово-юрский, раннетоарский и сеноман-туронский. Все они проявляются в разрезах мезозойских кремнистых толщ, причем на этих рубежах отмечаются как биотические, так и абиотические события. Из биотических событий наиболее характерны крупные изменения состава ассоциаций радиолярий.

Рубеж перми и триаса характеризуется почти полным вымиранием палеозойских таксонов, вслед за которым наблюдается относительно долгий период низкого таксономического разнообразия радиолярий, охватывающий значительную часть нижнего триаса (Брагин, 1991; Kozur et al., 1996; Sugiyama, 1997; Брагин, в печати). В самом конце триаса происходит еще одно крупнейшее вымирание радиолярий, лишь немногим уступающее пермо-триасовому и также сопровождающееся периодом низкого таксономического разнообразия (нижний геттанг) (Hori, 1992; Carter, 1993; Брагин, 1994; Carter et al., 1998). В раннем тоаре происходит крупное обновление состава ассоциаций радиолярий (Hori, 1992; 1993), аналогичные явления имеют место и на сеноман-туронском рубеже (O'Dogherty, 1994). Эти изменения имеют важнейшее значение как крупнейшие биостратиграфические реперы. Если рассмотреть их в свете детализации биостратиграфии, то выявляется еще одно обстоятельство. В ряде случаев установлен ступенчатый характер вымирания, причем отдельные этапы этого процесса весьма непродолжительны.

Примером этого служат последние данные исследований верхов верхней перми кремнистых толщ Японии (Kuwahara, Yao, 1998). Здесь по самым предварительным оценкам в пределах одного чансинского яруса наблюдается 5 уровней появления и исчезновения видов. В то же время чансинский ярус подразделен в Японии на две радиоляриевые зоны: Neoalbaillella ornithoformis и Neoal-baillella optima. Эти данные позволяют надеяться, что стратиграфические интервалы, совпадающие с началом биотического кризиса, могут быть расчленены на очень малые биостратоны.

Кроме радиолярий, в мезозойских кремнистых толщах относительно часто встречаются лишь конодонты, но их распространение ограничено лишь

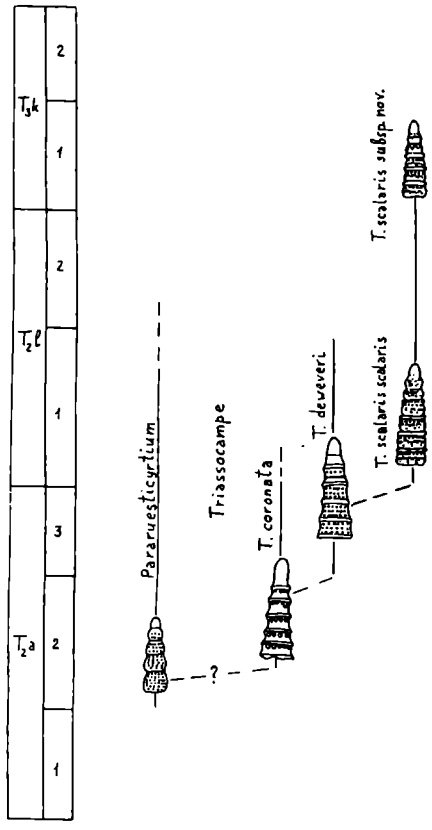


Рис. 4.2.3. Морфофилогенетические линии триасовых радиолярий рода Triassocampe

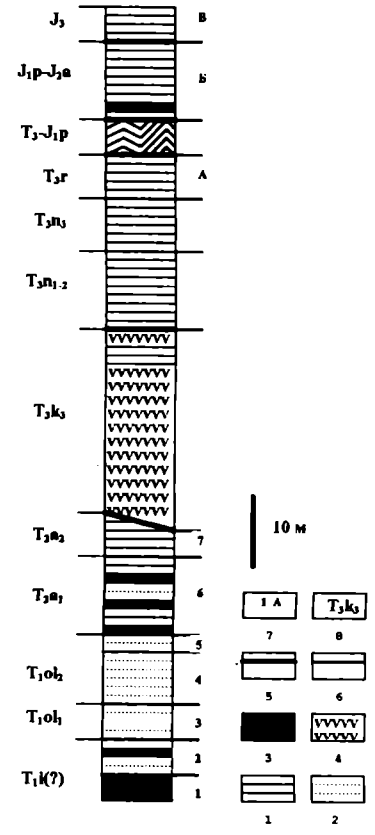


Рис. 4.2.4. Строение Дальнегорского опорного разреза кремнистых отложений триаса и юры и стратиграфическое положение аноксийных горизонтов:

1 - кремни и яшмы; 2 - аргиллиты; 3 - фтаниты и черные аргиллиты; 4 - базальты; 5 - тектонические контакты; 6 - стратиграфические контакты между слоями; 7 - обозначение слоев; 8 - возраст

триасовой системой. Эта группа обеспечивает весьма детальное расчленение триасовых кремнистых отложений. Так, в Дальнегорском разрезе Приморья выделено 17 биостратонов (Брагин, 1991). Однако дальнейшая детализация конодонтовой стратиграфии затруднительна, так как видовое разнообразие конодонтов триаса невысоко, их таксономический состав в кремнистых разрезах обеднен по сравнению с карбонатными осадками открытого моря, а определение многих таксонов затруднено тем, что в кремнистых породах преобладают ювенильные экземпляры. Тем не менее, значительный прогресс возможен при комплексном изучении конодонтов и радиолярий во многих разрезах и построении комплексных биостратонов.

Завершая обзор биостратиграфических путей детализации стратиграфии кремнистых отложений мезозоя, необходимо подчеркнуть ведущую и первичную роль биостратиграфии в разработке этой проблемы. Все остальные методы лишь опираются на создаваемую ранее биостратиграфическую основу. Применение иных методов в детализации стратиграфии кремнистых толщ находится на самом начальном этапе, и перспективы их пока еще не до конца ясны. Тем не менее, представляется целесообразным рассмотреть их в этом обзоре.

Литологическое однообразие кремнистых толщ – наиболее сложная помеха при разработке литостратиграфии. В обычной практике геологосъемочных работ значительные по стратиграфическому объему кремнистые отложения обычно выделяются как одно подразделение. Примером может служит горбушинская толща Приморья, охватывающая интервал от нижнего триаса до верхней юры – нижнего мела (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991).

Однако во многих монотонных разрезах кремнистых отложений Востока России наблюдаются маркирующие горизонты, представленные углеродистыми аргиллитами или фтанитами (рис. 4.2.4). Такие горизонты маломощны и редко превышают 1–2 м. В то же время они хорошо прослеживаются в обнажении. Некоторые из углеродистых горизонтов стратиграфически приурочены к эпизодам аноксийных событий. Примером могут служить углеродистые горизонты низов нижнего триаса, развитые в Японии, на Сихотэ-Алине, в Неваде, Китае и в Новой Зеландии (Ishiga et al., 1996; Kakuwa, 1996; Kamata, Kajiwara, 1996; Blome, Reed, 1995; Yao, Kuwahara, 1997; Aita et al., 1997). Другое проявление таких пород известно в нижнем тоаре Японии и Сихотэ-Алиня (Hori, 1993; Брагин, в печати). Третье из известных в мезозое относится к сеноман-туронскому рубежу и развито в кремни-

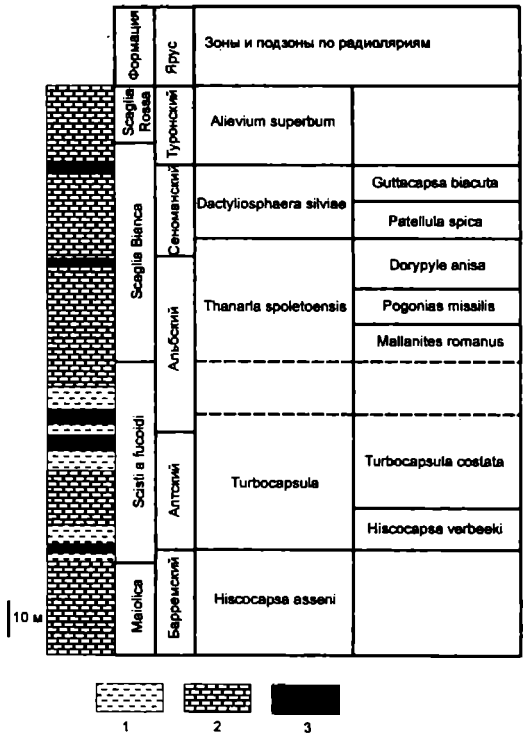


Рис. 4.2.5. Сводный разрез баррем-туронских отложений Средней Италии, его расчленение по радиоляриям и положение аноксийных горизонтов (O'Dogherty, 1994)

стых толщах Средиземноморской области (O'Dogherty, 1994).

Такие отложения хорошо прослеживаются во множестве разрезов и могут служить региональными маркирующими горизонтами. Момент их появления нередко совпадает со значительными изменениями состава радиоляриевых ассоциаций, о чем говорилось выше. В других случаях такие маркирующие горизонты проходят внутри радиоляриевых зон, разделяя их на части и создавая предпосылки для очень дробного комплексного расчленения разрезов. Например, в отложениях баррема - турона Италии наблюдается 5 региональных горизонтов фтанитов (O'Dogherty, 1994). Два из них приурочены к границам сеномана-турона и баррема-апта и, соответственно, совпадают с границами радиоляриевых биостратонов, три остальных проходят внутри радиоляриевых зон (рис. 4.2.5). Как правило, в пределах одного "аноксийного" горизонта в разрезе наблюдается несколько прослоев фтанитов, чередующихся с более обычными кремнистыми породами.

Другими литологическими маркерами могут служит горизонты турбидитов. Они широко развиты среди юрских и меловых отложений некоторых районов Средиземноморья (Кипр, Турция, Закавказье). Среди турбидитов преобладают дистальные фации, но в составе юры Кипра известны и проксимальные известняковые конгломераты (Swarbrick, Robertson, 1980; Брагин, Крылов, в печати). Эти горизонты могут служить при детализации расчленения разреза, однако использовать их в целях корреляции даже смежных разрезов сложно из-за их невыдержанности и фациальной изменчивости.

Недостаточно изучена цикличность кремнистых толщ мезозоя, между тем это типичная черта данных кремнистых отложений. Элементарные циклиты в этих разрезах представляют собой чередование прослоя радиоляриевого кремня или яшмы (от 1 до 10–15 см) и прослоя кремнистого аргиллита (от первых миллиметров до 1–2 см). Прослои хорошо прослеживаются в обнажении, но мощность их может слегка варьировать. В радиоляриевых кремнях может наблюдаться тонкая полосчатость и сортировка остатков радиолярий. Такие признаки часто интерпретируются как свидетельство того, что данные кремни являются предельно дистальными фациями турбидитов.

Характер элементарной цикличности кремнево-аргиллитовых переслаиваний используется при оценке продуктивности кремненакопления. Для этого строится так называемый график Ишига (Kakuwa, 1996), в котором по оси абсцисс откладыается кумулятивная мощность аргиллитовых прослоев, а по оси ординат – мощность данного кремневого прослоя. Применение такой методики при изучении нижнетриасовых и анизийских отложений Дальнегорского опорного разреза показало, что этот стратиграфический интервал может быть разделен на отрезки с различной динамикой кремненакопления (для нижнего оленека от 0 до +0,5, для верхнего оленека от -0,8 до -1, для нижнего анизия более +6) (рис. 4.2.6).

Кроме этого, кремнистые разрезы могут быть литологически расчленены на пачки по типам слагающих кремнистых пород. Например, в триасовых кремнистых толщах центральной Японии выделяются три типа таких пачек (Sugiyama, 1997). Первый тип представлен пластами существенно глинистых неслоистых кремней с многочисленными радиоляриями. Второй тип слагается слоистыми полосчатыми кремнями, содержащими лишь незначительную примесь глинистого вещества и редкие радиолярии. Третий тип представлен переслаиванием вышеописанных литотипов. Очень схожие литотипы кремнистых пород представлены в триасовом разрезе горы Юноны на юге Сахалина (Брагин, 1986). Пачки, выделяемые по этим литологическим отличиям, могут иметь мощность от нескольких метров до первых десятков метров. Границы пачек в разрезе могут не совпадать с границами радиоляриевых биостратонов. Возможно прослеживание таких литологических подразделений в ограниченном районе.

Существенным, но пока мало используемым резервом детализации литостратиграфии кремнистых разрезов являются данные по литогеохимии. Радиоляриевые кремни мезозоя принадлежат к группе высококремнистых пород, содержащих глини-

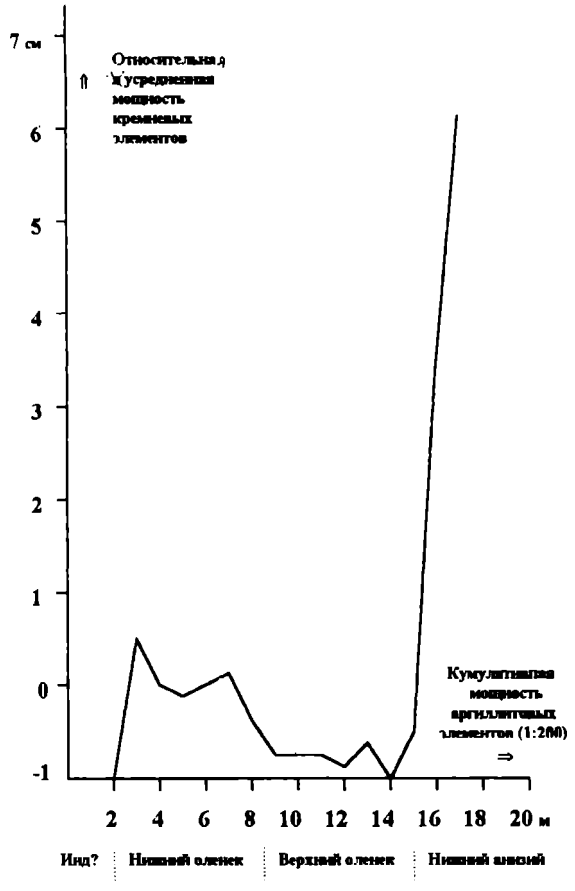


Рис. 4.2.6. График Ишига для Дальнегорского разреза (нижний триас – нижний анизий)

сто-пелитовую примесь различного (терригенного, вулканогенного) происхождения. Важнейшим критерием для распознавания природы этой примеси служат данные по спектрам распределения редкоземельных элементов. Эти данные в настоящее время активно используются при восстановлении условий накопления кремнистых осадков. С их помощью выявляется влияние вулканогенного или терригенного выноса, наличие восстановительной, или, напротив, окислительной среды (Ishiga et al., 1996). В то же время установлено, что данные спектры значительно изменчивы в разрезах. Например, в верхнепермских отложениях Японии наблюдается высокий показатель Се по отношению к другим редкоземельным элементам. Эта положительная цериевая аномалия сменяется отрицательной в нижней части нижнего триаса. Выше по разрезу происходит постепенное повышение цериевой компоненты. Эти явления прослеживаются в нескольких разрезах верхней перми - нижнего триаса Японии (Musashino, 1990; Ishiga et al., 1996). Следовательно, данные по редкоземельным спектрам в будущем могут быть использованы при расчленении и корреляции разрезов.

Сходная ситуация наблюдается и при рассмотрении данных по изотопной геохимии кремнистых пород. Благодаря сравнительно частому присутствию пирита в кремнях возможно получение данных по изотопам серы (б34S). Такие работы недавно были проведены по нижнетриасовым отложениям Японии (Kamata, Kajiwara, 1996), причем здесь было показано изменение экскурса б34S вверх по разрезу, отражающее усиление и последующее ослабление восстановительной обстановки. Несомненный теоретический интерес могут представить исследования по изотопии других элементов.

Таким образом, к настоящему времени кремнистые толщи мезозоя расчленяются биостратиграфическим методом на зоны и подзоны дробностью до подъяруса и менее, прослеживаемые в региональном масштабе. В настоящее время возможно и более широкое прослеживание некоторых биостратонов и датум-плейнов и существуют предпосылки для разработки субглобальных схем стратиграфии мезозоя по радиоляриям. Расширение палеонтологических исследований позволит достичь еще более высокой детальности биостратонов, а также улучшить корреляцию между разрезами удаленных регионов. Использование лито-, ритмо- и хемостратиграфических методов позволяет не только выяснить условия формирования кремнистых толщ, но и получить более детальное расчленение разрезов. Разумеется, что успешное использование этих методов будет возможным только при расширении фактологической и методической основы, совершенствовании лабораторной базы и привлечении новых подходов как в палеонтологических, так и в литологических работах.

Сочетание перечисленных исследований при ведущей роли биостратиграфии позволит получить сводную картину биотических и абиотических событий в разрезах кремнистых толщ. Анализ взаимосвязи этих событий, а также их пространственной и временной приуроченности даст возможность значительно лучше обосновать расчленение и корреляцию разрезов и разработать событийную стратиграфию высокой детальности.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-64646 и 98-05-64857).

Литература

Брагин Н.Ю. Биостратиграфия триасовых отложений Южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 4. С. 61–75.

Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П. Стратиграфия и структура опорного разреза горбушинской свиты мезозоя Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 2. С. 23–34.

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. М.:Наука, 1991. Вып. 469. 125 с.

Брагин Н.Ю. Развитие радиолярий в позднем триасе и ранней юре // Палеонтол. журн. 1994. N 2. С. 12–20.

Брагин Н.Ю. Этапы развития радиолярий в триасовом пе-

риоде и их стратиграфическое значение // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 39–49.

Брагин Н.Ю., Текин У.К. Стратиграфия и радиолярии верхнеюрских и нижнемеловых карбонатно-кремнистых отложений района Анкары (Турция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. N 2. С. 28–38.

Гладенков Ю.Б. Фациальные клинья – одна из особенностей кайнозойских толщ Дальнего Востока (зона перехода от океана к континенту) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 4–8.

Гладенков Ю.Б. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. N 9. С. 11–34.

Руденко В.С. Пермские Albaillellaria (радиолярии) Приморья и их биостратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Владивосток. 1991. 28 с.

Aita Y., Takemura, A., Sporli K.B., Hori R.S., Sakai T. Middle to Late Triassic radiolarian biostratigraphy of the Waipapa Terrane, North Island, New Zealand. Interrad VII, Abstracts. Paris. 1997. P. 5.

Baumgartner P.O. Late Jurassic Hagiastridae and Patulibracchiidae (Radiolaria) from the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). // Micropaleontology. 1980. V. 26. N 3. P. 274-322.

Baumgartner P. A Middle Jurassic - Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae geol. Helv. 1984. V. 77. N 3. P. 729-841.

Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P., et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. // Mem. de Geol. Lausanne. 1995. N 23. 1172 p.

Blome Ch.D. Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America // Bull. Amer. Paleontol. 1984. V. 85. N 1. P.1-88.

Blome Ch.D., Reed K.M. Radiolarian biostratigraphy of the Quinn River Formation, Black Rock terrane, north-central Nevada: Correlations with eastern Klamath terrane geology. // Micropaleontology. 1995. Vol.41. N 1. P. 49-68.

Carter E.S. Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada // Mem. Geol. (Lausanne). 1993. N 11. 175 p.

Carter, E.S., Whalen, P.A., Guex, J., Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Quenn Charlotte Islands, British Columbia // Geological Survey of Canada, 1998, Bull. 496, p. 1-162.

De Wever P., Sanfilippo A., Riedel W.R., Gruber B. Triassic Radiolaria from Greece, Sicily and Turkey // Micropaleontology. 1979. V. 25. N 1. P. 75-110.

De Wever P. Radiolaries polycystines du Trias et du Lias de Tethys. Paris.: Societe Geologique du Nord, 1982. 303 p.

Dumitrica P. Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Rev. roumaine Geol. Geophys. Geogr. (ser. Geol.). 1970. V. 14. N 1. P. 45-124.

Dumitrica P. Family Eptingiidae, n. fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagittal ring // Dari de seama. Inst. Geol. Geofiz. Bucharest. 1978a. Vol.64. P.27-38.

Dumitrica P. Triassic Palaeoscenidiidae and Entactiniidae from the Vicentinian Alps (Italy) and Eastern Carpathians (Romania) // Dari de seama. Inst. Geol. Geofiz. Bucharest. 1978b. Vol. 64. P.27-38.

Dumitrica P. Immenhauser A., Dumitrica-Jud R. Mesozoic Radiolarian Biostratigraphy from Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman. Part 1: Middle Triassic, Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and multisegmented Nassellarians // Bull. Nat. Museum Natur. Sci. 1997. N 9. P. 1-106.

Foreman H.P. Radiolaria from the North Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. // Initial Rep. Deep Sea Drill. Project. 1975. V. 32. P. 597-676.

Guex J. Une novelle methode d'analyse biochronologique // Bull. Lab. Geol. Mus. Geol. Univ. Lausanne, 1977, N 224, p. 309–322.

Hori R.S. Radiolarian biostratigraphy at the Triassic/Jurassic Period boundary in bedded cherts from the Inuyama area, Central Japan // J. Geosci. Osaka City Univ. 1992. Vol.35. P. 53–65.

Hori R.S. Toarcian Oceanic Event in deep-sea sediments // Bull. Geol. Surv. Japan. 1993. Vol. 44 (9). P. 555–570.

Ishiga H., Kito T., Imoto N. Permian radiolarian biostratigraphy // Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium. News Osaka Micropaleont. Spec. Vol. 1982. N 5. P. 17-26.

Ishiga H., Ishida K., Dozen K., Musashino M. Geochemical characteristics of pelagic chert sequences across the Permian-Triassic boundary in southwest Japan // The Island Arc. 1996. N 5. P. 180-193.

Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. // Mem. de Geologie. Lausanne. 1994. N. 19. 147 p.

Kakuwa Y. Correlation between the bedded chert sequence of southwest Japan and b13C excursion of carbonate sequence, and its significance to the Permian-Triassic mass extinction // The Island Arc. 1996. N 5. P. 194-202.

Kamata Y., Kajiwara Y. Sulfur isotopic data from the Permian-Triassic boundary in a chert sequence at Motegi, Gunma Prefecture, in the Ashio Mountains, central Japan // Prof. H.Igo Commem. Vol. 1996. P. 19-27.

Kozur H., Mostler H. Beitrage zur Erforschung der Mesozoischen Radiolaria. T. 2. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck 1978. Bd. 8, S. 123-182.

Kozur H., Mostler H. Beitrage zur Erforschung der Mesozoichen Radiolaria. T. III. // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck. 1979. Bd.9. N 112. S. 1-132.

Kozur H., Mostler H. Beitrage zur Erforschung der mesozoichen Radiolarien. Teil IV // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck. 1981. Sonderband. 1. 208 S.

Kozur H., Mostler H. Anisian to middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1994. Sonderband. N 3. P. 39-255.

Kozur H., Kaya O., Mostler H. First evidence of lower to middle Scythian (Dienerian - lower Olenekian) radiolarians from the Karakaya Zone of northwestern Turkey // Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck. 1996. Sonderband 4. S. 271-285.

Kuwahara K., Yao A. Diversity of Late Permian radiolarian assemblages // News Osaka Micropaleont., Spec. vol., N 11. P. 33-46.

Moore T.C. Radiolaria from Leg 17 of the Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project. 1973. Vol. 17. P. 797-869.

Musashino M. The Panthalassa - a cerium-rich Atlantic-type ocean: sedimentary environments of the Tamba Group, Southwest Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 181. P. 165-177.

O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. de Geologie (Lausanne). 1994. N 21. 415 p.

Pessagno E.A., Jr., Newport R.L. A technique for extracting Radiolaria from radiolarian cherts. // Micropaleontology. 1972. V. 28. N 2. P. 231-234.

Pessagno E.A., Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of Up-

per Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. N 2. P. 1-96.

Pessagno E.A., Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // Micropaleontology. 1977a. Vol. 28. N 2. P. 56-113.

Pessagno E.A., Jr. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges // Cushman Found. for Foram. Res. Spec. Publ. 1977b. N 15. P. 1-87.

Pessagno E.A., Jr., Blome Ch.D. Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia // Micropaleontology . 1980. V. 26. N 2. P. 225-273.

Pessagno E.A., Jr., Whalen P.A. Lower and Middle Jurassic Radiolaria from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands // Micropaleontology. 1982. V. 28. N 2. P. 111-169.

Radiolaria. Newsletter of the International association of radiolarian paleontologists / Ed. L. O'Dogherty. Cadis. 1998. 133 p.

Riedel W.R., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean, DSDP leg 26. // Initial rep. Deep Sea Drilling Project. Washington, 1974. Vol. 26, P. 771-813.

Sanfilippo A., Riedel W.R. Cretaceous Radiolaria / Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Ed.). Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press. 1985. P. 573-630.

Sanfilippo A. Cenozoic Radiolaria // Siliceous microfossils. Ch.D.Blome et al (convenors). Paleont. Society. Short courses in paleontology. Tennessee Univ. 1995. N 8. P. 61-80.

Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from DSDP Leg 62. // Thiede J., Vallier T.L. et al. (Ed.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington. 1981. V. 62. P. 419-470.

Sugiyama K. Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, Central Japan // Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan. New Ser. 1992. N 167. P. 1180-1223.

Sugiyama K. Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan // Bull. Mizunami Fossil Mus. 1997. N 24. P. 79-153.

Swarbrick R.E., Robertson A.H.F. Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus // Geol. Mag. 1980. V. 117. N 5. P. 547-563.

Yao A. Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan // J. Geosci. Osaka City Univ. 1982. Vol. 25. P. 53-70.

Yao A., Kuwahara K. Radiolarian faunal change from Late Permian to Middle Triassic times. // News Osaka Micropaleont. 1997. Spec. vol. 10. P. 87-96.

Yoshida A. Upper Triassic to Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in Kagamigahara City, Gifu Prefecture, Central Japan // J. Earth Sci. Nagoya Univ. 1986. Vol. 34. P. 1-21.

Раздел 5. Региональные схемы и их совершенствование, палеогеографические реконструкции

5.1. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии

Разобраны вопросы теоретической стратиграфии применительно к построению региональных стратиграфических шкал. Обосновывается геоисторическая концепция стратиграфии, рассматриваются ее операциональные подходы (реконструкция, классификация). Дается характеристика вновь разработанной стратиграфической шкалы пермских отложений Северо-Востока Азии, в составе которой предлагается выделение 4 региональных подотделов, 9 региональных ярусов и 18 провинциальных лон. Рассматриваются вопросы модернизации общей шкалы пермской системы.

In this artical discussing the questions about the theoretical stratigrafy appling to the construction of regional stratigrafy scale. Explaining basic questions of stratigrafy's concept; analizing her operational ways (reconstruction and clasifield); giving the description of new-creating stratigrafy scale of permian deposits of Northen-east Asia, including 4 regional subseries, 9 regional stages, and 18 provincial lons; explaining zonal correlation of main local regional scheme of Northen-west Asia.

"... Стратиграфия есть, по существу, зеркальное отражение геологической истории конкретного района или бассейна."

(В.В.Меннер, 1962, с. 302)

Стратиграфической шкалой является любая стратиграфическая схема, создаваемая для любого фрагментарного участка геосистемы. Элементарной шкалой будет даже стратиграфическая последовательность, установленная в любом конкретном разрезе. Шкала, претендующая на статус региональной, – результат синтеза и обобщения обширного материала для геосистемы в целом, рассматриваемой в данном контексте как палеобассейн или целостная система палеобассейнов. Понимаемая таким образом региональная стратиграфическая шкала должна отразить историю бассейна, выявив частные и общие характеристики изученных конкретных разрезов, положенных в основу ее построения. В некотором смысле такая шкала представляет собой своеобразный аналог киноленты, кадрами которой предстают выделяемые в ней стратиграфические подразделения. Выбор тех или иных методических подходов при разработке региональных шкал во многом зависит от общего понимания стратиграфии как таковой, ее предмета, задач и целей. Как известно, имеется большая разноголосица мнений по многим частным вопросам теоретической стратиграфии и несколько стратегически различных концепций стратиграфической теории в целом. В последнее время несколько приутихли дискуссии по поводу «американской» множественной стратиграфии, составной частью которой является хроностратиграфия, и «европейской», для которой термин «хроностратиграфия» представляет собой «жуткий плеоназм» (Шиндевольф, 1975). Преодолев терминологические разногласия и отставив в сторону все остальные «стратиграфии», эти концепции сблизились на почве «хроностратиграфии», породив нечто более серьезное, а именно хроностратиграфическую парадигму стратиграфической науки. В этой системе взглядов, серьезно отличающейся от классической, целью и задачей стратиграфии есть фиксация изохронных глобальных уровней и стандартизация этих уровней по определённым правилам в общей геохронологической шкале. Антиномию хроностратиграфической и классической концепций С.С. Лазарев (1977) обозначил как "шкала – линейка или шкала – содержательная классификация". Действительно, "хроностратиграфическая" стратиграфия выбросила из арсенала науки содержательный геоисторический принцип, стихийно сложившийся в ней ещё со времен Н.Стенона, заменив геоисторическую стратиграфию стратиграфией событийной. Важ-

нейший, а возможно и единственный, принцип стратиграфии – исторический, не был правильно осмыслен ни "европейской", ни "американской" ее версиями. Напротив, отечественный подход, начиная с известной статьи Никитина, Чернышева (1889) и заканчивая последним изданием "Стратиграфического кодекса" (1993) традиционно отличался историзмом. Различные аспекты исторического принципа стратиграфии в отечественной литературе отражены в работах А.И. Жамойды (1980), В.В. Меннера (1962), Б.С. Соколова (1971, 1980), Д.Л. Степанова (1958), Л.Л. Халфина (1980) и многих других. Однако наиболее обстоятельное и полное его теоретическое обоснование было выполнено Г.П. Леоновым (1973, 1974) в рамках концепции, которую он назвал регионально-стратиграфической.

В последнее время дискуссии на тему теории стратиграфии несколько поутихли, по той причине, вероятно, что многое уже было сказано и вряд ли можно ожидать чего-либо принципиально нового. Однако многое из написанного выражает диаметрально противоположные взгляды, другая же часть представлений в той или иной степени эклектична и порой внутренне противоречива. Комментировать дискуссию последних десятилетий – предмет специальной работы. В настоящей статье нам хотелось бы лишь отметить один из важных, как нам кажется, источников существующих противоречий, а именно неразличение двух ипостасей стратиграфии. Одна из которых – прикладная ее область, совершенно очевидна, а другая, менее заметная (как ни странно) – фундаментальная ее часть, где стратиграфия имеет свою собственную цель и задачи, которые и определяют ее статус самостоятельной научной дисциплины. В справедливости этого утверждения, помимо прочего, нас убеждает и известная работа С.В. Мейена (1989), где самостоятельность стратиграфии лишь постулируется, а не определяется наличием у нее специфической задачи, которая только и могла бы обусловить ее фундаментальный статус. Без определения такой фундаментальной задачи вряд ли можно построить непротиворечивую концепцию науки. Мало того, остается неясным, требует ли вообще рассматриваемая дисциплина разработки какого либо теоретического аппарата или же будет достаточен некоторый набор правил, удовлетворяющий требованиям практики.

Чтобы очертить эту фундаментальную ипостась стратиграфии, требуется ясно определить цель науки, решаемые ею собственные её задачи (предмет науки), указать ее объекты и область изучения. Ранее один из авторов этой статьи (Ганелин, 1990) попытался это сделать, предложив следующее определение стратиграфии. *Стратиграфия-раздел геологии, изучающий слоистую структуру земной коры (стратисферу) в целях выявления целостных естественно-исторических комплексов горных пород, установления их пространственно-временных отношений и построения на этой основе стратиграфических шкал (местной, региональной, общей), являющихся вещественным (субстратным) базисом реконструкции геологического времени.* В этом определении указаны: 1 – область изучения стратиграфии, *стратисфера (слоистая структура земной коры)*, 2 – объект стратиграфии, *целостные естественно-исторические комплексы горных пород (стратоны)*, 3 – предмет стратиграфии, *пространственно-временные отношения этих стратонов*. И, наконец, 4 – цель стратиграфии, *создание субстратного базиса реконструкции геологического времени*. Действительно, на заре стратиграфии, классики геологии, выделяя силурийскую, девонскую, пермскую системы, создавали основу для представлений о соответствующих отрезках глобального геологического времени. Равным образом, обосновывая региональные стратоны – омолонский, гижигинский, хивачский, мы воссоздаём прошедшее региональное геологическое время. Определяя специфическую задачу стратиграфии упрощённо, можно сказать, что стратиграфия занимается поисками прошедшего геологического времени, реконструируя эти самые целостные естественноисторические комплексы горных пород и выявляя их первичные пространственно-временные отношения.

Основу геоисторического содержания стратиграфии составляет тезис, согласно которому история создает время, а не происходит во времени. Представление о целостных естественноисторических (геостратиграфических, по Г.П. Леонову) комплексах, представляющих собой следы (протоколы) этой истории, представляется ключевым в геоисторической концепции стратиграфии. Поскольку эти целостные естественноисторические комплексы пространственно локализованы (ограничены системой бассейнов, бассейном или его частью), региональный аспект стратиграфических исследований является центральным, что прослужило основанием для Леонова назвать соответствующую концепцию регионально-стратиграфической. Уместно обратить внимание на то, что с позиций «европейской» стратиграфической школы, во всяком случае, у Шиндевольфа, этот центральный аспект стратиграфии отнесен к области простратиграфии. В «американской» концепции, в справочнике Хедберга (1978) в частности, содержится призыв к тому, что региональные подразделения с необходимостью должны соответствовать стандартным стратиграфическим подразделениям. Таким образом, роль этого центрального регионального аспекта в стратиграфичеких исследованиях, с которым только и может быть связано представление о целостных естественноисторических комплексах, либо недоучитывается, либо попросту игнорируется. Следствием этого является хроностратиграфическая философия стратиграфии, отрывающая, вообще говоря, стратиграфию от ее геологического субстрата и, в области фанерозойской стратиграфии,

превращающая ее лишь в одну из биологических дисциплин.

Из представлений об объектах стратиграфии как целостных естественноисторических комплексах вытекает и тот вывод, что основной операциональной процедурой стратиграфии выступает реконструкция, а вовсе не классификация, как это широко, и, по-видимому, ошибочно, принято думать. При этом зачастую проводятся параллели между биологической систематикой и стратиграфией. Заблуждение столь глубоко, что некоторые авторы стратиграфическую типификацию предлагают строить по аналогии с биологической (Лазарев, 1997). Причина подобных заблуждений, по-видимому, проистекает из неразличения понятий систематика и классификация. А между тем, любая классификация, конечно же будет системой, однако не каждая система будет классификационной системой. Классификация имеет целью распределение множества индивидов по классам, исходя из общности этих индивидов по каким-либо признакам или комплексу признаков, взятых за основание этого распределения. Пространственно-временная модель земной коры, отражающая первичные отношения между протоколами уникальных геологических событий прошлого (стратонами), в принципе не может быть классификацией в силу уникальности ее индивидов (стратонов) в их сущностном, пространственно-временном (историческом) содержании. Действительно, ярус не есть класс всех одновозрастных горизонтов, хотя бы потому, что в разных местах может включать четверть горизонта, его половину или полтора горизонта. По той же причине горизонт не является классом всех свит и т.д. Разделение свиты на подсвиты, пачки, слои отнюдь не является иерархической классификацией стратиграфических объектов. Пачка не есть класс множества слоёв её составляющих, так же как свита не является классом слагающих ее подсвит. *В стратиграфии её объекты, стратоны не есть элементы классифицируемого множества, а представляют собой компоненты реконструируемой системы.* Неразличение понятий: элемент, компонент (порой даже у самых настойчивых адептов системности и историзма в стратиграфии), источник путаницы в стратиграфической теории и очень часто отрицательно сказывается в практике стратиграфических исследований. Что же касается иерархической классификации: свита, подсвита..., система, ярус... и т. п., то это всего лишь классификация номенклатуры стратиграфических объектов, но не классификация самих объектов. И лишь с позиций «хроностратиграфической» стратиграфии мы имеем дело с подобием некоторой очень слабой классификационной системы, где стратиграфическое подразделение может рассматриваться как класс множества объектов геологического прошлого, принадлежащих одному и тому же возрастному интервалу.

Операциональной процедурой стратиграфии является геоисторическая реконструкция – реконструкция истории седиментогенеза в абиотическом и биотическом его аспектах. При этом оба этих аспекта тесно связаны, осознание чего и послужило в последние десятилетия формированию экостратиграфической философии стратиграфии, хотя в неявном виде она была присуща этой науке, по-видимому, всегда. С этим положением связано и требование отечественного стратиграфического кодекса комплексного обоснования подразделений, входящих в категорию основных. Наиболее важным аспектом изучения абиотической истории седиментогенеза стали представления об осадочных циклах разного порядка и распространённости – местных, региональных, глобальных, которые оформились в самостоятельный раздел, циклостратиграфию (Карагодин, 1980, 1985).

Биотическая компонента стратиграфических исследований, преследующих познание эволюции, двуаспектна, как по своему содержанию, так и по целевому назначению двух ее составляющих, которые, к сожалению, часто не различаются достаточно четко. Первый из этих аспектов связан с эволюцией биоты, второй преследует познание эволюции таксона. Несмотря на то, что оба эти аспекта тесно связаны, они все-таки не тождественны. Тип биоты, определяемый пространственно-временным единством системы биоценозов со свойственным им набором доминантов, субдоминантов, пионерных, реликтовых и акцессорных форм, служит индикатором качественной определённости эколого-палеогеографической обстановки в бассейне, системе бассейнов или его части. Чередование во времени биот различного типа адекватно отражает этапы геологической истории бассейна, смену качественно различных обстановок. По этой причине выделенные на этой основе стратиграфические подразделения имеют геоисторическую природу. Элементарной единицей этой категории подразделений является фаунизона Бакмена, а также близкие ей по смыслу-ценозона, комплексная зона, экозона.

Другой аспект биостратиграфичесих исследований, связанный с эволюцией таксона, ориентируется на изучение морфогенетических преобразований и имеет целью выявить наиболее автономные компоненты этого процесса, максимально не зависящие от конкретных условий внешней среды. Это позволяет использовать соответствующие материалы как инструмент корреляции пространственно разобщенных местных и региональных подразделений. Элементарной стратиграфической единицей этой категории является биозона Бакмена, а также производные от нее: зона совместного распространения, интервал-зона, тайль-зона, филозона. В геологической литературе ведущая роль в стратиграфическом расчленении часто отводится именно этой категории стратиграфических подразделений, в то время как основу подразделений геоисторического содержания должны составить материалы, основанные на эволюции сообществ. Важно отме-

тить, что если геоисторические подразделения представляют собой объект стратиграфии-стратоны и выступают элементом пространственно-временной локализаци любых объектов геологического прошлого, то производные биозонального анализа объектом стратиграфии, стратонами не являются. Они представляют собой лишь инструмент (часы), некоторую самостоятельную, внешнюю (по отношению к местным и региональным геоисторическим подразделениям) шкалу, позволяющую коррелировать во времени протоколы пространственно разобщённых рядов событий. На это обстоятельство ещё 20 лет назад обратил внимание Б.С. Соколов (1980). Различение понятий: *инструмент, объект* имеет существенное значение для правильного понимания процедуры исследования и корректности стратиграфических построений.

В конечном итоге региональная стратиграфическая шкала представляется нам иерархически построенной системой объектов геоисторического содержания (региональных стратонов), отражающих разнопорядковые стадии седименто- и биогенеза в пределах рассматриваемой палеогеохории. Вместе с тем непременным атрибутом этой шкалы должен служить также "набор инструментов" для межрегиональной корреляции ее подразделений, каковым являются биозональные (и производные от них) последовательности, число которых, построенных на различных таксономически группах, в принципе, может быть сколь угодно велико. Не трудно видеть, что в рамках геоисторической концепции стратиграфии принципиальная разница между региональными шкалами и общей стратиграфической шкалой отсутствует. Основанная на региональном прототипе общая шкала может быть инструментом межрегиональной корреляции и универсальным языком лишь при наличии разработанной системы биозональных последовательностей. Вопрос о выборе того или иного регионального языка в качестве универсального (геологическое эсперанто) – прерогатива исторически сложившихся традиций, соображений практического характера, вопросов договорённости и т.п.

С другой стороны, иной подход, пытающийся строить стратиграфические шкалы (региональные ли, общие) в отрыве от региональных, геоисторических подразделений, ориентируясь непосредственно на биозональные последовательности и обобщенные представления о их биохронотипе, не только выхолащивает из стратиграфии её геологическое содержание, но и лишает возможности конкретизации этих представлений. Неизбежное следствие этого – субъективизм и противоречивость стратиграфических построений.

Таким образом, на поставленный С.С. Лазаревым вопрос "шкала линейка" или "шкала содержательная классификация" можно ответить: двуединая шкала, основанная на региональных геоисторических реконструкциях, с набором разномасштабных линеек.

Двуаспектность стратиграфической шкалы является логическим следствием двуаспектности стратиграфической процедуры, предусматривающей расчленение (на основе геоисторических реконструкций) и корреляцию реконструированных подразделений. В конечном итоге эта двуаспектность вытекает из свойств самого времени, имеющего топологические (качественные) и метрические свойства.

Изложенными соображениями авторы руководствовались при разработке новой стратиграфической шкалы пермских отложений Северо-Востока Азии, характеристике которой посвящена следующая часть предлагаемой работы.

* * *

Пермские бассейны Северо-Востока Азии составляют Таймыро-Колымскую палеогеографическую подобласть, которая совместно со стратотипической Восточно-Европейской входит в состав Биармийской области, объемлющей север Европейского, Азиатского и Американского континентов (Ганелин, Котляр, 1984). В пределах Северо-Восточной Азии выделяется шесть пермских провинций: Верхояно-Охотская, Колымо-Омолонская, Алазейско-Олойская, Гижигинско-Тайганосская, Новосибирско-Чукотская, включающих в свой состав множество фациальных зон. Наибольшее значение для построения региональной стратиграфической шкалы имеют разрезы Колымо-Омолонской и Верхояно-Охотской провинций. В пределах первой из них пермские образования представлены фациями мелководного островного шельфа общей мощностью до 400 м. В Верхояно-Охотской провинции они маркируют пассивную окраину Сибирского палеоконтинента. Обрамляют последний с востока широкой полосой и протягиваются меридионально на расстояние свыше 2000 км. В их составе сложно переплетаются терригенные фации шельфа, континентального склона, подножья, подводных конусов выноса, общая мощность которых достигает местами 5000 м.

Наиболее благоприятен для изучения стратиграфии пермских отложений Омолонский массив. Здесь распространены разнофациальные комплексы пермских отложений, представленные образованиями островного шельфа в центральной части массива (Токуро-Кедонская и Березовско-Ауланджинская зоны), и фации склона и подножья примыкающего к массиву Гижигинского прогиба. Существенна роль карбонатных фаций, обильно представлены бентосные сообщества, что при наличии хорошо обнаженных и легко увязываемых разрезов создаёт все предпосылки рассматривать этот регион как стратотипический для всей Северо-Восточной Азии.

Основу стратиграфической шкалы пермских отложений массива заложил В.М. Заводовский (1959,

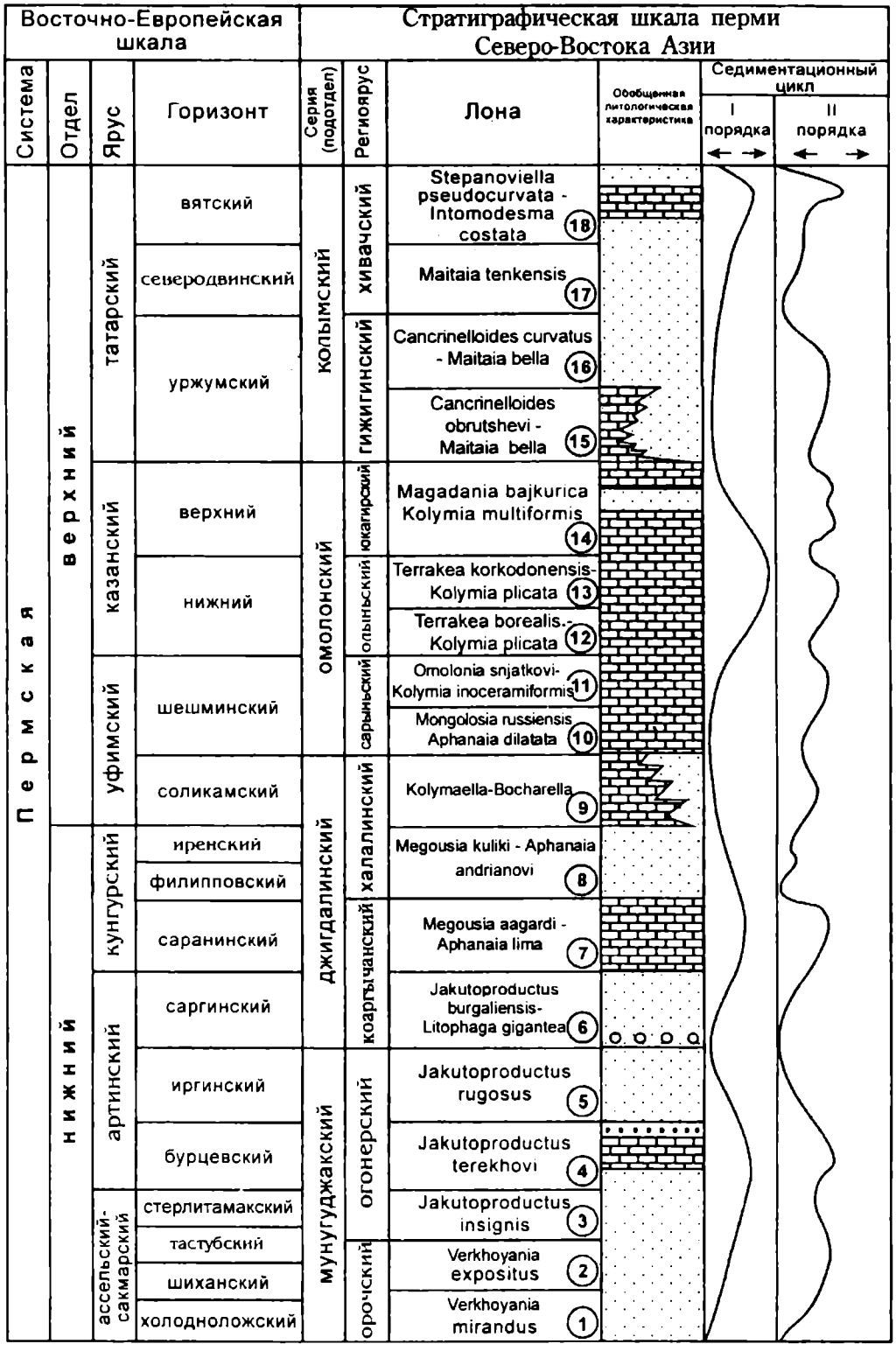


Рис. 5.1.1. Макет стратиграфической шкалы перми Северо-Восточной Азии

1960), выделивший здесь семь горизонтов. Впоследствии выяснилось, что нижние горизонты его схемы представляют собой разнородное смешение различных подразделений карбона, верхние же, после существенных уточнений, сохранили свое значение (Ганелин, 1973; Решения..., 1978; Черняк, 1975). В 80-е годы эта уточнённая погоризонтная схема была существенно детализирована расчленением выделенных горизонтов на ряд лон и биозон (Ганелин, 1984; Ганелин и др., 1990; Бяков, 1990, 1995; Караваева, 1993; Karavaeva, 1993).

Геоисторический принцип дальнейшего совершенствования этой шкалы реализовался в представлениях ее авторов о том, что региональная шкала должна являться отражением истории бассейна седиментации, быть адекватна этой истории. Поэтому соответствующая шкала будет тем более совершенной, чем шире круг различных аспектов этой истории вовлечён в исследование. Возможность такого комплексного подхода была реализована совместными седиментологическими исследованиями, которые проводил Д.С. Кашик, и изучением бентосной биоты, в составе которой фораминиферы изучала Н.И. Караваева, двустворчатые моллюски – А.С. Бяков, брахиоподы – В.Г. Ганелин (Опорный разрез..., 1990). Для Верхоянья аналогичные циклостратиграфические исследования были выполнены ранее В.Н. Андриановым (1966, Андрианов и др., 1970), а в последнее время Н.А. Соловьевой (Курушин и др., 1997). Эти работы, равно как и биостратиграфические данные прежних лет Б.С. Абрамова (1974), Б.С. Абрамова и А.Д. Григорьевой (1988), Р.В. Соломиной (1969, 1988), Р.В. Соломиной, К.А. Астафьевой-Урбайтис (1980), В.А. Муромцевой (1984), А.Г. Клеца (1988), А.Г. Клеца и др. (2000), В.И. Устрицкого (1971), Г.Е. Черняка (1975), а также многочисленные материалы геологического картирования были учтены при разработке рассматриваемой шкалы.

Анализ всех этих материалов показывает, что в целом, в пределах Северо-Востока Азии опознаётся четыре крупных осадочных комплекса-мегациклита, каждый из которых принимается в предлагаемой шкале в качестве региональных отделов или серий: мунугуджакский, джигдалинский, омолонский, колымский. Три нижних из них выделялись ранее как горизонты, верхний-предлагается впервые, он объединил выделенные ранее В.М. Завадовским гижигинский и хивачский горизонты. Перечисленным отделам (сериям) отвечают три типа крупных эколого-палеогеографических ассоциаций бентоса: верхоянский, печоро-колымский и омолонский, состав и структура которых тесно связаны с эколого-палеогеографической обстановкой в системе бассейнов Северо-Восточной Азии в целом. Стадии развития экосистем каждого из перечисленных типов, коррелирующиеся с соответствующими седиментологическими циклами следующего порядка, положены в основу выделения в составе серий девяти региональных ярусов (рис. 5.1.1). Наконец, регионярусы поделены на лоны, каждая из которых отвечает одному или нескольким циклам следующего порядка. Индексация лон основана на наиболее характерной для данного подразделения бентосной ассоциации. По своему содержанию стратоны всех трех порядков являются подразделениями так называемого комплексного обоснования, а тип биоты, свойственный каждому из них, отражает, в первую очередь, специфику эколого-палеогеографической обстановки бассейна. При рассмотрении широкого материала не только внутри Северо-Восточной Азии, но и за ее пределами, от Новой Земли до Монголии, выясняется, что тип сообществ, свойственный даже самым мелким из выделенных подразделений, весьма устойчив. Это дает основание рассматривать стратиграфическую шкалу пермских отложений Северо-Востока Азии как опорную, для обширной территории.

Мунугуджакский отдел (серия)

Серия в целом представляет собой мегациклит, состоящий из двух макроциклитов, отвечающих двум региональным ярусам в ее составе: орочскому и фолькскому. Серии свойствен реликтовый верхоянский тип бентосных сообществ, оформившийся ещё в среднем карбоне и просуществовавший в бассейнах Северо-Восточной Азии до середины ранней перми. В составе ассоциаций верхоянского типа сообществ наиболее широко распространены брахиоподы. Они представлены фауной "Jakutoproductus-Verkhoyania", в которой преобладают монодоминантные ассоциации видов индексирующего рода, насчитывающего в пермских отложениях около десятка видов. Повсеместно эти ассоциации встречаются в виде плотных ракушняковых скоплений, образующих линзы мощностью до 0,5 м и протяжённостью в сотни метров. В нижней половине серии почти столь же распространена ассоциация Tornquistia–Quinquinella и несколько менее-сообщество Anidanthus, представленное группой видов A. boikovi. Помимо доминантов в составе брахиоподовых сообществ обычны Eolissochonetes, Tumulicosta, Rhynoleichus, Neospirifer, Attenuatella. На разных уровнях серии появляются пионерные представители следующего, печоро-колымского типа ассоциаций: Waagenoconcha, Spiriferella. Двустворчатые моллюски являются постоянным, но второстепенным членом сообществ. Среди них наиболее распространены Aviculopecten, Myophossa. Обычны Palaeonailo, Praeundulomia, Grammissiopsis, Vacunella. В ассоциациях фораминифер наиболее характерным членом сообществ верхоянского типа являются прикрепленные формы с песчаной стенкой раковины: Ammovertella, Trepeilopsis, Tolypammina. В мунугуджакском интервале в этой ассоциации появляются еще и немногочисленные

нодозарииды, таксономическое разнообразие которых увеличивается вверх по разрезу.

Нектонная фауна аммоноидей представлена в обоих ярусах. В нижнем она образует комплекс Bulunites-Praeshumardites, в верхнем – Neoshumardites-Metalegoceras (Андрианов, 1985).

Орочский регионярус. Название по малочисленной народности-орочи, населяющей территорию в бассейне рек Колыма–Омолон. Стратотип яруса располагается в верховьях р. Парень, против устья р. Горной. Ему отвечает здесь пачка (70 м) тонкообломочных пепловых туфов и алевритовых туффитов магивеемской свиты, располагающаяся в 70м ниже ее кровли (Ганелин, 1973, 1984). В Западном Верхоянье одновозрастный интервал занимает хорокытская свита (Андрианов, 1985; Курушин и др., 1997). Бентосные ассоциации обеих лон яруса представлены относительно глубоководными комплексами, приуроченными к краевым фациям внешнего шельфа и континентального склона. Биофации иного типа в составе яруса неизвестны. Состав сообществ двух нижних лон яруса наиболее архаичен. В якутопродуктусовых ассоциациях брахиопод резко доминируют представители рода Verkhoyania, имеющие хорошо выраженные дорзальные иглы. Совместно с древними анидантидами (A. ex gr. boikovi) они образуют здесь широко распространённое сообщество "Verkhoyania-Anidanthus", в составе которого положение субдоминантов порой занимают крупные представители рода Tumulicosta (T. ex gr. missouriensis). Обычные члены сообщества – Rhynchopora, Rhynoleichus, Pterospirifer, Tomiopsis. В лоне mirandus не менее значимо хонетидное сообщество Tornquistia-Quanquinella. Здесь же локально присутствует моновидовая ассоциация крупных Lanipustula sp. (ex gr. baicalensis). Двустворчатые моллюски составляют заметный элемент сообщества Verkhoyania-Anidanthus лишь в лоне expositus, где среди них наиболее часты Palaeonailo, Aviculopecten, Grammisiopsis, Vacunella. Свойственные ярусу аммоноидеи образуют комплекс "Bulunites- Praeschumardites", описанный В.Н. Андриановым (1985) из хорокытской и туорассиской свит Верхоянья. В его составе: Metapronorites sp., Neopronorites aff. permicus (Tscernov), Praeshumardites gorbunovi Andr., Pr. Bogoslovskyi Andr., Paragastrioceras aff. kirgizorum (Voinova), Bulunites mejvilki Andr., B. juferevi Andr., Juresanites maximovae Andr., Tabantalites etchiensis Andr., Menneroceras menneri Andr. Возраст комплекса В.Н. Андрианов определяет как ассельско-сакмарский

Огонерский регионярус. Название по ручям Огонер, притоку р. Мунугуджак. Стратотип располагается по левым притокам Мунугуджака, руч. Рулон и Фольк. Здесь ярусу отвечает средняя часть мунугуджакской свиты мощностью 25 м., представленная тонко-среднезернистыми песчаниками, переполненая ракушечниками брахиопод и двустворок (Ганелин, 1984, рис. 33, сл. 2-5). В Западном Верхоянье этому интервалу соответствует эндыбалоэчийская свита (Андрианов, 1985). Ярус отвечает верхнему макроциклиту мунугуджакского мегациклита и распадается на три циклита следующего порядка, составляющих три лоны в его составе. Изученные бентосные сообщества яруса преимущественно приурочены к глинистым, песчаным, реже известковым фациям открытого, удаленного от берега шельфа, отвечающего, по-видимому, средней и внешней части сублиторали. Локально известны более мелководные биофации, занимавшие, вероятно, внутренний край сублиторали. Другие биофации в составе яруса неизвестны. Главенствующая роль в составе сообществ по-прежнему принадлежит якутопродуктусовым ассоциациям, среди которых происходит смена доминирующих родов, Jakutoproductus (s. str.), не имеющие дорзальных игл, полностью замещают предковых им Verkhoyania. При этом какие-либо промежуточные стадии не наблюдались, что наводит на предположение о пропущенности некоторого стратиграфического интервала, который, возможно, удастся идентифицировать в будущем. Бентос большей части нижней лоны яруса представлен исключительно якутопродуктусовыми ассоциациями, где помимо доминантов существенна роль Neospirifer kedonensis Einor. Постоянным, но малочисленным элементом сообщества являются Rhynoleichus, Rhynchopora, Timaniella, Tomiopsis. Появляются первые немногочисленные Waagenoconcha. Обычны двустворки, среди которых чаще Schizodus, Aviculopecten. Присутствуют единичные гастроподы. В более мелководных фациях верхней части лоны insignis структура бентоса существенно изменяется. Полностью исчезают якутопродуктусовые сообщества, замещающиеся здесь ассоциацией Neospirifer kedonensis. Широко представлены бивальвиевые биоценозы, имеющие разнообразный родовой состав с преобладанием крупных Schizodus, Vacunella, Aviculopecten. Локально обособляются небольшие ассоциации Striapustula ex gr. coninckiana, а также крупных спириферел (Sp. burgaliensis Zav.). Найденный в верхах лоны insignis единственный экземпляр гониатита, определен М.Ф Богословской как Bulunites sp. Это указывает на то, что распространение комплекса Bulunites-Praeschumardites не ограничивается орочским регионярусом, но охватывает также и огонерского.

В более глубоководных биофациях двух верхних лон яруса разнообразие самих сообществ и их состава значительно увеличивается. По-прежнему преобладают якутопродуктусовые ассоциации, внутри которых происходит смена видового состава доминантов. Вместе с тем обособляются и новые ассоциации. В лоне terekhovi характерно сообщество Tornquistia convexa, в составе которого помимо индексирующего вида – единичные Jakutoproductus, Tumulicosta, Rhynoleichus, Neospirifer, Spiriferella. В верхней лоне яруса помимо якутопродуктусовых биоценозов отчетливо выражены моновидовые сообщества Orthotetes (O. jugorica

Ustr.), "Heteralosia" (H. ex gr. exquawata Gein.), "Tumulicosta", "Anidanthus burgaliensis", "Spiriferella burgaliensis", "Timaniella". Широко распространены бивальвиевые ассоциации, имеющие разнообразный родовой состав. Среди них резко доминируют авикулопектениды (Av. mutabilis), многочисленны также Permophorus, крупные Schizodus, Grammisiopsis. Встречаются отдельные колонии ветвистых мшанок. В лоне rugosus бентосу сопутствуют остатки нектонной фауны, образующие здесь комплекс аммоноидей "Neoschumardites – Metalegoceras". В его составе преобладают эндемичные Uraloceras sp., реже встречаются раннеартинские (актастинские) Neoschumardites triceps Ruzh., Metalegoceras sp. (Андрианов, 1985; Ганелин, 1984).

Джигдалинский отдел (серия)

Отвечает следующему мегациклиту, состоящему из двух макроциклитов, которым отвечают два вновь выделенных регионяруса: коаргычанский и сарыньский. Отделу в целом свойствен иной, печоро-колымский тип эколого-палеогеографических сообществ, существенно отличный от предшествующего ему верхоянского, как по составу, так и по структуре образующих его ассоциаций. Значительная часть представленных здесь палеобиоценозов обнаруживает существенную общность с одновозрастными ассоциациями Урало-Печорского региона. В составе сообществ этого типа происходит смена доминантов на разных таксономических уровнях во всех изученных группах бентоса. Среди брахиопод исчезают знаковые для верхоянского типа сообществ ассоциации "Jakutoproductus" (за исключением самых низов отдела) и "Tornquistia–Quinquinella". В ассоциациях "Anidanthus", "Tumulicosta" происходит смена видового состава. Наиболее широко распространены моно–олигодоминантные комплексы: "Lissochonetes", "Anidanthus aagardi", "Rhynchopora", "Megousia–Rhynchopora", "Megousia-Spiriferella- Striapustula", "Sowerbina-Spiriferella", "Anidanthus-Attenuatella", "Bocharella", "Kolymaella". Особенно существенные новообразования свойственны составу двустворок и связаны, в первую очередь, с распространением иноцерамоподобных молюсков, так называемых "колымий", представленных в рассматриваемом интервале преимущественно родом Aphanaia. Помимо Aphanaia в составе сообществ широко распространены Aviculopecten, Solemia, Streblopteria, Praeundulomia, Paleolima и др. (Бяков, 1990; Астафьева, 1993; Курушин и др., 1996). Среди фораминифер резко сокращается роль прикрепленных форм с песчанной стенкой раковины и существенно повышается разнообразие и численность нодозариид, где среди них появляется несколько новых родов (Караваева, 1990). Специфический представитель рассматриваемых фаун – колонии табулятоморфных коралов – Cladochonus ex gr. magnus Gerth. Важным элементом, сопутствующим бентосу печороколымского типа, аммоноидеи, представленные родами Tumaroceras, Paratumaroceras, Uraloceras, Daraelites, Neouddenites, Epijuresanites, Baraioceras (Андрианов, 1985; Ганелин, 1984; Кутыгин, 1999).

Коаргычанский регионярус. Название по р. Коаргычан, правобережный бассейн Омолона. Стратотип располагается на междуречье Джелта-Хивач, по ручьям Светлый, Водопадный, где ярусу отвечает нижняя часть джигдалинской свиты, включающая и ее базальную часть, именовавшуюся как джелтинская свита (Ганелин, 1984, с.118, рис. 34, слои 1-3; Завадовский, 1960). В Западном Верхоянье ярусу отвечает мысовская и хабахская свиты (Андрианов, 1985).

Ярус соответствует нижнему макроциклиту джигдалинского мегациклита и распадается на два циклита следующего порядка, отвечающих двум лонам в его составе. Изученные бентосные сообщества занимают широкий спектр фаций и распространены от прибрежных неритовых обстановок через всю область литорали и, по-видимому, до верхних частей батиали. Этим определяется значительное разнообразие представленных здесь биофаций. Одна из наиболее характерных ассоциаций нижней лоны – мелководное, высокопродуктивное сообщество "Sowerbina-Spiriferella", представленное скоплением крупных толстостворчатых раковин Sowerbina ex gr. borealis Haugth. и Spiriferella vaskovskyi Zav., в ассоциации с обильными криноидеями, выступающими порой в качестве породообразующих. Им сопутствуют обычные здесь крупные Waagenoconcha ex gr. wimani Fred., Bathymionia, Taimyrella flaebelliformis (Lich.). Ассоциация занимала, по-видимому, широкую полосу шельфа от прибрежных галечниковых фаций до карбонатных внутренней и средней части сублиторали. В этой же зоне в области песчаных грунтов обособлена бивальвиевая ассоциация "Litophaga gigantea" (Бяков, 2000).

Глубоководный комплекс нижней лоны яруса, приуроченный, по-видимому, к внешней зоне сублиторали представлен реликтовым сообществом "Jakutoproductus burgaliensis". Ему сопутствует здесь вновь появившаяся ассоциация "Megousia aagardi". Для верхней лоны яруса наиболее характерно сообщество "Komiella omolonensis", распространённое от грубодетритовых неритовых фаций до существенно карбонатных обстановок сублиторали. В неритовой фации доминирующие здесь хонетиды ассоциируют со Strepthorhynchus, Kungella, Timaniella, Tumarinia, Taimyrella, а также с двустворками, среди которых чаще других встречаются Aphanaia lima (Lutk. et Lob.). Наиболее продуктивно рассматриваемое хонетидное сообщество в карбонатных фациях сублиторали, где ракушечники K. omolonensis (Zav.) переполняют сероводородистые известняки рулонской свиты, ассоциируясь с довольно многочисленными Crassispirifer koargychanensis (Zav.). Локально эта биофация со-

держит единичные Muirwo-odia mammatiformis (Fred.), Megousia aagardi (Tola}, Aphanaia lima (Lutk. et Lob.). В составе сопутствующих им фораминифер прикрепленные формы (Tolypammina, Ammovertella) редки. Многочисленны нодозариеды, среди которых преобладают No-dosaria, появляются первые Pseudonodosaria, Rec-toglandulina (Караваева, 1990). Характерна интенсивная биотурбация осадков и следы жизнедеятельности типа Taonurus, Spirophyton. В глубоководных глинистых и пеплово-кремнистых фациях, отвечающих, по-видимому, верхним частям склона, наиболее широко распространено сообщество "Megousia-Attenuatella", образующее совместно с гастроподами Mourlonia мелкие гнездовидные скопления раковин M. aagardi (Toula), и Attenuatella stringocephaloides Lich., которым сопутствуют единичные "Cancrinella" janischewskiana Step., Stenoscisma, Aphanaia lima (Lutk. et Lob.). Характерным сообществом этой зоны является также ассоциация ветвистых колониальных кораллов Cladochonus magnus Gerth, образующих протяжённые биогермные постройки высотой до 0,5 м. Бентосу этой зоны местами сопутствуют пелагические криноидеи рода Neocamptocrinus (Стукалина, 1990), а также аммоноидеи. Последние в большей части нижней лоны яруса (мысовская свита западного Верхоянья) представлены ассоциацией "Paragastrioceras – Uraloceras", в составе которой: Paragastrioceras ellipsoidale Fred., P. aff. kirgisorum (Voin.), Uraloceras evencororum Andr., U. cf. popovi Andr., определяющие, по В.Н.Андрианову (1985), позднеартинский (байгеджинский) возраст отложений. В самых верхах нижней лоны (близ кровли мысовской свиты) и в верхней лоне (хабахская свита западного Верхоянья) появляются первые представители следующего халалинского, тумароцеросового комплекса: Neouddenites andrianovi Ruzh., Tumaroceras subyakutorum Andr., Paratumaroceras tuberculatum (Popow), Uraloceras sp. (Андрианов, 1985, Кутыгин, 1999).

Халалинский региоярус. Название по р. Халали, притоку р. Малой Ауланджи, бассейн Омолона. Стратотип располагается по левому притоку р. Мунугуджак, ручью Фольк, где ему соответствует нижняя часть фолькской толщи мощностью 50 м (Ганелин, 1984; с.115, рис.33, слои 9-10). В западном Верхоянье ярусу принадлежит тумаринская свита. Ярус отвечает верхнему макроциклиту джигдалинского мегациклита и распадается на два мезоциклита, отвечающих двум составляющим его лонам. Наиболее распространенная ассоциация бентоса нижней лоны яруса – сообщество "Megousia kuliki", занимавшее, по-видимому, различные участки сублиторали. В более мелководных зонах в его составе помимо доминантов присутствуют многочисленные Striapustula coninckiana (Keys.), крупнораковинные Spiriferella consimilis Abr. et Grig., единичные Rhynchopora, Rhynoleichus, Tumarinia, Tomiopsis, Atenuatella. В более глубоководных фациях сообщество существенно обедняется и представлено практически моновидовой ассоциаией номенклатурного вида. Ему сопутствуют здесь существенно моллюсковые ассоциации гастропод и двустворок, насчитывающие до 20 родов. Среди них наиболее распространены Aviculopecten, Polidevcia, Pyramus, Streblopteria, Praeundulomia, Schizodus и др. Иноцерамоподобные – обычный, но второстепенный элемент этого комплекса и представлен немногими видами одного рода Aphanaia (A. andrianovi Kuzn., A. ganelini Biak.). Впервые как самостоятельное сообщество обособляется моновидовая ассоциация "Rhynchopora lobjaensis". Батиальные фации лоны kuliki очень бедны. Встречаются единичные атиридиды, аттенуателлы, авикулопектениды, гастроподы. Им сопутствуют остатки пелагических криноидей Neocamptocrinus (N. rarus Skor.).

Широко распространены остатки нектонной фауны аммоноидей, встречающиеся как в шельфовых, так и в склоновых фациях (Андрианов, 1985; Ганелин и др., 1990; Кутыгин, 1999). Они образуют здесь так называемый "кунгурский" комплекс "Tumaroceras – Epijuresanites". В нижней трети лоны (орольская свита Западного Верхоянья) в его составе: Neouddenites andrianovi Ruzh., Paratumaroceras tuberculatum (Popow), P. ruzhenzevi Kut., P. tumarense Kut., Popanocers tumarense Ruzh. Tumaroceras yakutorum Ruzh., T. volkodavi Andr., В средней части лоны (средняя часть джигдалинской свиты Омолонского массива) состав комплекса несколько иной: Neouddenites orientalis Bog., Daraelites sp., Tumaroceras kashirzevi Andr., Epijuresanites musalitini Popow, Uraloceras sp. Этому же интервалу, по-видимому, принадлежит и Baraioceras stepanovi Andr., известный в западном Верхоянье (Кутыгин, 1999). В самых верхах лоны (озёрнинская пачка Приколымья) известны лишь Epijuresanites musalitini Popow.

Чрезвычайно беден бентос верхней лоны яруса. В его составе известны лишь две сменяющие друг друга во времени ассоциации филогенетически связанных между собой родов продуктид Bocharella и Kollymaella. Последние представляют собой высокопродуктивные, практически моновидовые сообщества, занимавшие, по-видимому, тонкотеригенные и карбонатные фации внешней зоны сублиторали. В наиболее глубоководной фации сероводородистых известняков сообщество "Kolymaella ogonerensis" совместно с многочисленными прямостоящими трубчатыми (вестиментифероподобными?) организмами местами образуют линзовидные биогермные постройки. Здесь же присутствуют неправильной формы клубневидные стяжения разложившихся сульфидов, возможно, бактериальной природы.

По фауне брахиопод с большой долей вероятности верхняя граница яруса коррелируется с кровлей соликамского горизонта стратотипической области (Ганелин, Лазарев, 2000), что позволяет считать

халалинский регионярус возрастным аналогом филипповского, иренского и соликамского горизонтов Восточно–Европейской области.

Омолонский подотдел (серия)

Омолонский подотдел представляет собой мегациклит, сложенный тремя макроциклитами, составляющими три вновь выделенных регионяруса: сарыньский, олыньский, юкагирский. С подотделом связано появление нового эколого-палеогеографического типа сообществ – омолонского, просуществовавшего в бассейнах Северо-Востока Азии до конца перми. Наиболее важной особенностью биоты этого типа явилось широкое распространение существенно бивальвиевых ассоциаций, в составе которых резко доминирующая роль принадлежит группе иноцерамоподобных двустворок, представленных двумя семействами: Atomodesmatidae и Kolymiidae. Их сообщества занимали широкий спектр обстановок, а в пределах срединных поднятий образовывали высокопрдуктивные породообразующие ассоциации, слагающие значительные толщи специфических сероводородистых "колымиевых" ("атомодесмовых") известняков. В сообществах брахиопод, образующих, как правило, моно- или олигодоминантные ассоциации, преобладает группа тонкоструйчатых линопродуктид – Terrakea, Omolonia, Magadania, Cancrinelloides, Spitzbergenia, Stepanoviella. На отдельных стратиграфических уровнях широко распространены хонетиды, ринхонеллиды, строфалозииды, анидантиды, спирифериды. Фораминиферы представлены исключительно нодозариидами, среди которых преобладают разнообразные Nodosaria, Frondicularia, Rectoglandulina. В отдельных биофациях встречаются одиночные ругозы, криноидеи, мшанки, гастроподы, остракоды.

Сарыньский регионярус. Название по ручью Сарынь, притоку р. Зырянки, левобережье Колымы. Стратотип яруса располагается на р.Русской-Омолонской. Здесь ему отвечает нижняя часть (44 м) известняков омолонской свиты (Ганелин, 1984, с.120, рис. 35, слои 5-7). Ярус представляет собой нижний макроциклит омолонского мегациклита и состоит из двух мезоциклитов, образующих две лоны в его составе (рис. 5.1.2).

Наиболее характерным эврифациальным сообществом нижней лоны яруса является ассоциация "Mongolosia russiensis", в составе которой, в наиболее мелководных фациях, резко преобладает номенклатурный вид. Помимо доминантов в сообществе многочисленны другие брахиоподы, среди которых: Terrakea ex gr. brachitaera (Morris), Terrakea sp., Whindhamia unispinosa Wath., Rhynchopora lobjaensis (Tolm.), Tumarinia ochotnicovi (Zav.), Alispiriferella gydanensis (Zav.). Единичны Anidanthus, Anemonaria, Attenuatella, Tomiopsis. Моллюсковая составляющая сообщества представлена гастроподами и двустворками. Среди последних наиболее распространены афанайи, насчитывающие небольшое число видов (A. stepanovi, A. dilatata), а также Aviculopecten, Myonia,

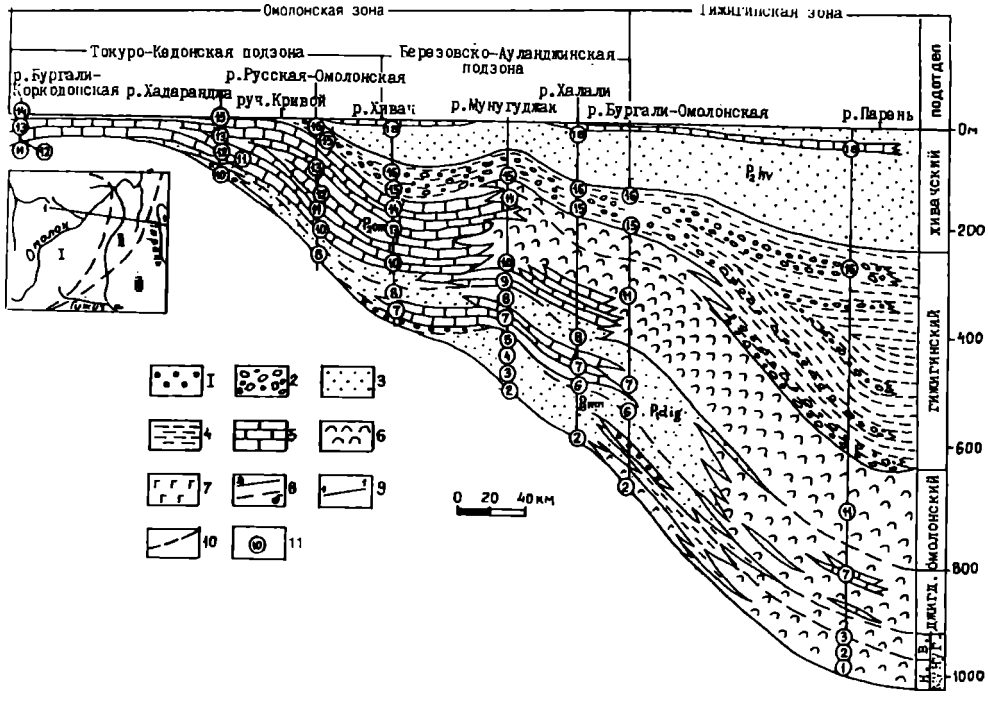


Рис. 5.1.2. Литолого-фациальный профиль пермских отложений Омолонского массива и Гижигинского прогиба

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – диамиктиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, аргиллиты; 5 – известняки; 6 – тонкообломочные туфы, туффиты; 7 – базальты; 8 – границы: а – свит, б – серий; 9 – линия профиля

лоны яруса, принадлежат преимущественно склоновым, частично, возможно, сублиторальным биофациям, приуроченным часто к оползневым и турбидитовым образованиям. Наиболее характерной ассоциацией брахиопод является широко распространенное сообщество "Cancrinelloides curvatus", образующее многочисленные линзовидные ракушняковые скопления некрупных равковин номенклатурного вида, отличающегося от предкового C. obrutchevi (Lich.) лишь значительно меньшими размерами. Ему сопутствуют обычные здесь Penzhinaella tsaregradskyi (Zav.), Brachythyrina sibirica Tschern., Cleiothyridina pectinifera Sov., Beecheria sp. Встречающиеся совместно ассоциации двустворк принадлежат сообществу "Maitaia bella", представленному небольшим числом видов родов Maitaia, Streblopteria, Stuthburia, Myonia. В наиболее глубоководных фациях лоны присутствуют лишь Maitaia и Glyptoleda (Бяков, 2000).

В стратотипическом разрезе яруса близ кровли верхней его лоны установлена смена палеомагнитной зоны прямой полярности и зоны чередования прямой и обратной намагниченности, отождествляемой с границей гиперзон Киама-Илавара (Ложкина и др., 1990). Это позволяет примерно параллелизовать гижигинский регионярус с нижнетатарским подъярусом стратотипической области.

Хивачский регионярус. Отвечает завершающему макроциклиту колымского мегациклита и состоит из трех мезоциклитов. Помимо редких единичных Stepanoviella sp. и двух находок Maitaia tenkensis Biak. в двух нижних мезоциклитах нигде на Северо-Востоке Азии других остатков бентоса неизвестно. Бентос верхней лоны, напротив, богат и разнообразен. В терригенно-карбонатных фациях срединного поднятия (Омолонский массив) наиболее характерной бентосной ассоциацией является сообщество "Stepanoviella paracurvata". В нижней трети лоны оно представлено моновидовой ассоциацией этих брахиопод, совместно с которыми практически ничего другого не присутствует. Эти продуктиды чрезвычайно многочисленны, однако не образуют ракушняковых скоплений, будучи приуроченными к алеврито-песчаным фациям. В средней части лоны бентосные сообщества приурочены к карбонатным биогермным образованиям, мощностью от 2 до 80 м и протяженностью до сотен метров. Их население чрезвычайно богато. Многочисленны одиночные ругозы, фораминиферы, двустворки, брахиоподы, остракоды. Довольно часто встречаются гастроподы, членики криноидей, редки обрывки колоний мшанок, крайне редко встречаются веточки табулятоморфных кораллов Cladochonus. В ассоциации фораминифер "Frondicularia maxima" насчитывающей свыше 50 видов десяти родов, преобладают Nodosaria, Frondicularia, Rectoglandulina, многим из которых свойствен гигантизм раковинок. Своеобразие комплекса подчеркивается появлением новых родов – Cornuspira и Tristix (Караваева, 1990). Комплекс двустворок "Vnigripecten volucer" также очень разнообразен и насчитывает около 15 видов, принадлежащих 12 родам. Наиболее распространены Praeundulomia, Vnigripecten, Streblopteria. Обычны иносерамоподобные-Maitaia, Intomodesma, многие из которых представлены крупными раковинами до 30 см. Брахиоподы обильны, но менее разнообразны. Среди них наиболее многочисленны Stepanoviella, Windhamia, обычны Neospirifer, Chivachella, Beecheria (Ганелин и др., 1990). В верхней трети лоны биогермы отсутстствуют, здесь встречаются лишь отдельные представители вышеописанного бентоса. В глубоководных склоновых фациях Верхояно-Охотской провинции состав бентоса лоны paracurvata существенно отличен. Преимущественно он представлен бивальвиевыми ассоциациями, принадлежащими сообществу "Intomodesma costatum", в котором доминирующая роль принадлежит иноцерамоподобным моллюскам – Intomodesma, Maitaia, отдельные экземпляры которых достигают порой гигантских размеров, до 70 см. Им сопутствуют единичные Vnigripecten, Nuculopsis, Praeundulomia. Характерным элементом бентоса здесь являются гастроподы – Straparolus, Glabrocingulum, Peruvispira. Известны находки колониальных кораллов Cladochonus (Бяков, Ведерников, 1990).

Возрастной объем хивачского регионяруса принимается отвечающим верхней половине татарского яруса Восточно-Европейской области на основании его стратиграфического положения, выше палеомагнитной границы Киама-Илавара.

Граница с триасом на Омолонском массиве имеет эрозионный характер. В разрезах Верхояно-Охотской провинции имеются постепенные переходы от перми к триасу.

* * *

При сравнении стратиграфической шкалы Северо-Востока Азии со стратотипической Восточно-Европейской нельзя не обратить внимания на то, что основные из рассмотренных геоисторических рубежей опознаются и в стратотипической области пермской системы. Однако в номенклатуре ныне существующей общей шкалы они не находят адекватного отражения. Нам представляется, что именно это обстоятельство, в первую очередь, явилось причиной многочисленных попыток преобразования ярусного деления общей шкалы, предпринятых ранее. Многие из них, на наш взгляд, были в целом или частично удачны, однако не доведены до конца. При этом, как справедливо отметил в свое время Б.И. Чувашов (1984), отчетливо выражены две противоположные тенденции на укрупнение и на разукрупнение ее основных подразделений. На наш взгляд, и та, и другая тенденции совершенно справедливы и не исключают друг друга, а взаимно дополняют, что становится понятным если учитывать разнопорядковость событий геологической истории и соответствующую ей иерархическую со-

подчиненность различных событийных рубежей. Следует отметить, что некоторые идеи, высказанные ранее Н.П. Герасимовым, Б.К. Лихаревым, Е.И. Тихвинской, В.И. Игнатьевым преследовали именно эту цель и, на наш взгляд, должны найти отражение в обновленной шкале пермской системы.

В соответствии с этим мы предлагаем сохранить двучленное деление системы, повысив ранг двух ее составляющих до подсистем: нижняя и верхняя подсистемы. Каждая из подсистем может быть подразделена на два отдела, всего, таким образом, четыре, которым целесообразно придать собственные наименования. Верхнюю границу нижнего отдела будет определять крупный геоисторический рубеж внутри артинского яруса, хорошо фиксируемый в морских разрезах Биармии и неоднократно рассматривавшийся в литературе, посвященной стратотипической области. Выделенное таким образом подразделение по объему близко соответствует уральскому отделу, предложенному в свое время Н.П.Герасимовым (1930). Это название следует принять для нижнего отдела системы, который, таким образом, будет включать ассельский, сакмарский и актастинский ярусы. На наш взгляд, здесь заслуживают внимания соображения Б.И. Чувашова (1984) о выделении нового юрезанского яруса.

Следующий отдел предлагается рассматривать в объеме байгеджинского и кунгурского ярусов, сохранив за ним наименование артинский. Тесная связь этих подразделений неоднократно обсуждалась в литературе и предлагался укрупненный артинский ярус (надъярус), близкий по объему к тому подразделению, которое здесь рассматривается в качестве артинского отдела. Самостоятельность кунгурского яруса, вызывавшая ранее сомнения, получает подтверждение как в стратотипическом регионе, так и за его пределами (Северо-Восточная Азия, Средняя Азия). В то же время, геоисторическая обособленность кунгурского яруса, так же как и байгеджинского, обособленность второго порядка внутри артинского отдела. Уровень верхней границы отдела, кровлю кунгурского яруса, следует поместить в кровлю соликамского горизонта, вернув последний кунгурскому ярусу. Именно такое положение границы отделов будет соответствовать наиболее значимому и хорошо прослеживаемому геоисторическому рубежу и, по-видимому, будет совпадать с уровнем смены кунгурского комплекса аммоноидей роадским.

Для отделов верхней подсистемы предлагаются наименования камский и татарский. Первый из них – в объеме уфимского яруса (шешминский горизонт) и казанского яруса. Верхний, татарский отдел – в объеме современного татарского яруса, с возведением в ранг ярусов слагающих его уржумского и северодвинского горизонтов. С позиций тектоностратиграфического анализа этот вариант деления верхней перми был обстоятельно аргументирован В.И. Игнатьевым (1977) и нашел в последнее время палеонтологическое подтверждение.

Обоснованию камского отдела (первоначально яруса), предложенного М.Д. Залесским (1930), посвящены обзоры Е.И. Тихвинской (1948), Б.К. Лихарева (1966). Как показывают широкие корреляции в Биармии, этот интервал хорошо выделяется в разрезах Новой Земли, Северо-Востока Азии, Канадской Арктики. В его нижней трети повсеместно опознаются слои со Swerdrupites, местами и Daubichites. В большинстве разрезов Биармии остается пока неясным положение границы между уфимским и казанским ярусами. Однако последние работы М.В. Дуранте и С.В. Пухонто (1999), возможно, решают эту проблему.

Внутри татарского отдела существенный геоисторический рубеж, отмечавшийся ранее многими исследователями, дает возможность выделить два яруса: уржумский и северо-двинский. Палеомагнитные и палеонтологические материалы последних лет позволяют очень широко прослеживать эту границу.

Таким образом, предлагаемая модернизация общей шкалы пермской системы с разделением ее на две подсистемы и четыре отдела не содержит в себе каких-либо радикальных новшеств. Приводимые в ней укрупнения и разукрупнения, по отдельности предлагались ранее. Мы попытались лишь придать им более законченный вид и соответствующее номенклатурное оформление. Нетрудно видеть, что в предлагаемом варианте структура общей (Восточно-Европейской) шкалы и шкалы Северо-Восточной Азии почти идентичны и это отнюдь не случайно. Нам представляется, что модернизованный вариант общей шкалы явится одновременно и более гибким, и более точным языком стратиграфических корреляций.

Работа поддержана РФФИ (проект № 97-05-65684).

Литература

Абрамов Б.С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 94 с.

Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 208 с.

Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 130 с.

Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. Якутск: ЯФ АН СССР, 1975. С. 24-88.

Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.

Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Прокопьев В.С. и др. Детальная схема стратиграфического расчленения пермских отложений Западного Верхоянья // Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск. 1970. С. 214-218.

Бяков А.С. Обоснование вспомогательных биостратиграфических подразделений в опорном разрезе перми Омолонского массива. Слои с двустворчатыми моллюсками

// Опорный разрез перми Омолонского массива. Тр. МСК. Т. 21. 1990. С. 125-130.

Бяков А.С. Основные этапы развития пермских иноцерамоподобных двустворок Северо-Востока Азии и детальная корреляция пермских отложений Бореальной области // Проблемы эволюции пермской морской биоты. Тез. докл. Междунар. симп. М.: ПИН РАН, 1995. С. 11-13.

Бяков А.С. Зональное расчленение пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 35-55.

Бяков А.С., Ведерников И. Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория. Магадан: Препринт СВКНИИ ДВО АН СССР. СВПГО, 1990. 69 с.

Ганелин В.Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива. Автореф. дисс. М. 1973. 31 с.

Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 286. 1984. С. 111-142

Ганелин В.Г. Три концепции теории стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР // Сов. геология. 1992. № 5. С. 77-81.

Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Биостратиграфия пермских отложений Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Тр. МСК. Т. 21. 1990. С. 102-118.

Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Районирование и общая характеристика пермской системы на территории СССР // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 286. 1984. С. 15-28.

Ганелин В.Г., Лазарев С.С. Ревизия тонкоребристых линопродуктоидей перми. Статья 2. Группа "Cancrinella" ogonerensis Zavodovsky // Палеонтол. журн. 2000. № 1. С. 38-44.

Герасимов Н.П. Уральский отдел пермской системы // Уч. зап. Казан. гос. ун-та. Т. 97. Кн. 3-4. Геол. вып. 8-9.

Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 32-63.

Завадовский В.М. Стратиграфия пермских отложений Омолоно-Гижигинского района // Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Докл. Магадан, 1959. С. 180-185.

Завадовский В.М. Новая схема стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР // Мат-лы по геол. и полез. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1960. Вып. 4. С. 186-187.

Залесский М.Д. Распространение ископаемой флоры, родственной гондванской, в пределах северной части Евразии // Изв. А.Н. СССР. Сер.7. Отд. физ.-мат. наук. № 9. С. 920-927.

Игнатьев В.И. Тектоно-стратиграфический анализ верхнепермских отложений Русской платформы // Мат-лы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во Каз. гос. ун-та, 1977 С.. 53-70

Караваева Н.И. Обоснование вспомогательных биостратиграфических подразделений в опорном разрезе перми Омолонского массива. Слои с фораминиферами // Опорный разрез перми Омолонского массива. Тр. МСК. Т.21. 1990. С. 118-126.

Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.

Карагодин Ю.Н. Региональная стратиграфия. М.: Недра, 1985. 179 с.

Кашик Д.С. Циклостратиграфическое расчленение опорного разреза Омолонского массива // Опорный разрез перми Омолонского массива. Тр. МСК. Т. 21. 1990. С. 96-101.

Кашик Д.С. Опорный разрез перми по ручью Водопадному // Опорный разрез перми Омолонского массива. Тр. МСК. Т. 21. 1990а. С. 23-64.

Клец А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего палеозоя северной части Хабаровского края. Автореф. дисс. М. 1988. 25 с.

Клец А.Г. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция.

Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Некрасов А.Н. и др. Новые данные по биостратиграфии и литологии пермских отложений Западного Верхоянья // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 223-227.

Кутыгин Р.В. Гониатиты пограничных отложений нижней и верхней перми Северо-Востока России. Автореф. дисс. Якутск, 1999. 26 с.

Лазарев С.С. Особенности типизации в стратиграфической классификации // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 91-104.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1. 530 с.; 1974. Т. 2. 486 с.

Лихарев Б.К. Основное деление пермской системы в СССР // Стратиграфия СССР. Пермская система. М.: Недра, 1966. С. 13-38.

Ложкина Н.В., Кашик Д.С., Миклухо-Маклай О.А. Петромагнетизм и палеомагнитная характеристика опорного разреза по ручью Водопадному // Опорный разрез Омолонского массива. Тр. МСК. Т. 21, 1990. С. 155-166.

Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 214 с.

Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит // Тр. ГИН АН СССР. Т. 65. 1962. 375 с.

Морозова И.П. Позднепалеозойские мшанки Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1981. 118 с.

Муромцева В.А. (ред.) Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики. Л: Недра, 1984. 154 с.

Опорный разрез перми Омолонского массива // Тр. МСК. Т. 21. 1990. 199 с.

Решения межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан. 1978. 192 с.

Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 155-178.

Соколов Б.С. Об основах стратиграфической классификации // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 7-11.

Соломина Р.В. К стратиграфии пермских отложений Южного Орулгана // Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. Л., 1969. Вып. 27. С. 9-16.

Соломина Р.В. Новые брахиоподы перми Верхоянья // Палеонтол. журн. 1988. № 1. С. 40-49.

Соломина Р.В., Астафьева-Урбайтис К.А. Биостратиграфия пермских отложений восточной части Хараулахских гор и Северного Орулгана (Северное Верхоянье) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 5. С. 64-73.

Степанов Д.Л. Об основных принципах стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 10. С. 103-114.

Стукалина Г.А. Характеристика пелагических криноидей рода Neocamptocrinus из пермских отложений Северо-Востока СССР // Опорный разрез перми Омолонского массива. Тр. МСК. Т. 21. 1990. С. 134-142.

Тихвинская Е.И. Стратиграфия красноцветных пермских от-

ложений востока Русской платформы // Уч. зап. Каз. гос. ун-та. Т. 106. Кн. 4. 1948.

Устрицкий В.И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики. Л.: Недра, 1971. 280 с.

Халфин Л.Л. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980 200 с.

Хедберг Х.(ред.). Международный стратиграфический справочник. М.: Мир. 1978. 225 с.

Черняк Г.Е. Проект унифицированной схемы стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Востока СССР // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1975. С. 5-25.

Чувашов Б.И. Артинский ярус нижней перми. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. 63 с.

Шиндевольф О.Г. Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975. 135 с.

Karavaeva N. I. Significance of smaller foraminifera in subdivision of permian deposits in the northeastern USSR // Occasional Publications ESRI, New Series, № 9A-B. P. 61-62.

5.2. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области

На основании анализа этапности развития планктонных фораминифер детализирована зональная шкала палеоцена-эоцена Крымско-Кавказской области (29 подразделений – зон, подзон и слоев вместо 17 единиц). Границы биостратонов определяются уровнями появления и исчезновения видов. По этим датировочным уровням произведено сопоставление предлагаемой и стандартной (Berggren et al., 1995) зональных шкал и намечны границы отделов, подотделов и ярусов в общей и региональной стратиграфических схемах нижнего палеогена. С учетом этапности развития планктонных фораминифер и палеосреды обосновано выделение подъярусов.

The modern planktonic zonal scale of Lower Paleogene of Crimea-Caucases are have been detaled on the base of phylogenetic and event evolution of them (29 units insted 17). The biostratigraphycal boundaries are determined datum-plaines of appearences and disappearences of the stratigraphical important species. The standart and offered shemes are correlated.

Со времени опубликования статьи В.В. Меннера и Ю.Б. Гладенкова (1986), в которой было показано, что для прогресса стратиграфических и геологических работ необходима разработка детальных (инфразональных) стратиграфических шкал, прошло почти пятнадцать лет. Однако проблема создания дробных инфразональных шкал не только не отпала, но приобрела еще большую актуальность в связи с углублением и расширением стратиграфических и геологических исследований.

В данной статье сделана попытка обоснования дробной стратиграфической схемы нижнего палеогена (палеоцен-эоцена) Крымско-Кавказской области, обозначить новые подходы к выделению границ ярусов и подотделов, а также предложить подъярусное деление для всех ярусов (кроме приабонского). Предлагается новая версия зональной шкалы по планктонным фораминиферам гораздо более детальная, чем ныне действующая схема палеогена, принятая более десяти лет назад для юга бывшего СССР (Решения... Постановления МСК, 1989). По датировочным уровням появления и исчезновения планктонных фораминифер произведено сопоставление стандартной зональной шкалы (Berggren et al., 1995) и предлагаемой схемы.

Зональная шкала Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам вырабатывалась в течение более полувека усилиями известных специалистов (Субботина, 1936, 1939, 1947, 1953, 1960; Шуцкая, 1970; Леонов, Алимарина, 1961, 1964; Коровина, 1970; Крашенинников, Птухян, 1973; Крашенинников, Музылев, 1975; Бугрова, 1986, 1988; Бугрова и др., 1988).

Эта шкала и описание планктонных фораминифер российскими учеными (Субботина, 1947, 1953; Морозова,1957, 1958, 1961; Халилов, 1956, 1967) были в определенной степени пионерскими, и не случайно В. Берггрен, который неоднократно посещал Советский Союз, чтобы познакомиться с работами по стратиграфии палеогена и коллекциями планктонных фораминифер, отметил первенство наших исследователей в создании зональной стратиграфии палеогена. Он писал, что в Советском Союзе еще до второй мировой войны начали создаваться первые макеты зональной шкалы, а Карибская шкала, получившая в дальнейшем широкое распространение, начала разрабатываться значительно позднее – после второй мировой войны (Berrgren, Norris, 1997, p. 5). Западные специалисты, отдавая дань российским исследователям, назвали некоторые характернейшие рода планктонных фораминиферв палеогена – Subbotina и Morozovella в честь Н.Н. Субботиной и В.Г. Морозовой.

В 1963 г. в "Советской геологии" (№ 4) впервые была опубликована полная стратиграфическая схема палеогена (Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР, 1962), в которой приведена зональная шкала по планктонным фораминиферам. С небольшими изменениями шкала верхнего палеоцена-среднего эоцена этой схемы включена в ныне официально действующую стратиграфическую схему палеогена Крымско-Кавказской области (Решение... Постановления МСК, 1989, 1998). Около 20 лет тому назад В.А. Крашенинников (1982, табл. 1) произвел сопоставление Карибской и Крымско-Кавказской шкал палеогена по планктонным фораминиферам.

В конце 50-х и в 60-е годы были созданы зональные шкалы по планктонным фораминиферам по палеогену Карибского бассейна (Bolli, $1957_{1,2}$, 1966). В. Блоу (Blow, 1969) дал им нумерацию с P1 по P17. Они нашли широкое применение в практике расчленения океанических отложений палеогена тропическо-субтропического пояса (Крашенинни-

ков, 1969,1974,1982; Крашенинников, Басов, 1986; Krasheninnikov, Hall (eds), 1994; Bolli, 1966; Blow, 1969; Toumarkin, Luterbacher, 1985).

В 70-е годы и в начале 80-х годов на основании изучения планктонных фораминифер и наннопланктона в стратотипах ярусов палеогена Англо-Бельгийско-Парижского бассейна были определены их зональные объемы (Pomerol, 1981; Cavelier et Pomerol, 1986).

Единая международная ярусная шкала по палеогену была утверждена на международном Геологическом конгрессе в Вашингтоне в 1989 г (Jenkins, Luterbacher, 1992). Задачей, поставленной тогда Палеогеновой международной подкомиссией, явилось определение временных интервалов и зонального наполнения ярусов, а также установление стратотипов границ отделов, подотделов и ярусов. Если для верхней границы эоцена предложен глобальный стратотип, то для нижней таковой пока отсутствует. Граница палеоцена/эоцена является, как показал прошедший недавно международный симпозиум по палеогену в Гетеборге (июнь 1999), дискуссионной.

В 1995 г. появилась работа В. Берггрена и др. (Berggren et al., 1995) в которой предложено геохронологическое и хроностратиграфическое деление палегена на основе уточненных данных. В ней приводится палеомагнитная характеристика и длительность стратиграфических подразделений: отделов, подотделов, ярусов, зон планктонных фораминифер и наннопланктона. В частности, нижний палеоген включает детальную шкалу по планктонным фораминиферам, насчитывающую 24 биостратиграфических подразделения – зоны и подзоны. В 1997 и 1999 гг. были опубликованы сводки по стратиграфии, филогении и систематике планктонных фораминифер палеоцена (Berggren, Norris, 1997; Olsson et al., 1999). В стратиграфической части этих публикаций уточняются подходы к соотношению зонального и ярусного деления палеоцена, подчеркивается и разбирается филогения планктонных фораминифер и на этой основе дается обоснование подотделов, ярусов, зон и подзон палеоцена. В 1998 году были опубликованы схемы биогеохронологического деления и секвентной хроностратиграфии кайнозоя Европейского бассейна, в которых сопоставлены зональные шкалы по различным группам микрофоссилий и трансгрессивно-регрессивные и палеоклиматические секвенции (De Graciansky et al. (eds), 1998).

На этом фоне встает задача дальнейшей детализации зональной шкалы палеогена Крымско-Кавказской области и ее корреляции со стандартной шкалой.

В процессе создания зональной шкалы нижнего палеогена этой области различными исследователями уже предлагались внутризональные подразделения (в ранге подзон или слоев) для некоторых зон (Шуцкая, 1970; Коровина, 1970; Крашенинников, Музылев, 1975; Бугрова, 1986, 1988; Бугрова и др., 1988). Эти наработки органически вошли в предлагаемый вариант дробной шкалы.

Филогения и эволюционная этапность развития планктонных фораминифер, как основа определения крупных и мелких подразделений Крымско-Кавказской шкалы, частично рассматривались в отечественной литературе (Субботина, 1953; Шуцкая, 1958, 1965). Но сейчас ощущается необходимость усиления исследований в этом направлении. Недавно было показано, что филогенезы фораминифер (в основном бентосных) могут служить надежной основой выделения дробных верхнемеловых зон Европейской палеобиогеографической области (Beniamovskii, Kopaevich, 1996).

Зоны, ярусы и подъярусы палеогена Крымско-Кавказской области фактически соответствуют этапам и подэтапам развития палеобиоты (частью которой являются планктонные фораминиферы) и палеосреды не только этой территории, но и всей западной части Евразии. Напомним, что В.В. Меннер всегда обращал внимание на необходимость учитывать этапность развития бассейнов и биотических компонентов при региональных и глобальных стратиграфических построениях (Меннер, 1961).

Ниже мы рассмотрим предлагаемые изменения в зональной шкале по планктонным фораминиферам Крымско-Кавказской области, а затем зональный объем этапов развития этой группы и палеосреды, определяющих границы ярусов и подъярусов нижнего палеогена.

Новый вариант детальной зональной шкалы по планктонным фораминиферам нижнего палеогена Крымско-Кавказской области

На рис. 5.2.1 и 5.2.2 показано соотношение действующей схемы с 17 зональными подразделениями и предлагаемой, более детальной зональной шкалы с 29 биостратиграфическими единицами (зоны и подзоны, слои). Для оперативного удобства помимо наименования их видами-индексами они получили номер (для зон) и буквы – a, b, c (для подзон и слоев). Аббревиатура "PP" означает "планктонные зоны палеогена Крымско-Кавказской области".

Основным методическим приемом, позволившим расчленить зоны на более дробные подразделения, стал анализ моментов появления и исчезновения тех или иных видов в пределах зон. Фактически они являются слоями между датум-плайнами, и поэтому их можно именовать как "интерзоны" или "интердаты" (Меннер, Гладенков, 1986). Палеонтологические маркеры позволяют сопоставить предлагаемое зональное деление со стандартным, а также определить время датум-плайнов и биостратиграфических единиц (рис. 5.2.3 и 5.2.4).

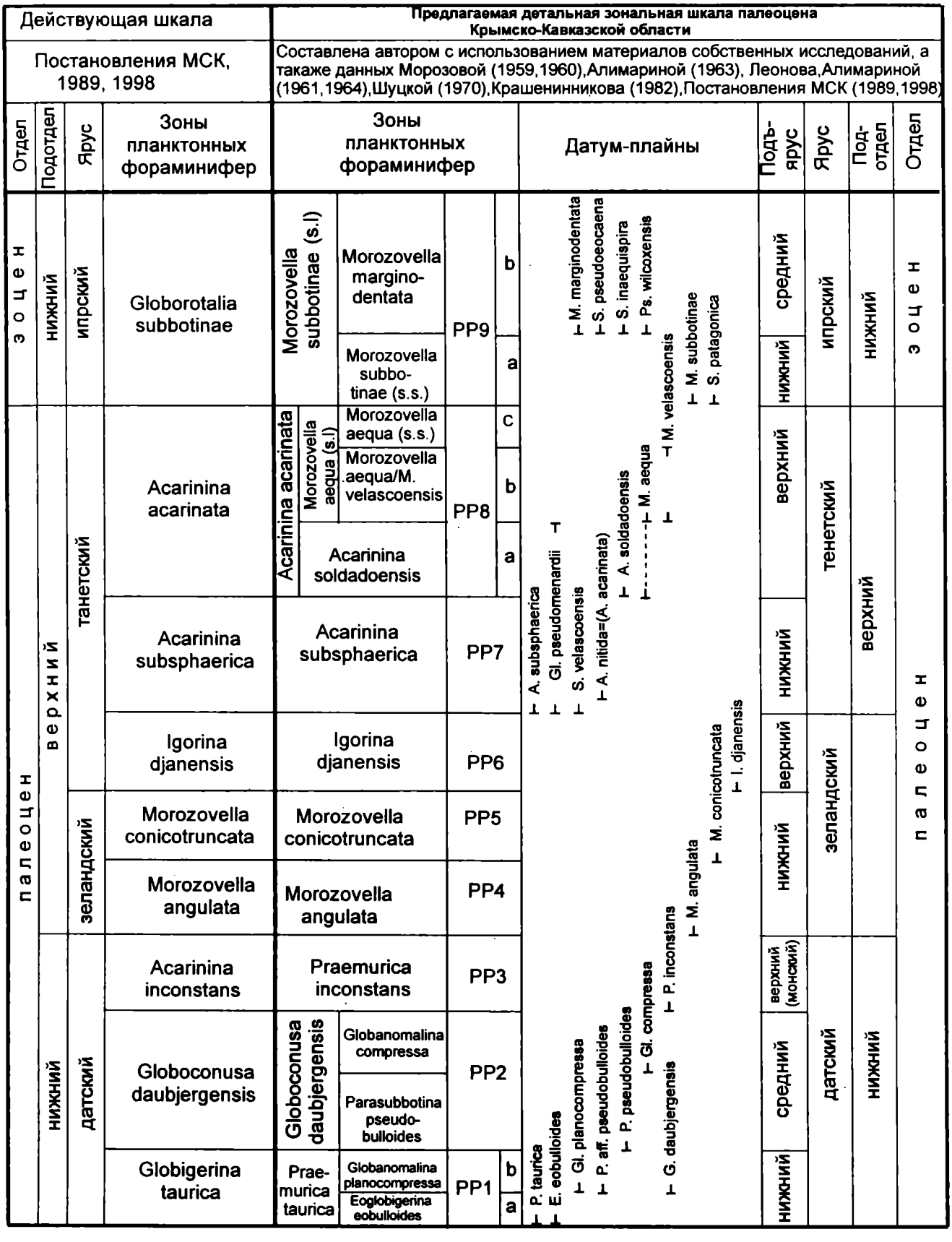


Рис. 5.2.1. Сопоставление действующей и предлагаемой шкал палеоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам

Действующая шкала эоцена	Предлагаемая детальная зональная шкала эоцена Крымско-Кавказской области
Постановления МСК, 1989,1998	Составлена автором по собственным материалам и с использованием данных Субботиной (1953,1960), Шуцкой (1970), Коровиной, (1970), Крашенинникова,Музылева (1975), Бутровой (1986,1988а,б), Бутровой и др.(1988), Постановления МСК (1964,1989,1998)

Отдел	Подотдел	Ярус	Зоны планктонных фораминифер	Зоны, подзоны планктонных фораминифер				Датум-плайны	Подъярус	Ярус	Подотдел	Отдел
эоцен	верхний	приабонский	Tutborotalia centralis	Globigerinatheca tropicalis	Subbotina gortanii/ S. ampliapertura	PP15	b	G. tropicalis, S. corpulenta, G. index, T. centralis, S. gortanii, S. aserbaidjanica, S. instabilis, S. ampliapertura, S. praebulloides, C. dissimilis		приабонский	верхний	эоцен
			Globigerina corpulenta		Globigerinatheca tropicalis /G. index		a					
			Globigerapsis tropicalis									
	средний	бартонский	Globigerina turcmenica	Subbotina turcmenica	Subbotina instabilis	PP14	b	S. australis, S. turcmenica, S. aserbaidjanica, A. rotundimarginata, S.(?) frontosa, H. liebusi, T. postcretacea	верхний	бартонский	средний	
					Subbotina aserbaidjanica		a		нижний			
			Hantkenina alabamensis	Hantkenina alabamensis; Globigerinatheca subconglobata/ Hantkenina australis	Hantkenina australis	PP13	c	G. subconglobata, S. subtriloculinoides, G. index, S. turcmenica, A. bullbrooki, H. mexicana	верхний	лютетский		
					Globigerinatheca index		b					
					Globigerinatheca subconglobata		a					
		лютетский	Acarinina rotundimarginata	Acarinina rotundimarginata	Hantkenina mexicana/ H. liebusi	PP12	b	G. micra, S. boweri, A. rotundimarginata, Cl. jarvisi, H. aragonensis, S.(?) frontosa, A. interposita, H. liebusi, H. mexicana	нижний			
					Acarinina rotundimarginata/ Subbotina ? frontosa		a					
			Acarinina bullbrooki	Acarinina bullbrooki	Clavigerinella jarvisi, Hantkenina aragonensis	PP11	b	M. caucasica, Ac. pentacamerata, G. micra, S. boweri, A. bullbrooki, Th. gr. rhori, M. lensiformis, M. formosa, M. aragonensis, A. interposita, S. turgida	верхний	ипрский	нижний	
					Acarinina bullbrooki/ Morozovella caucasica		a					
эоцен	нижний	ипрский	Morozovella aragonensis	Morozovella aragonensis	Globigerinatheka micra	PP10	c	M. subbotinae, S. patagonica, M. marginodentata, S. inaequispira, S. pseudoeocaena, Ps. willcoxensis				
					Morozovella caucasica/ Acarinina pentacamerata		b					
					Morozovella aragonensis/ Acarinina interposita		a					
			Morozovella subbotinae	Morozovella subbotinae(s.l.)	Morozovella lensiformis	PP9	c		средний			
					Morozovella marginodentata		b					
					Morozovella subbotinae (s.s.)		a		нижний			

Рис. 5.2.2. Сопоставление действующей и предлагаемой шкал эоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам

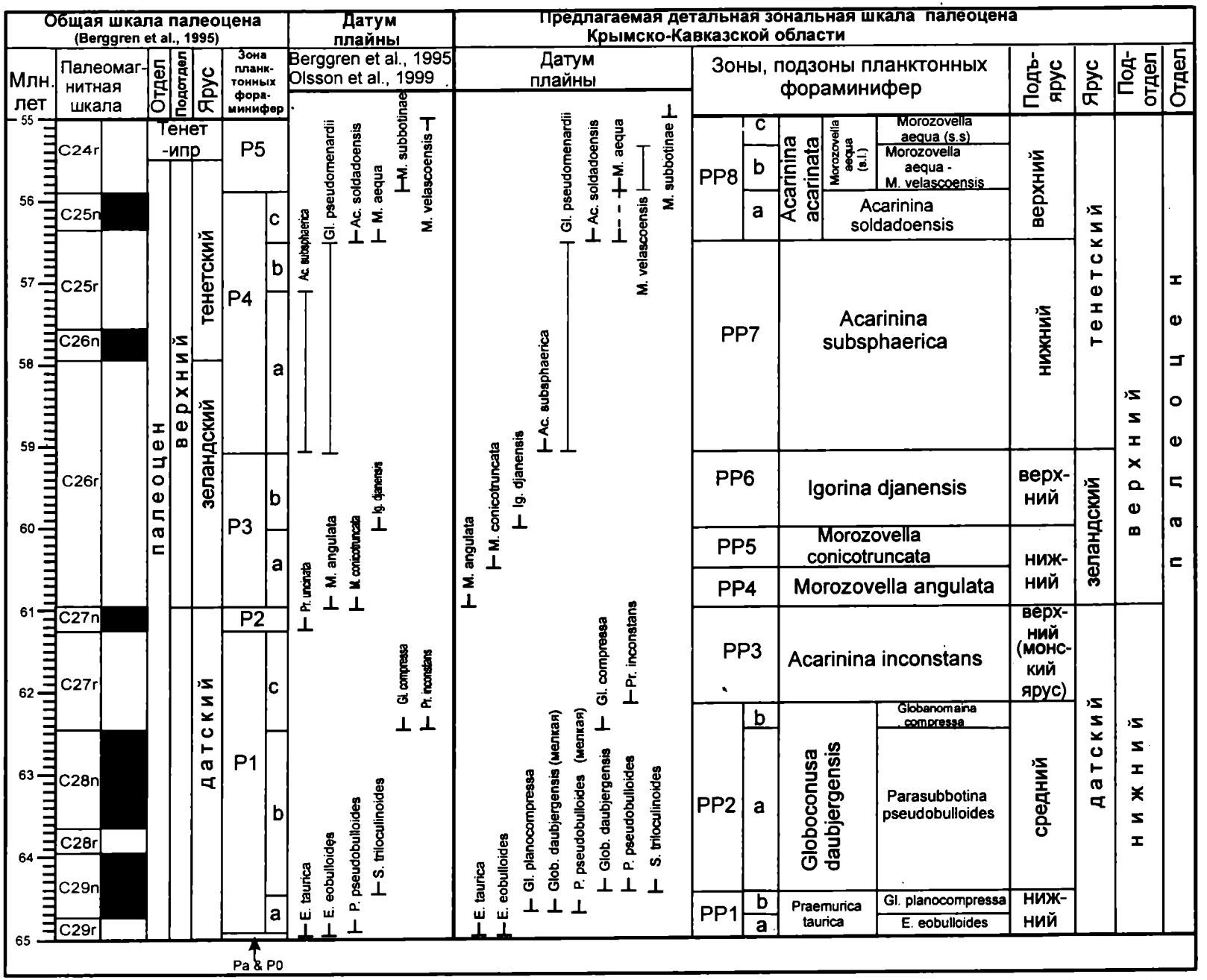


Рис. 5.2.3. Сопоставление стандартной зональной шкалы и предлагаемой схемы палеоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам.

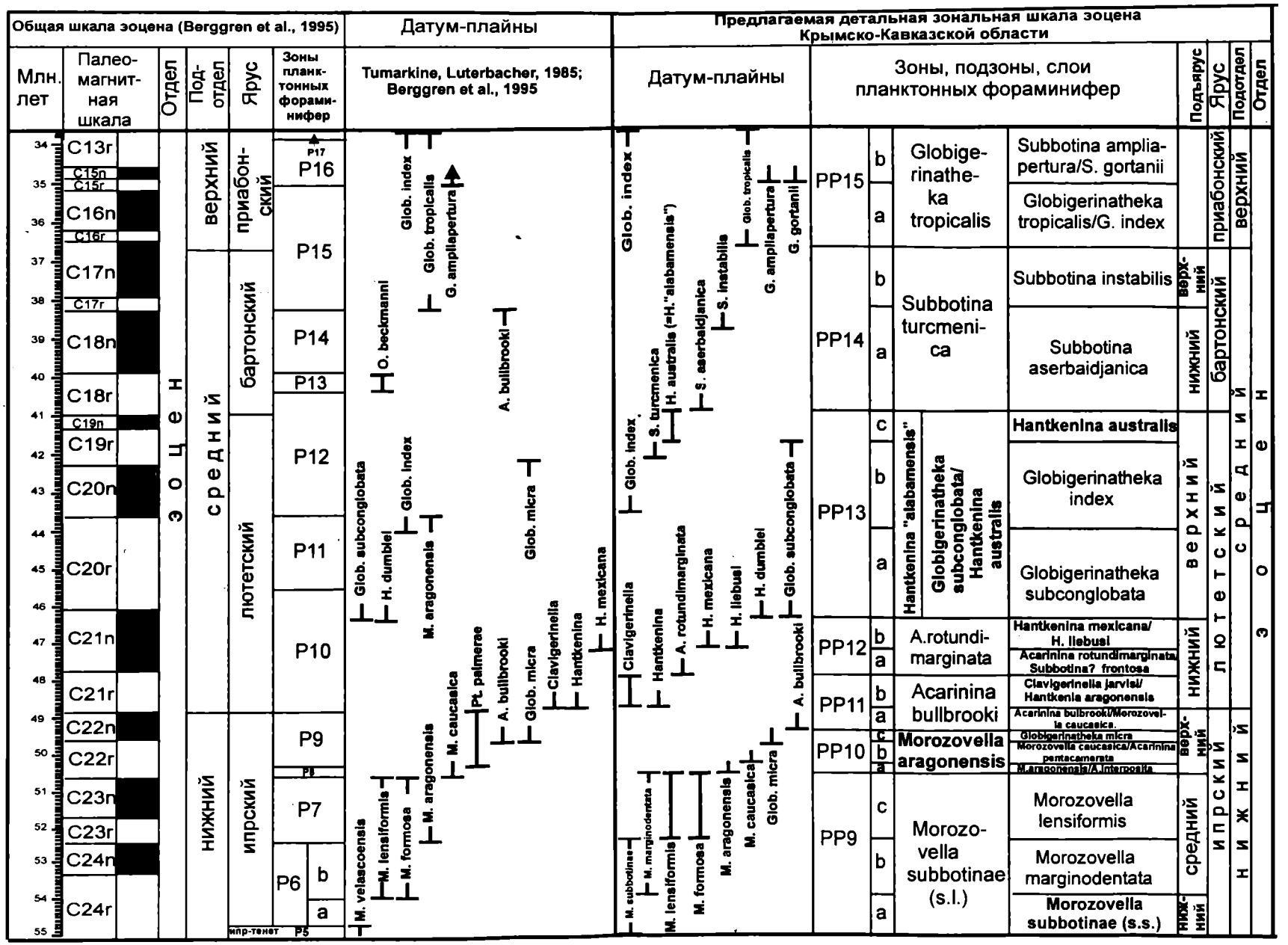


Рис. 5.2.4. Сопоставление стандартной зональной шкалы и предлагаемой схемы эоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам

Остановимся на характеристике предлагаемых изменений.

1. Нижнедатская зона Eoglobigerina taurica разделена на две подзоны. Стратотипами их являются разрезы Кошак и Кызылсай на Мангышлаке, где они детально прослежены (Pardo et al., 1999; Kopaevich, Beniamovskii, 1999).

Нижняя – Eoglobigerina eobulloides – интервал между исчезновением маастрихтских глоботрунканид и хетерохелицид и появлением *Globanomalina planocompressa (Shutsk.)* Данная подзона характеризуется мельчайшими гладкостенными раковинками еоглобигерин: *Eoglobigerina. fringa Moroz., E. eobulloides Moroz., E. trifolia Moroz., E. edita Moroz.*

Верхняя подзона Globanomalina planocompressa – это интервал между появлениями зональной формы и *Praemurica inconstans (Subb.)*. Она отличается от нижней распространением мелких глобоконуз, парасубботин, глобаномалин и продолжающимся распространением еоглобигерин. Стенки форминифер гладкие или очень нежно перфорированы. Сюда переходят все формы нижнего комплекса. Изменение состава комплекса зоны Eoglobi-gerina taurica в своей кровельной части за счет появления мелких *Subbotina triloculinoides (Plumm.), S. trivialis (Subb.), S. varianta (Subb.), Parasubbotina pseudobulloides (Plumm.), Globoconusa daubjergensis (Bronn.)* было намечено В.А. Крашенинниковым (Крашенинников, Музылев, 1975, с. 213). Им же было произведено сопоставление зоны Eoglobigerina taurica с нижней подзоной зоны Globigerina trivialis-Globoconusa daubjergensis-Globorotalia compressa схемы Е.К. Шуцкой (1970).

По уровням появления характерных видов зона Eoglobigerina eobulloides сопоставляется нами с зональным интервалом P0-P1a стандартной шкалы (рис. 5.2.3).

2. Среднедатская зона Globoconusa daubgergensis поделена в предлагаемой шкале на две подзоны.

Нижняя подзона Parasubbotina pseudobulloides – интервал между появлениями крупных экземпляров зонального вида и *Globanomalina compressa (Plumm.)* с раковинками обычных размеров и тонкоячеистой стенкой *Subbotina trivialis (Subb.), S. varianta (Subb.), Globoconusa daubjergensis (Bronn.), P. pseudobulloides (Plumm.), Globanomalina planocompressa (Schutsk.)*. Она соответствует средней подзоне зоны Globigerina trivialis – Globoconusa daubjergensis – Globorotalia compressa Е.К. Шуцкой (1970) и нижней части зоны Globigerina triloculinoides-Globorotalites pseudobulloides схемы В.А. Крашенинникова (Крашенинников, Музылев, 1975). Впервые зона Globigerina pseudobulloides-Globigerina daubjergensis была выделена В.П. Алимариной (Леонов, Алимарина, 1961) и в дальнейшем как зона G. pseudobulloides была использована ими на Кавказе (Леонов, Алимарина, 1964), а еще позднее в стандартной шкале Х. Болли (Bolli, 1966).

Верхняя подзона Globanomalina compressa (интервал между появлением зонального вида и *Acarinina inconstans (Subb.)*. Здесь начинают встречаться *Subbotina triloculinoides (Plumm.)* и *S. triangularis (White)*. Значительно реже становятся эоглобигерины, уступающие место субботинам. Увеличиваются размеры раковин *Globoconusa daubjergensis (Bronn.)*. Рассматриваемая подзона соответствует третьей подзоне выше названной зоны Е.К. Шуцкой (1970) и отвечает верхней части зоны Globigerina triloculinoides-Globorotalites pseudobulloides В.А. Крашенинникова (Крашенинников, Музылев, 1975). Впервые зона Globorotalia compressa была использована при расчленении палеоценовых отложений Монской впадины Ф. Робашински (Robaszynski, 1979).

Появление P. *pseudobulloides*, *S. trlliloculinoides* и *G. compressa* являются датировочными маркерами, позволяющими сопоставить рассматриваемую подзону с подзоной P1b и с большей частью зоны P1c стандартной шкалы (см. рис. 5.2.3)

3. Верхнетенетская зона Acarinina acarinata соответствует в предлагаемой шкале двум подзонам: нижней – A. soldadoensis и верхней – Morozovella aequa.

Нижняя граница нижней подзоны устанавливается по появлению акаринин *A. primitiva (Finl.)* и *A. soldadoensis (Bron.)*, что отвечает представлениям Е.К. Шуцкой о нижней границе зоны A. acarinata (Шуцкая, 1970, стр. 123). Зональный вид – *A. nitida (Martin) (= A.acarinata Subb.)* начинает свое развитие в предшедствующей зоне A. subsphaerica. В этой подзоне заканчивается распространение вида *Globanomalina pseudomenardi (Bolli)*. Датум-плайн *A. primitiva* и *A. soldadoensis* позволяет коррелировать нижнюю границу данной подзоны с нижней границей подзоны P4c стандартной шкалы (см. рис. 5.2.3).

Нижняя граница верхней подзоны Morozovella aequa устанавливается по массовому развитию вида-индекса, сопровождаемому расцветом морозовелл. Первым исследователем, употребившим *Morozovella aequa* в качестве вида-индекса, была В.П. Алимарина (зона группы Globorotalia aequa и группы Acarinina subsphaerica; Леонов, Алимарина, 1964). В дальнейшем зона M. aequa использовалась в схеме Е.К. Шуцкой (1970) между зонами A. Acarinata и M. subbotinae. Кстати, зона M. aequa прослежена в терминальном палеоцене Восточной Камчатки (Беньямовский, Гладенков, 1996). Э.М. Бугрова рассматривает подзону M. aequa как нижнюю подзону зоны M. subbotinae (Бугрова и др., 1988). Поскольку нижняя граница зоны M. Subbotinae проводится с момента появления зонального вида (т.е. выше, чем появленение M. aequa), то включение подзоны M. aequa в состав зоны M. subbotinae нам кажется неправомочным.

Согласно Е.К.Шуцкой (1970, с. 125) зона характеризуетя появлением и развитием новых видов среди морозовелл, акаринин и субботин *Morozovella aequa (Cushm. et Renz), M. velascoensis (Cushm.), M. acuta(Toulmin), M.wilcoxensis (Cushm.*

et Pont.), M. perclara (Loeb. et Tapp.), Acarinina pseudotopilensis Subb., A. triplex Subb., Subbotina compressaeformis (Khal.). Здесь перестают встречаться *Globanomalina pseudomenardi(Bolli)* или становятся редкими *Acarinina subsphaerica (Subb.)*,

Подзона M. aequa (s.l.) разделена нами на две части – нижнюю, слои с M. aequa/M. velascoensis acuta, и верхнюю – слои с M. aequa (s.s).

Нижние слои выделяются увеличением содержания морозовелл, среди которых в массовом числе отмечается *M. aequa (Cushm. and Renz)* и появление *M. velascoensis acuta (Toulm.)*. Стратотипом нижних слоев является сапропелевый пласт в разрезе р. Хеу Центрального Предкавказья (Музылев и др., 1996).

Верхние слои с M. aequa (s.s.) установлены в разрезе Хеу и охватывают терминальные части нальчикской свиты. Они отличаются спорадической встречаемостью вида-индекса и обеднением комплекса планктонных фораминифер.

4. Нижне-среднеипрская зона Morozovella subbotinae (s.l.) разделена на три подзоны.

Нижняя подзона M. subbotinae(s.s) – интервал от появления зонального вида до появления *M. marginodentata (Subb)* – в которой начинается распространение *M. subbotinae, Subbotina patagonica (Tod.), Acarinina camerata Khal.*, а также продолжается встречаемость ниже появившихся *Morozovella wilcoxensis, M. aequa, A. triplex, A. pseuldotopilensis.*

Средняя подзона Morozovella marginodentata – интервал между массовым присутствием вида-индекса и появлением *M. lensiformis (Subb.)* – характеризуется широким распространением *M. marginodentata и* появлением *M. formosa gracilis (Bolli)., Subbotina inaequispira (Subb.), S. pseudoeacaena (Subb.)* и *Pseudohastigerina wilcoxensis (Cushm. et Pont.).*

Нижняя и средняя подзоны фигурировали в шкалах Е.К.Шуцкой (1970) и Е.М. Бугровой (Бугрова и др. 1988) в качестве подзон зоны M. subbotinae (s.l.), а в шкале В.А. Крашенинникова в ранге зон (Крашенинников, Музылев, 1975). Датум-плайн появления *M. marginodentata* отмечен в терминальной части стандартной зоны P5 и соответсвует середине хрона 24г (54.8 млн лет).

Верхняя подзона M. lensiformis отвечает интервалу от появления зонального вида до появления *M. aragonensis (Nutt.)* и отличается распространением "конических морозовелл" – вида-индекса, *M. formosa formosa (Bolli)*, а также *Acarinina marksi (Martin)*, обилием *Pseudohastegerina wilcoxensis* и исчезновением *M. subbotinae, M. aequa, Acarinina subsphaerica.* Эта подзона рассматривалась Н.Н. Субботиной (1953) и Е.К. Шуцкой (1970) как нижняя подзона зоны M. aragonensis. В.А. Крашенинников (Крашенинников, Музылев, 1975) выделял слои с M. lensiformis на границе между зоной M. marginodentata и зоной M. aragonensis. Э.М. Бугрова (1988) включала слои с M. lensiformis в подзону M. marginodentata. Мы придерживаемся последней точки зрения – выделяем подзону M. lensiformis как верхнюю подзону зоны M. subbotinae (s.l.).

5. Верхнеипрская зона Morozovella aragonensis подразделяется на две подзоны.

Нижняя подзона M. aragonensis/Acarinina interposita (интервал между появлениями зонального вида и *M. caucasica (Glaess.)* характеризуется исчезновением морозовелл *M. lensiformis, M. formosa formosa, M. marginodentata* и появлением *M. aragonensis*, массовым развитием субботин – *S. inaequispira (Subb.), S. pseudoeocaena (Subb), S. patagonica*, акаринин – *A. interposita Subb., A. pentacamerata Subb., A. marksi (Martin), A. pseudotopilensis (Subb)* . Эта подзона соответствует средней подзоне зоны M. aragonensis по Е.К. Шуцкой (1970) и нижней подзоне по В.А.Крашенинникову (Крашенинников, Музылев, 1975), который и предложил выделять эти слои. Такой же точке зрения придерживается Э.М. Бугрова (1988). Датум-плайн исчезновения *M. lensiformis и M. formosa formosa* является важным палеонтологическим маркером, определяющим нижнюю границу зоны P8 стандартной шкалы (см. рис. 5.2.4).

Верхняя подзона Morozovella caucasica – интервал между появлениями вида-индекса и *Acarinina bullbrooki (Bolli)* – выделяется по появлению среди морозовелл *M. caucasica (Glaess.)*, субботин *Subbotina turgida (Finlay)*, первых трункаротолоидесов *Truncorotaloides ex gr. rohri (Bron.)* и продолжающей встречаемостью видов нижнего комплекса. Эта подзона аналогична верхней подзоне зоны Morozovella aragonensis Е.К.Шуцкой (1970) и Э.М. Бугровой (1988). В.А.Крашенинников называл эту подзону как подзона с Globorotalia caucasica и Acarinina pentacamerata (Крашенинников, Музылев, 1975).

В верхней части отложений подзоны M. caucasica по появлению *Globigerinatheka subconglobata micra (Schutsk.)* впервые предлагается выделять слои с этим видом-индексом. Появление *G. micra* отмечалось Е.К. Шуцкой (1958) в терминальной части зоны M. aragonensis (s.l.) Центрального Предкавказья и Восточного Крыма, а также фиксируется в одновозрастных отложениях Южноэмбинского района Восточного Прикаспия. Датум-плайн этого вида отвечает верхней части зоны нижнеэоценовой зоны P9 вблизи ее верхней границы (Toumarkine, Luterbacher, 1985). Стратотипом данных слоев является нижняя часть черкесской свиты разреза р. Хеу Предкавказья.

В более северных районах Восточного Перитетиса (северная периферия Прикаспия), где распространены карбонатно-терригенные и терригенные фации и отсутствуют тропические морозовеллы, зоне M. aragonensis соответствует местная зона Subbotina turgida (Беньямовский, 1994).

6. Верхнеипрская-нижнелютетская зона Acarinina bullbrooki поделена на две части, согласно сделанным ранее предложениям: на нижнюю подзону A. bullbrooki/Morozovella caucasica (Крашенинников, Музылев, 1975) и верхнюю подзону с Clavi-

gerinella jarvisi/Hantkenina aragonensis (Бугрова, 1986, 1988).

Нижняя подзона – это интервал между появлением *Acarinina bullbrooki (Bolli)* и *Hantkenina aragonensis Nutt.* , *Clavigerinella jarvisi (Cushman et Berm.)* характеризуется массовой встречаемостью зонального вида и *Subbotina boweri (Bolli),* сюда переходят все виды из подстилающих отложений. Вид-индекс данной подзоны *A. bullbrooki* типичен для верхнеипрской стандартной зоны P9 (Toumarkine, Luterbacher, 1985; Berggren et al., 1995), с верхней частью которой коррелируется рассматриваемая нижняя подзона.

Верхняя подзона, отвечающая интервалу между появлениями *Hantkenina aragonensis, Clavigerinella jarvisi* и *Acarinina rotundimarginata (Subb.),* прослежена в некоторых разрезах Центрального Предкавказья, Красноводского п-ова и Прикарабогазья (Бугрова, 1986; 1988). Ее характеризует первое появление тропических клавигеринелл и ханткенин. Стратиграфический уровень появления первых представителей родов *Clavigerinella* и *Hantkenina* принимается за границу зон P9/P10 (49 млн лет), а также нижнего/ среднего эоцена в стандартной шкале (Toumarkine, Luterbacher, 1985; Berggren et al., 1995; De Graciansky, 1998).

7. Проведенные в последние годы исследования по разрезам палеогена юго-запада Прикаспийской впадины, п-ова Бузачи, Центрального Предкавказья и Бахчисарайского района юго-западного Крыма показали двухчленность строения зоны A. rotundimarginata (Беньямовский, 1995). Нижнелютетская зона Acarinina rotundimarginata разделена на две подзоны – нижнюю A. rotundimarginata/Subbotina? frontosa и верхнюю Hantkenina mexicana/H. liebusi. Стратотипом рассмотренных подзон является разрез Хеу (терминальная часть черкесской свиты и базальные слои керестинской свиты).

Нижняя подзона – интервал между появлением *A. rotundimarginata* и *Hantkenina mexicana, H. liebusi* характеризуется продолжением распространения видов предшествующей зоны A. bullbrooki, а также появлением зонального вида и *Subbotina? frontosa, S. fraudulenta (Kopaev.), S. discorda (Kopaev.).*

Верхняя подзона, которая отвечает промежутку между появлением *Hantkenina mexicana Cushm., H. liebusi* и *Globigerinatheka subconglobata subconglobata (Schutsk.),* выделяется появлением низкоширотных тропических ханткенин.

8. Верхнелютетская зона Hantkenina "alabamensis" соответствует в предлагаемой шкале зоне Globigerinatheka subconglobatus/ H. australis см. (рис. 5.2.2 и 5.2.4). Ревизия видов рода *Hantkenina*, встреченных в изученном материале, показала, что форма, определявшаяся как *H. alabamensis Cushm* (Субботина, 1953), на самом деле принадлежит виду *H. australis Finlay., 1930.* Характерными видами данной зоны являются глобиге–массовые *Hantkeniana australis (Finlay)(= H. "alabamensis")* и единичные *H. dumblei Wenz. et Applin* (Шуцкая, 1970; Крашенинников, Музылев, 1975; Бугрова, 1988). В результате исследований отложений данной зоны в разрезах на огромной части Крымско-Кавказской области (Бахчисарайский район, Предкавказье, юг Скифской плиты, Южная Эмба, п-ов Бузачи, Западное Приаралье и юго-западный Копет-Даг) были установлены три последовательных датировочных уровня развития комплекса зоны H. "alabamensis". Начало рассматриваемого интервала характеризуется появлением глобигеринатек *G. subconglobata*, затем следующего вида рода *Globigerinatheka – G. index* и заканчивается временем появления и массового развития *Hantkenina australis* (*=H. "alabamensis*"). На основании отмеченных датум-плайнов зона Globigerinatheka subconglobа/ H. australis (= зоне H. "alabamensis") разделена на три более мелких подразделений – подзон (снизу вверх): 1) Globigerinatheka subconglobatus, 2) G. index и 3) Hantkenina australis (=H. "alabamensis") (Беньямовский, 1995). Два из "держащих зону видов" – *Globigerinatheka subconglobata* и *Hantkenina australis (=H. "alabamensis")* приведены в качестве видов-индексов. Заметим, что ранее зона Hantkenina "alabamensis" именовалась этими же видами-индексами – *Globigerinoides subconglobatus* и *H. "alabamensis"* (Советская геология, № 4, 1963; Шуцкая, 1970). По существу, в рассматриваемой шкале предлагается вернуться к варианту 60-х годов, только с уточненной диагностикой ханткенин.

Стратотипами нижней, средней и верхней подзон служит разрез в 2-х км к северу от г. Бахчисарая вдоль шоссе Симферополь–Ялта. Нижние две подзоны выделены в средней и верхней частях керестинской свиты, а верхняя в базальной части кумской свиты. Здесь уместно вспомнить высказывания В.В. Меннера (1983, с. 11) по поводу значимости Бахчисарайского разреза для стратиграфии палеогена Крымско-Кавказской области, заметившего, что «было бы полезно.... более четко охарактеризовать выделенные в нем подразделения», так как в разрезе «при небольшой мощности и четкой последовательности выделяются почти все подразделения палеогена, прослеживающиеся в умеренном поясе почти глобально». Следуя рекомендациям нашего учителя, мы демонстрируем достоинства Бахчисарайского разреза для детализации и уточнения зонального и ярусного деления не только палеоцена (Найдин, Беньямовский, 2000), но и для эоцена. Этот разрез мы предлагаем в качестве эталонного для определения положения границы лютета/ бартона и стратотипов зон и подзон верхнего лютета-приабона во внетропической области северного полушария.

В северных районах Прикаспийской впадины с карбонатно-терригенным и терригенным типом осадконакопления, где отсутствуют зональные виды, зоне Globigerinatheka subconglobata/ Hatkenina australis (=зоне H. "alabamensis") соответствует местная зона Subbotina subtriloculinoides.

В комплексе нижней подзоны продолжают свое

распространение виды нижележащих отложений. К ним, помимо вида-индекса, присоединяются *Subbotina subtriloculinoides (Khalilov)*, мелкие формы которые начинают встречаться в предшествующей зоне, и *Truncorotaloides topilensis (Cushm.)*.

Средняя подзона определяется появлением *G. index (Finlay)* – следующего после *G. subconglobatus* вида в филогенетическом развитии рода *Globigerinatheka*. Для подзоны характерно появление более продвинутых в своем филогенетическом развитии ханткенин *Hantkenina dumlei Wein. et Appl.*, а в верхах данной подзоны начинают встречаться *Subbotina turcmenica (Khal.)*.

Комплекс верхней подзоны довольно резко отличается от ассоциаций нижних двух подзон тем, что здесь, во-первых, вновь появляются в значительном количестве новые ханткенины *H. australis (=H. "alabamensis")* и резко увеличивается численность экзепляров вида *S. turcmenica*, а во-вторых, исчезают глобигеринатеки и некоторые субботины *S. frontosa, S. subtriloculinoides*.

Появление *Globigerinatheka subconglobatus* и *G. index* являются палеонтологическими маркерами, позволяющими сопоставить зону Globigerinatheka subconglobatus/ Hatkenina australis(=зоне H. "alabamensis") с зонами стандартной шкалы. Так, начало этой зоны совмещается с датум-плайном *G. subconglobata* (рис. 5.2.4), что соответствует середине зоны P10, а появление *G. index* фиксируется в терминальной части зоны P11 (Toumarkine, Luterbacher, 1985). Таким образом, можно говорить о соотношении зоны Globigerinatheka subconglobata/Hatkenina australis(=зоне H. "alabamensis") и стандартных зон (отталкиваясь от палеонтологических маркеров): рассматриваемая зона Крымско-Кавказской шкалы занимает объем в стандартной шкале от середины зоны P10 до середины зоны P12.

9. Бартонская зона Subbotina turcmenica включает в рассматриваемой шкале две подзоны – нижнюю S. aserbaidjanica и верхнюю – S. instabilis, что уже предлагалось Э.М. Бугровой (1988) . Зону S. instabilis выделила впервые Г.М. Коровина (1970) в верхней части кумского горизонта.

Нижняя граница зоны Subbotina turcmenica проводится по исчезновению *Hantkenina australis (H. "alabamensis")*. Здесь в обилии встречаются псевдохастигерины, акарининны (среди которых наиболее массовая *A. rugosoaculeata Subb.)* и различные субботины, среди которых отмечается вид-индекс нижней подзоны – S. *aserbaidjanica (Khalilov)*.и перешедшие сюда снизу *S. pseudoeoecena, S. inaequispira, S. ratusa (Kop.)*, так и впервые появившиеся – *S. praebulloides Blow, S. incretacea Khalil., S. instabilis (Kor.)., Catapsidrax dissimilis (Cushm. et Berm.)*. Датум-плайн первого массового появления *Catapsidrax dissimilis* отмечается в бартонских зонах P13 и P 14 (Toumarkline, Luterbacher, 1985).

Нижняя граница верхней подзоны Subbotina instabilis устанавливается по исчезновению *S. aserbaidjanica*, резкому уменьшению (или исчезновению) типичных *Subbotina turcmenica*, "измельчанию" комплекса, появлению массовых экземпляров вида-индекса и представителей тенюителл – *Tenuitella postcretacea (Mjatl)*.

10. В приабонском ярусе выделена одна зона Globigerinatheka tropicalis, поделенная на нижнюю подзону G. tropicalis/G. index и верхнюю подзону Subbotina gortanii-S. ampliapertura, что соответствует зональному делению зоны G. tropicalis, предложенно Э.М. Бугровой (1988).

Нижняя граница нижней подзоны устанавливается по появлению видов-индексов и значительного числа новых форм, которые обладают более крупными и массивными раковинами по сравнению с раковинками видов предшедствующего комплекса *Subbotina cryptomphala (Glessner) (= S. corpulenta (Subb.), S. galavasi Berm., S. rubriformis (Subb.), Subbotina yeguaensis (Weinz. et Appl.), S. eocaena (Guemb.), S. angiporoides (Hornb.), Turborotalia cerroasulensis pomeroli (Toumarkine et Bolli) (= T. centralis Cushm. et Berm.)*.

Нижняя граница верхней подзоны определяется появлением видов- индексов *Subbotina gortanii (Barset.)* и *S. ampliapertura (Bolli)*. Первый вид свойствен эоценовой группировке видов, а второй к олигоценовой. Подобные ассоциации планктонных фораминифер отнесены В.А. Крашенинниковым (Крашенинников, Музылев, 1975) к зоне Globigerina gortanii-Globorotalia centralis самой верхней части эоцена. Для нее помимо появления олигоценовых элементов свойственно исчезновение или редкая встречаемость глобигеринатек.

Ниже на основе детальной зональности будет рассмотрена этапность развития планктонных фораминифер и палеобассейнов, определявшая ярусное и подъярусное деление нижнего палеогена не только Крымско-Кавказской области, но и остальной части Перитетиса и Западной Евразии.

Этапность развития планктонных фораминифер и палеобассейнов как основа ярусного и подъярусного деления

Мы разделяем точку зрения, согласно которой основной единицей международной или общей шкалы является ярус, а не зона (Найдин, Беньямовский, 1988).

Но помимо ярусов в предлагаемой схеме впервые вводится еще и подъярусное деление всех ярусов (кроме приабонского). Деление на подъярусы, является дополнительным и вполне допускаются Стратиграфическим Кодексом (1992, ст. *11.4.*). Оно обосновывается прослеживаемыми в Крымско-Кавказской области (да и в других регионах Перитетиса) определенными изменениями в биоте и палеосреде, происходящими в течение века.

Стратиграфические единицы детальной схемы Крымско-Кавказской области отражают этапы и подэтапы филогенетического развития планктонных фораминифер и палеосреды. Тесная "увязка" стандартной схемы Берггрена и др. (Berggren et al., 1995) с предлагаемой схемой дает возможность однозначно проводить ярусные границы.

Датский ярус подразделяется на три подъяруса: нижний – зона Eoglobigerina taurica, средний – зона Globoconusa daubjergensis и верхний подъярус (монский ярус в понимании некоторых специалистов; Найдин, Беньямовский, 1988, 1989, 2000) в объеме зоны Praemurica inconstans. Каждому подъярусу соответствует этап эволюционного развития планктонных фораминифер и палеосреды.

Нижний даний (зона E. taurica) – **первый** (эоглобигериновый) этап, который был очень коротким (0,1 млн лет). В течение этой фазы появляются первые представители палеоценовых родов *Euglobigerina, Globanomalina, Praemurica, Parasubbotina, Subbotina, Globoconusa.* Отложения нижнего дания сохранились в отдельных наиболее полных разрезах.

Средний даний (зона Globoconusa daubjergensis) – **второй** (глобоконузовый) этап был весьма продолжительным (~3.7 млн лет) и отмечен массовым распространением ячеистых *Subbotina,* тонкошиповатых форм *Globoconusa, Praemurica,* килеватых гладкостенных *Globanomalina.* Причем, *Gl.. compressa (Plum.)* является эволюционным потомком в филогенетическом развитии группы *Globanomalina (Globorotalia) planocompressa* (Шуцкая, 1965).

Верхний даний (зона Praemurica inconstans) – **третий** (премуриковый) этап продолжительностью ~ 1 млн. лет отличался увеличением массовости и видового разнообразия родов *Subbotina* и *Praemurica,* появлением первых морозовелл.

Зеландский ярус подразделяется на два подъяруса.

Нижнезеландскому подъярусу (зоны M. angulata и M. conicotruncata). отвечает **четвертый** (морозовелловый) этап (~1 млн лет). Он ознаменовался развитием родов *Morozovella и Acarinina* и исчезновением родов *Praemirica* и *Eoglobigerina.* Это были настолько резкие изменения среди планктонных фораминифер, что они положены в основу разделения нижнего и верхнего подотделов палеоцена.

Вехнезеландскому подъярусу (зона Igorina tadjikistanensis djanensis) соответствует **пятый** (игориновый) этап развития планктонных фораминифер и бассейнов, равный по продолжительности предыдущему этапу. Он характеризовался появлением рода *Igorina,* а также продолжающимся развитием субботин, акаринин, глобаномалин.

Граница зеландия и тенета проводится по подошве зоны Acarinina subsphaerica, как это предлагается в работе В. Берггрена и Р. Норриса (Berggren, Norris, 1997, text-figure 6).

Тенетский ярус на основании этапности развития планктонных фораминифер и палеосреды разделяется на два подъяруса.

Нижний подъярус (зона Acarinina subsphaerica) – **шестой** этап (сферических акаринин) выделяется появлением разнообразных сферических акаринин A. acarinata, A. subsphaerica, A. mckannai, а также продолжением филогенетического развития субботин, глобаномалин и морозовелл (~ 2,7 млн лет).

Верхний подъярус (зона A. acarinata) – **седьмой этап** (конических морозовелл и коробчатых акаринин) длительностью ~ 1,3 млн лет. Виды *A. primitiva* и *A. soldadoensis* составляют последнее звено в палеоценовом отрезке филогенетического развития акаринин (Berggren, Norris, 1997; Olsson et al., 1999). Подзона M. aequa представляет особую фазу развития планктонных фораминифер, о чем в свое время писала Е.К.Шуцкая (1970, с. 125). Он характеризуется появлением новых видов среди морозовелл, акаринин и субботин, которые получают широкое распространение в эоцене.

Ипрский ярус поделен на три подъяруса: нижний в объеме подзоны Morozovella subbotinae (s.s), средний (подзоны M. marginotruncata и M. lensiformis) и верхний подъярус в объеме зоны M. aragonensis и подзоны A. bullbrooki/ M. caucasica . Этим подъярусам отвечают этапы и подэтапы развития планктонных фораминифер и палеогеографической обстановки.

Нижнему и среднему ипру соответствует **восьмой** этап (~ 4,6 млн лет), который мы вслед за Н.Н. Субботиной (1953) называем интервалом "уплощенных морозовелл". Намечается три стадии. Раннеипрская фаза (~ 0,7 млн лет) характеризовалась появлением новых субботин и морозовелл. Следущая стадия – начало среднего ипра – ознаменовалась появлением многочисленных псеидохастигерин, новых морозовелл, обладавших более массивной раковиной *Morozovella marginodentata, Morozovella kajmatica (Schutsk. et Schwemb.), M. formosa gracilis (Bolli)* и группы субботин *S. inaequispira, S. pseudoeocaena pseudoeocaena.* Завершающая фаза – конец среднего ипра – характеризовалась появлением первых "конических" морозовелл *M. lensiformis, M. formosa formosa Bolli..*

Верхнему ипру (зона M. aragonensis) отвечает **девятый** этап развития планктонных фораминифер и палеосреды, который Н.Н. Субботина (1953) назвала "зоной конических глобороталий" (~ 1 млн лет). В эволюционном развитии "конических" морозовелл этого этапа отчетливо проступают два филогенетических уровня – M. aragonensis и M. caucasica. Вид *Globigerinatheka subconglobata micra* является первой предковой формой филогенетического "древа" *Globigerinatheka* (Шуцкая, 1958).

Граница ипрского и лютетского ярусов в предлагаемой схеме проведена не по подошве зоны Acarinina bullbrooki (как в действующей схеме), а в ее верхней части – по подошве подзоны Clavigerinella jarvisi/ Hantkenina aragonensis, что соответствует положению этой границы в стандартной шкале.

Лютетский ярус подразделяется в пред-

лагаемой схеме на нижний (подзона Clavigerinilla jarvisi/Hantkenina aragonensis и зона A. rotundimarginata) и верхний подъярус (зона Globigerinatheka subconglobata/Hantkenina australis = зоне H. "alabamensis").

Позднеипрский-раннелютетский **десятый** (ханткенино-акарининовый) **этап** (зона A. bullbro-oki и зона A. rotundimarginata; ~ 2,3 млн лет) отвечает "зоне акаринин" Н.Н. Субботиной (1953) и характеризуется широким распространением акаринин, среди которых важную стратиграфическую функцию выполняют A. bullbrooki и A. rotundimarginata. Этот этап распадается на четыре подэтапа, отвечающих различным температурным (палеоклиматическим флуктуациям), изменениям в режиме осадконакопления и трансгрессивно-регрессивным эвстатическим циклам.

Первый подэтап (терминальный ипр ~ 0,7 млн лет; подзона A. bullbrooki\M. caucasica) отвечает фазе продолжающегося накапливания циклических сапропелитов в условиях некоторого понижения температур водной массы.

Второй подэтап (самое начало раннего лютета – подзона Clavigerinella jarvisi/ Hantkenina aragonensis, ~ 0,5 млн лет) – эпизод миграции тропических клавигеринелл и ханткенин в средние широты, отвечающей фазе потепления поверхностных вод Крымско-Кавказской области в самом начале лютета. В эту фазу прекращается образование темноцветных сапропелитов.

Третий подэтап (начало раннего лютета – подзона A. rotundimarginata/ Subbotina? frontosa, ~ 0,5 млн лет) отвечает кратковременному пессимуму, приведшему к похолоданию поверхностных вод и "уходу" тропических клавигеринел и ханткенин из Крымско-Кавказской области.

Наконец, последний – четвертый подэтап (конец раннего лютета - подзона Hantkenina mexicana/H. liebusi ~ 0,5 млн лет), когда вновь наступила кратковременная фаза климатического оптимума, повышения температурного градиента морских вод и, как следствие, вторичного появления в Крымско-Кавказкой области тепловодных ханткенин.

Верхнелютетскому подъярусу (зона Globigerinatheka subconglobata/Hantkenina australis = зоне H. "alabamensis") отвечает **одиннадцатый** (ханткенино-глобигеринатековый) **этап** развития планктонных фораминифер и палеосреды (~ 5,5 млн лет). Во время начального подэтапа продолжилось филогенетическое развитие глобигеринатек (появление в начале этого этапа G. subconglobata, а в середине его потомка – G. index), а также субботин. Поскольку глобигеринатеки являются индикаторами среднеширотных, а не низкоширотных обстановок (Premoli Silva, Boersma, 1988), то это была в общем фаза похолодания, но периодически появляющиеся здесь тропические трункоротолоидесы *T. topilensis (Cushman)* и ханткенины показывает на непостоянство температурных условий.

Завершающая стадия рассматриваемого этапа (подзона H. australis ("alabamensis") характеризовалась исчезновением глобигеринатек, некоторых субботин и массовым появлением ханткенин – *H. australis = H. "alabamensis"*. Эти ханткенины отражают начало процесса аноксизации бассейна, поскольку ханткенины являются как тепловодными, так и анаэробными индикаторами (Boersma et al. 1987).

Граница лютета и бартона проведена не по подошве зоны Globigerinatheka subconglobata/Hantkenina australis (=зоне H. "alabamensis"), как в ныне действующей схеме Крымско-Кавказской области (Постановления МСК, 1989), а по ее кровле, что близко к положению границы лютет/бартон в стандартной схеме (Berggren et al., 1995). Напомним, что лютетский ярус самый продолжительный ярус нижнего палеогена (7,7 млн лет), а бартонский почти в два раза короче (3,7 млн лет). Если зону Globigerinatheka subconglobata/ Hantkenina australis (=зоне H. "alabamensis") продолжительностью в ~ 5,5 млн лет относить к бартонскому ярусу (как в действующей шкале), то продолжительность бартонского яруса возрастет более чем в два раза, а лютетского, наоборот, станет в два раза короче, что противоречит данным о длительности этих ярусов.

Бартонский ярус подразделяется в предлагаемой шкале на два подъяруса – нижний (подзона Subbotina aserbaidjanica) и верхний подъярус (зона S. instabilis). Каждому подъярусу отвечает этап развития планктонных фораминифер и палеосреды.

Нижнебартонский **двенадцатый** (псеидохастигерино- субботиновый) **этап** (~ 3,8 млн лет) характеризовался широким распространением субботин, псеидохастегерин и снижением роли тепловодных акаринин. Появление холодноводных катапридраксов *Catapsidrax dissimilis* и тенюител, исчезновение тепловодных глобигеринатек и ханткенин отражают климатический пессимум. Другим процессом, отличавшим данный этап, было образование обширного аноксического кумского бассейна – прототипа современного Черного моря, но гораздо обширнее.

Верхнебартонский (тенюителловый) **тринадцатый этап** (~1,8 млн лет) характеризовался исчезновением акаринин, крупных субботин и широким распространением мелких псеидохастигерин, тенюителл и субботин, свидетельствующими о максимуме похолодания, на фоне которого продолжалась аноксическая обстановка кумского бассейна.

Приабонскому ярусу (зона Globigerinatheka tropicalis) отвечает **четырнадцатый** (глобигеринатеко-субботиновый) **этап** (~ 3,1 млн лет). О более теплых условиях обитания фораминифер по сравнению с предшедствующим свидетельствует массивность и крупный размер раковин планктонных и бентосных фораминифер в приабонских отложениях. Аноксические условия бартона сменились в приабоне аэробными. В конце

верхнеэоценового этапа температура водных масс несколько уменьшилась, что привело к сокращению числа тепловодных глобигеринатек и преобладанию субботин (подзона Subbotina gortanii/ S. ampliapertura).

Выводы

В основе зональных и внутризональных стратонов лежат филогенезы стратиграфически важных родов планктонных фораминифер. Они отражают поступательный эволюционный процесс развития палеогеновых фораминифер. Уровни появления и исчезновения руководящих таксонов и их массового развития в датское, зеландское, раннетанетское и раннеипрское время Крымско-Каказской области, на которых зиждются границы зональных, внутризональных, ярусных и подъярусных подразделений, почти полностью повторяют последовательность "биоэвентов" низкоширотного пояса. Это позволяет тесно увязать зональное деление стандартной и Крымско-Кавказской шкалы. Такая близость комплексов и последовательности смены руководящих таксонов указывает, что в отмеченные интервалы времени температурные (палеоклиматические) условия были схожими и Крымско-Кавказская область входила в северную провинцию тропического пояса Земли. В позднем ипре ситуация изменилась и отсутствие зональных видов-индексов низширотной шкалы *(Planorotalites palmerae, Hantkenina nuttalli, Globigerinatheka kugleri, Morozovell lenneri, Orbulinoides beckmanni)* не дают возможности точно установить соотношение позднеипрских, лютетских и бартонских зон Крымско-Кавказской области с зонами стандартной шкалы.

Однако в это время кратковременные фазы потепления (раннелютетские подзоны Clavigernella jarvisi/Hantkenina aragonensis и H. mexicana/H. liebusi), в течение которых в рассматриваемой среднеширотной области появлялись низкоширотные руководящие таксоны, позволяют сопоставить датировочные уровни и наметить корреляцию между шкалами.

Экосистемные и эволюционные события вкупе составили цепь неповторимых этапов и подэтапов геологической истории Крымско-Кавказской области, определивших четкое ярусное и подъярусное деление палеогена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-66494 и 00-05-64917).

Литература

Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений / Найдин Д.П, Беньямоский В.Н., Копаевич Л.Ф.М.: Изд-во МГУ, 1994. С. 90-132.

Беньямовский В.Н. Совершенствование стратиграфической схемы палеогена юга России на основе седиментационной цикличности и зональной детализации // Изв. высш. уч. зав. Гелогия и разведка. 1995. № 4. С. 3-11.

Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б. Климатические колебания и миграции палеобиоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 66-82.

Бугрова Э.М. Детализация биостратиграфического деления эоцена Красноводского полуострова и Прикарабогазья по фораминиферам // Тр. 28 сесс. ВПО. 1986. С. 41-49.

Бугрова Э.М. Корреляция эоцена Малого Балхана и Северного Кавказа по фораминиферам // Сов. геология. 1988. № 8. С. 49-55.

Бугрова Э.М., Николаева И.А., Панова Л.А., Табачникова И.П. К зональному делению палеогена южных районов СССР // Сов. геология. 1988. № 4. С. 96-107.

Коровина Г.М. Зональное деление и фациальные типы кумского горизонта верхнебодракского подъяруса верхнего эоцена Туркменистана // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 69. С. 122-128.

Крашенинников В.А. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической областей // Тр. ГИН АН СССР. 1969. 187 с.

Крашенинников В.А. Некоторые виды планктонных фораминифер из эоценовых и олигоценовых отложений Южной Армении // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 17.

Крашенинников В.А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов // Стратиграфия в исследованиях ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 162-206.

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., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана // М.: Наука, 1986. 206 с.

Леонов Г.П., Алимарина В.П. Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1964. 293 с.

Меннер В.В. Неравномерность (этпность) развития органического мира и ее значение для детальной стратиграфии // Тр. МГРИ. Геология и разведка. 1961. Т. 37. С. 177-183.

Меннер В.В. Ярусная шкала палеогена на примере Бахчисарайского разреза Крыма // Изв. высш. уч. зав. Геол. и разведка. 1983. № 11. С. 5-11.

Меннер В.В., Гладенков Ю.Б. К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5-17.

Морозова В.Г. Надсемейство Globigerinidea superfam. nov. и некоторые его представители // Докл. АН СССР. 1957. Т. 114. №5. С. 1113-1116.

Морозова В.Г. К систематике и морфологии палеогеновых представителей надсемейства Globigerinidae // Вопросы микропалеонт. 1958. Вып. 2. С. 22-52.

Морозова В.Г. Датско-монские планктонные фораминиферы юга СССР// Палеонтол. журн. 1961. № 2. С. 8-19.

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Ступин С.И. Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Вопр. микропалеонт.. 1996. Вып. 31. С. 117-127.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Ст. 1. Стратотипы ярусов палеоцена // Изв. высш. уч. зав. Геол. и разведка. 1988. ? 10. С. 3-15.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении

датского яруса. Ст. 2. Даний, монс и зеландий за пределами стратотипических районов // Изв. высш. уч. зав. Геол. и разведка. 1989. №1. С. 21-37.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеогена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. С. 65-83.

Решение XYI пленума Палеогеновой комиссии. Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 24. 1989. С. 51-54.

Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР, 1962 // Сов. геология. 1963. №4. С. 145-154.

Стратиграфический кодекс. СПб. 1992. 120 с.

Субботина Н.Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер // Тр. ВНИГРИ. 1936. Сер. А. Вып. 96. С. 3-32.

Субботина Н.Н. Фораминиферы третиченых отложений СССР // Тр. ВНИГРИ. 1939. Вып. 116. С. 31-69.

Субботина Н.Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Л., М.: Гостоптехиздат, 1947. С. 39-160.

Субботина Н.Н. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта Горячего Ключа // Микрофауна СССР. 1950. Сб. 4. С. 5-112.

Субботина Н.Н. Глобигериниды, ханткениниды и глобораталииды // Л. 1953. 296 с.

Субботина Н.Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР // М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 24-38.

Шуцкая Е.К. Изменчивость некоторых нижнепалеогеновых планктонных фораминифер Северного Кавказа // Вопр. микропалеонтол. 1958. Вып. 2. С. 84-94.

Шуцкая Е.К. Филогенетические взаимоотношения видов группы Globorotalia comptessa Plummer в датскогм веке и палеоценовой эпохе // Вопр. микропалеонтол. 1965. Вып. 9. С. 173-189.

Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 70. 255 с.

Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F. Benthic foraminiferid zonation in the Late Santonian-Maastrichtian of the European paleobiogeographical area (EPA) // Zentrablatt für Geologie und Paläontologie. Teil I. 1966 (11/12). P. 1149-1161.

Beniamovskii V.N., Oberhänsli H., Alekseev A.S., Ovechkina M.N. The anoxic Kuma Formation (Latest Lutentian-Earlyest Priabonian) basin of eastern Peri-Tethys: an environmental study // GFF. 2000. (in press).

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Geochronology time scale and global stratigraphy and chronostratigraphy. Geochronology time scale and global stratigraphy correletion // SEMP Special Publication. №54. 1995. P. 129-212.

Bolli H.M. Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trnidad // US Nat. Mus. Bull. 1957_1. N 215. P. 155-172.

Bolli H.M. The genera Globigerina and Globorotalia in ghe Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad // US Nat. Mus. Bull. 1957_2. N 215. P. 61-68.

Bolli H.M. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments bsed on planktonic foraminifera // Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol. 1969. Min. y Petr. 1966. N9. P. 3-32.

Blow W.A. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminideral biostratigraphy // Proc. First Internat. Conf. on Plank. Microf. Geneva. 1969. T. 1. P. 199-422.

Boersma A., Premoli Silva I., Shackleton N.J. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal paleohydrographic indicators and stable bsotope paleoceanography // Paleoceanography. 1987. 2/3. P. 287-331.

Cavelier C., Pomerol Ch. 1983. Échelle de correlation stratigraphique du Paléogéne. Stratotypes, étages standards, biozones, chimiozones et anomalies magnétiques // Geol. France, **3**: 261-262.

Cavelier C., Pomerol, Ch. 1986. Stratigraphy of the Paleogene // Soc. geol. France, **2**: 255-265.

Jenkins D.G., Luterbacher H.P. Paleogene stages and their boundaries (Introductory remarks) // N. Jahrb. Geol. Paläontl. Abh. 1992. Bd. 186. № 1-2. P. 1-5.

Kopaevich L.F., Beniamovskii V.N. Foraminiferal distribution across the Maastrichtian/Danian boundary of Mangyshlak peninsula (West Kazachstan) // Bull. Inst. Royal Scien. Natur. Belg.1999. V. 69 - Suppl.-A. P. 129-146.

Robaszynski F. Paléocène et Eocene inférieur de la region de Mons et du Nord de la France: arguments actuels de corrélation // Bull. Soc. Belg. Geologie. 1979. T. 87. P. 239-247.

Toumarkine, M. & Luterbacher, H. 1985. Paleocene and Eocene planktic foraminifera. Plankton Stratigraphy. P. 87-154.

Раздел 6. Стратиграфия континентальных образований

6.1. Биостратиграфия позднего кайнозоя по млекопитающим (некоторые итоги и перспективы)

Впервые палеонтологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений верхнего плиоцена и квартера по млекопитающим было предложено В.И. Громовым в 1939 г. Для последних 2,5 млн лет он выделил 7 фаунистических комплексов. Впоследствии работы были направлены на разработку более дробных биостратиграфических шкал. Авторами предложена зональная шкала квартера Восточной Европы, в основу которой положены зоны распространения и совместного распространения таксонов трех филетических линий полевок. Выделено 11 зон и 8 подзон. Намечены пути дальнейшей детализации биостратиграфических шкал с использованием количественных оценок морфологических параметров (в частности, зубов грызунов) и сформулированы первоочередные задачи детальной биостратиграфии, в том числе и для расчленения более древних отложений позднего кайнозоя с применением методов, разработанных для квартера.

First paleontological foundation of upper Pliocene - Quaternary stratigraphy of continental deposits based on mammals was developed by V. I. Gromov in 1939. He have proposed 7 faunistic complexes for last 2.5 M.y. Later activities were concentreted on creating of more detailed biostratigraphic scale. Authors have proposed zonal scale of Quaternary of Eastern Europe based on range zone and concurent range zone of taxons of three philetic lineages of voles. It was distinguished 11 zones and 8 subzones. Future detalisation of biostratigraphic scales tend to base on quantitative analysis of morphometric data (such as rodent teeth parameters). Authors postulated the most important goals of particular biostratigraphy. It is shown approaches of subdivision of Neogene using methods developed for Quaternary biostratigraphy.

Как известно, стратиграфия всех систем фанерозоя строится на смене комплексов морских организмов. Однако широкое развитие континентальных отложений позднего кайнозоя практически на всех континентах привело к необходимости создания самостоятельных стратиграфических шкал континентальных отложений с последующей увязкой их с "морскими" шкалами.

Одной из наиболее перспективных групп органического мира для палеонтологического обоснования стратиграфии континентальных отложений оказались млекопитающие. Основными биологическими предпосылками для этого явились большая скорость эволюции этой группы, широкое географическое распространение и быстрота расселения.

Однако еще 60 лет назад высказывалось скептическое отношение к использованию остатков млекопитающих для стратиграфических целей, а некоторыми специалистами вообще отрицалась такая возможность. Впервые в конце 30-х годов В.И. Громов доказал, что "фаунистический материал по четвертичным млекопитающим, которым мы в настоящее время располагаем, не только может, но и должен быть использован для правильного понимания геологической истории как один из важнейших элементов четвертичной стратиграфии" (Громов, 1939, с.200).

Именно В.И. Громову принадлежит идея создания палеонтологического обоснования стратиграфии континентальных отложений по млекопитающим. Им были выделены фаунистические комплексы для позднего плиоцена и плейстоцена европейской части СССР и отдельные их элементы указаны для азиатской части. Эти комплексы получили широкое признание в СССР и сыграли важную роль в развитии биостратиграфии континентальных отложений всей огромной территории страны. Когда стали выделяться региональные фаунистические комплексы для отдельных крупных территорий (Казахстан, Восточная и Западная Сибирь, Закавказье и др.), то они достаточно надежно коррелировались с комплексами В.И. Громова, что создавало надежную основу для сопоставления отложений различных регионов.

Актуальность создания континентальных биостратиграфических шкал была настолько велика, что практически одновременно такие шкалы стали создаваться в разных странах независимо друг от друга.

В 1941 г. в США была принята континентальная шкала, в которой выделялись так называемые Mammal ages, основанные на совокупности конкретных локальных фаун. Mammal age понимался как геохронологическая единица, основанная на ассоциации млекопитающих, которая представляет определенный интервал геологического времени.

Примерно в то же время, в 40-х – начале 50-х годов венгерский палеонтолог Миклош Кретцой для миоцена, плиоцена и плейстоцена Центральной Европы выделил подразделения, аналогичные американским Mammal ages, основываясь на систематическом составе фаун, миграционных волнах и эволюционном появлении таксонов. Эти крупные подразделения разделялись на более мелкие – фазы.

Подобные шкалы несколько позднее были созданы для Испании, Италии и ряда других стран.

Новый этап в биостратиграфии по млекопитающим начался с середины 70-х годов, когда Пьер Мэн (Mein, 1975) предложил зональную шкалу для континентальных отложений неогена Средиземноморья. Зоны были обозначены по примеру фораминиферовых и наннопланктонных шкал номерами с 1 по 17 с индексом MN (млекопитающие неогена). MN зоны определялись по характерной ассоциации форм, появлению (эволюционному или миграционному) и исчезновению родов. Последовательность локальных фаун внутри зон устанавливалась по эволюционным стадиям в отдельных линиях животных, главным образом грызунов. По своей сущности зоны Мэна очень близки к фаунистическим подразделениям Громова.

Фаунистические комплексы млекопитающих Восточной Европы

Для позднего плиоцена и квартера территории СССР (преимущественно для европейской части) В.И.Громов (1939, 1948) выделил шесть фаунистических комплексов: хапровский, псекупский, таманский, тираспольский, хазарский и верхнепалеолитический (рис. 6.1.1).

Под фаунистическим комплексом понималось сообщество видов животных, характерных для определенного отрезка времени и для определенных территорий. Под сообществом подразумевался биоценоз в широком понимании этого термина. Практически же при той степени изученности континентальной биоты все свелось к ассоциациям млекопитающих, и в основном крупных. Каждый комплекс соответствовал зоне распространения форм слонов мамонтовой линии[1], что определило критерии границ и стратиграфический объем комплексов, а также показало их эволюционную преемственность. Позднее в биостратиграфическую шкалу Громова в пределах зоны Archidiskodon trogontherii вошел сингильский фаунистический комплекс, первоначально понимавшийся им как локальная фауна (Громов, 1961; Громов и др., 1965).

В связи с пересмотром геологического возраста начала верхнего палеолита было введено название *мамонтовый* комплекс как синоним верхнепалеолитического. Этот комплекс делился на раннюю и позднюю стадии.

Л.И. Алексеева (1980) название *верхнепалеолитический* сохранила для поздней стадии мамонтового комплекса с типовым местонахождением Сунгирь, а для ранней стадии – времени распространения мамонта раннего типа – предложила название *шкурлатовский* с типовым местонахождением Шкурлат (рис. 6.1.2). Нижняя граница этого комплекса, как и в схеме Громова проводилась внутри одинцовского горизонта.

С 60-х годов в СССР началось активное изучение ископаемых мелких млекопитающих (грызунов и зайцеобразных), которые имеют ряд преимуществ для биостратиграфии по сравнению с фауной крупных млекопитающих. При той же в общем скорости эволюции этих групп остатки мелких млекопитающих встречаются в ископаемом состоянии значительно чаще. Местонахождения доставляют больший в количественном отношении материал, что позволяет применять статистические методы его обработки. Многочисленность местонахождений, а во многих случаях их многослойность, дают возможность детально прослеживать эволюционные изменения в отдельных филетических линиях и, соответственно, более дробно расчленять и коррелировать вмещающие отложения. Мелкие млекопитающие стали использоваться как для выделения самостоятельных комплексов, так и для более дробного расчленения комплексов Громова.

Впервые комплексы по мелким млекопитающим выделила А.И. Шевченко (1965): куяльницкий, одесский и хаджибейский. В силу недостаточной изученности псекупского комплекса Громова в стратиграфических схемах его место занял одесский, помещаемый между хапровским и таманским комплексами.

В дальнейшем биостратиграфические исследования сосредоточились в основном на изучении мелких млекопитающих, и поэтому критерии границ комплексов Громова отошли на второй план и объемы комплексов с громовскими названиями стали пониматься по-разному. Так, Топачевский (1973) в состав хапровского комплекса, который по Громову соответствовал среднему виллафранку, включил и нижневиллафранкские фауны, а таманский комплекс стал понимать в расширенном объеме, объединив одесский и таманский комплексы (Рековец, 1994;Rekovets, Nadachowski, 1995).

Иначе стал пониматься объем ранней стадии мамонтового комплекса (шкурлатовского по Алексеевой), который сузился до объема микулинского межледниковья и, соответственно, увеличился объем хазарского комплекса (Rekovets, Nadachowski, 1995; Маркова, 1998). В некоторых схемах вместо верхнепалеолитического комплекса стратиграфически выше шкурлатовского (в узком понимании) выделяется новгород-северский (Rekovets, Nada-chowski, 1995) или сунгирьский комплексы мелких млекопитающих (Маркова, 1998). В схеме А.К.Марко-

[1] На рис. 6.1.1 номенклатура слонов дана по современным представлениям.

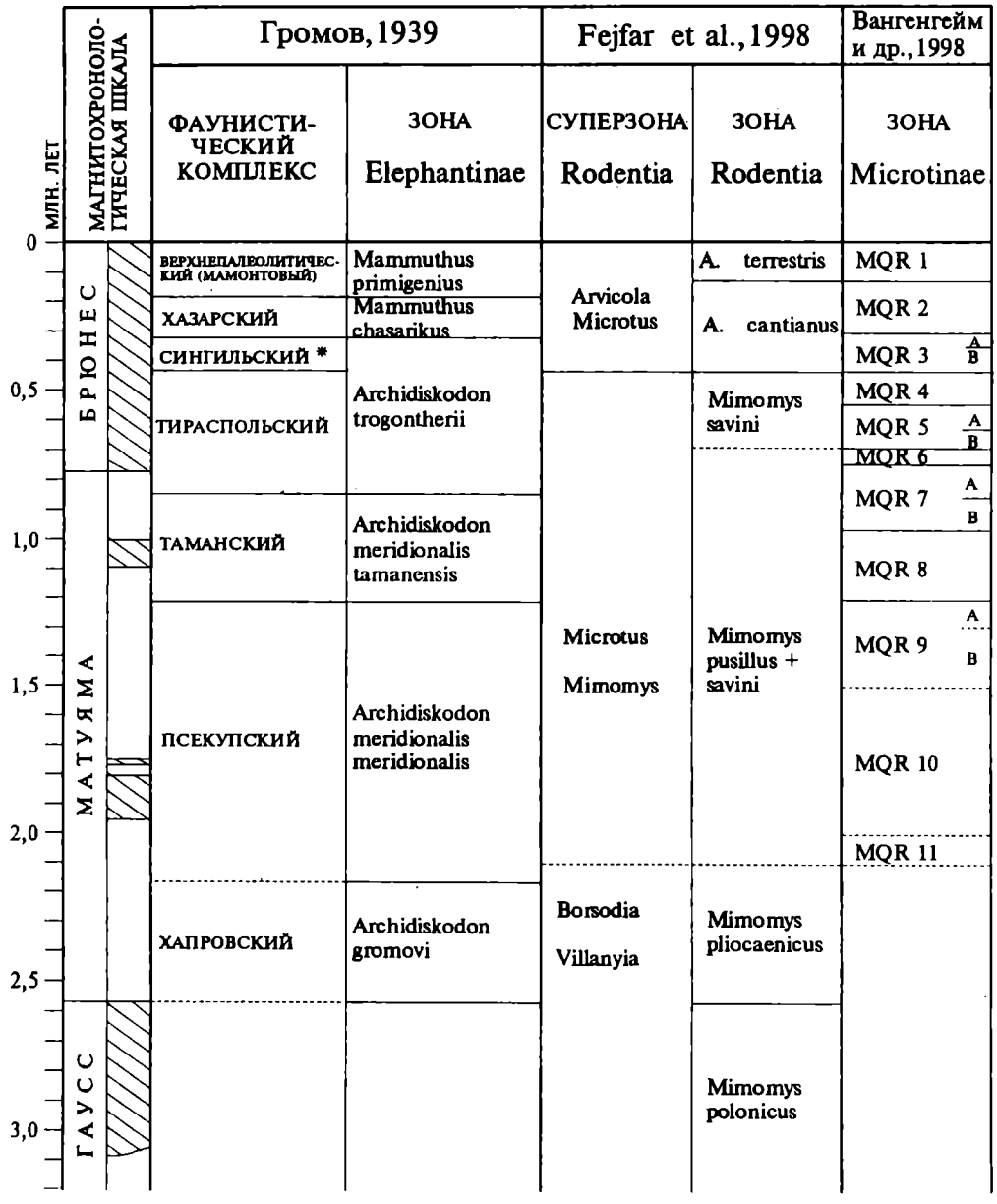


Рис. 6.1.1. Положение фаунистических комплексов и зон млекопитающих в магнитохронологической шкале

вой место сингильского комплекса занимает гуньковский, выделенный по мелким млекопитающим.

В результате в схемах разных авторов получилась "смесь" названий комплексов, выделенных по крупным и мелким млекопитающим. Причем временные объемы комплексов Громова стали пониматься по-иному.

Первая попытка дать более дробное расчленение фаунистических комплексов В.И.Громова была сделана И.М.Громовым (1966). Он предложил выделять в пределах комплексов "раннюю", "развитую" и "позднюю" фауны. Однако критерии выделения таких фаун не были сформулированы. Это привело к тому, что фауну одного и того же местонахождения разные авторы относили к различным стадиям развития комплекса.

Работы по дробному расчленению фаунистических комплексов на основании фаун мелких млекопитающих особенно активно стали проводиться в последние годы (см. рис. 6.1.2). Так, А.К.Агаджанян (1992) разбил комплексы на подкомплексы, каждый из которых соответствовал горизонту стратиграфической схемы четвертичных отложений центральных районов Русской равнины. Но критериев выделения подкомплексов сформулировано не было. Иногда подкомплекс отражал чисто экологическую обстановку. Л.И. Рековец (1994; Rekovets, Nadachowski, 1995) выделял фазы, или ассоциации, под которыми он понимал "внутрикомплексное объединение сообществ, фиксирующее преимущественно количественные изменения фоновых групп, а в отдельных случаях и качествен-

Громов, 1939	Габуния и др., 1986 Алексеева, 1990	Агаджанян, 1992		Rekovets, Nadachowski, 1995		Маркова, 1998	
комплекс	комплекс	комплекс	подкомплекс	комплекс	фаза	комплекс	фаза
ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЙ	ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЙ	ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЙ (МАМОНТОВЫЙ)	СУНГИРЬСКИЙ	НОВГОРОД-СЕВЕРСКИЙ	НОВГОРОД-СЕВЕРСКАЯ	СУНГИРЬСКИЙ	
	ШКУРЛАТОВСКИЙ		ШКУРЛАТОВСКИЙ	ШКУРЛАТОВСКИЙ	ШКУРЛАТОВСКАЯ	ШКУРЛАТОВСКИЙ	
			ПАВЛОВСКИЙ	ХАЗАРСКИЙ	МАТВЕЕВСКАЯ	ХАЗАРСКИЙ	
ХАЗАРСКИЙ	ХАЗАРСКИЙ	ХАЗАРСКИЙ			ПРИЛУКСКАЯ		
*СИНГИЛЬСКИЙ	СИНГИЛЬСКИЙ	СИНГИЛЬСКИЙ		СИНГИЛЬСКИЙ	ГУНЬКОВСКАЯ	ГУНЬКОВСКИЙ	
					ОЗЕРНОВСКАЯ		
					МОРОЗОВСКАЯ		
ТИРАСПОЛЬСКИЙ	ТИРАСПОЛЬСКИЙ	ТИРАСПОЛЬСКИЙ	СУВОРОВСКИЙ	ТИРАСПОЛЬСКИЙ	ТИХОНОВСКАЯ	ТИРАСПОЛЬСКИЙ	ПОЗДНЯЯ
			МУЧКАПСКИЙ				
					СЕМИБАЛКСКАЯ		РАЗВИТАЯ
			ИЛЬИНСКИЙ		КОЛКОТОВСКАЯ		
			ПОКРОВСКИЙ		ПРОТОПОПОВСКАЯ		РАННЯЯ
			ПЕТРОПАВЛОВСКИЙ				
ТАМАНСКИЙ	ТАМАНСКИЙ	ТАМАНСКИЙ		ТАМАНСКИЙ	КАРАЙ-ДУБИНСКАЯ	ТАМАНСКИЙ	ПЕТРОПАВЛОВСКАЯ
					ЧЕРЕВЫЧАНСКАЯ		МОРОЗОВСКАЯ
		ОДЕССКИЙ			НОГАЙСКАЯ		КАИРСКАЯ
ПСЕКУПСКИЙ	ОДЕССКИЙ						НОГАЙСКАЯ
					ЖЕВАХОВО-ГОРСКАЯ	ОДЕССКИЙ	
					БОШЕРНИЦКАЯ		
ХАПРОВСКИЙ	ХАПРОВСКИЙ	ХАПРОВСКИЙ		ХАПРОВСКИЙ			

Рис. 6.1.2. Фаунистические комплексы млекопитающих Восточной Европы по разным авторам.
* – комплекс выделен позже

ные их характеристики на уровне преимущественно подвидов, реже видов". Однако, как указывал сам автор, "имея узкорегиональную приуроченность, ассоциации отражают мозаичность протекания эволюционных процессов и сукцессий ландшафтно-климатической обстановки, характеризуют эколого-зональные особенности существования фаун" (Рековец, 1994, с.302).

А.К. Маркова (1998) для таманского и тираспольского комплексов выделила фазы, границы которых определялись по появлению новых видов в различных линиях полевок. Такой критерий позволил четко представить объем и границы выделенных подразделений. Однако в ряде случаев оставались номенклатурные недоработки схемы. Так, для фаз таманского комплекса использованы географические названия по опорным местонахождениям, а для тираспольского выделены ранняя, развитая и поздняя фазы.

Во всех трех схемах выделенные подразделения часто основываются на фаунах одних и тех же местонахождений, но имеют разные названия, а за одинаковыми названиями подразделений скрыто разное понимание их объема. Так, например, ногайская фаза схемы Рековца соответствует ногайской и каирской фазам схемы Марковой, петропавловская фаза Марковой соответствует карайдубинской фазе Рековца и они обе древнее петропавловского подкомплекса схемы Агаджаняна; Рековец выделяет морозовскую фазу в сингильском комплексе, а Маркова аналогичное название применила для фазы таманского комплекса и т.д. Такая ситуация, естественно, создает определенные трудности при использовании этих схем для расчленения и корреляции четвертичных отложений Русской равнины.

Зональное расчленение континентальных отложений по млекопитающим

В последнее десятилетие в Европе ведутся работы по созданию зональных региональных шкал для континентальных отложений неогена и квартера по млекопитающим. Обычно выделяются зоны распространения, реже – совместного распространения таксонов. Такой подход обеспечивает четкость границ и определенность объемов выделяемых подразделений и исключает номенклатурную путаницу, которая возникает при использовании географических названий для подразделений региональных схем. Однако выделяемые зоны, как правило, уступают по дробности фаунистическим комплексам Громова.

На рисунке 6.1.1 приведена одна из последних зональных схем верхов плиоцена и квартера территории Европы О.Фейфара и др. (Fejfar, Lindsay, Heinrich, 1998). В ней использованы суперзоны по совместному распространению родов грызунов. Суперзоны разделены на зоны. С верхов плиоцена выделены следующие зоны: зона распространения Mimomys pliocaenicus, зона совместного распространения Mimomys pusillus и Mimomys savini (на нижней границе появляется M.savini, на верхней - исчезает M.pusillus), зона частичного распространения поздних форм Mimomys savini, зона распространения Arvicola cantianus, зона распространения Arvicola terrestris.

Как видно, эти зоны близки или шире по объему фаунистических комплексов Громова. Такой относительно большой объем зон объясняется тем, что за основу схемы принята лишь одна филетическая линия полевок – Mimomys-Arvicola.

Однако анализ палеонтологического материала позволяет уже сейчас предложить значительно более дробную зональную шкалу для квартера. Такой вариант шкалы предложен нами для Восточной Европы (Вангенгейм и др., 1998; Вангенгейм, Певзнер, Тесаков, в печати). Как видно на рис. 6.1.3, если опираться на какую-либо одну филетическую линию, то в квартере можно выделить лишь четыре-пять зон распространения таксона. Поскольку уровни появления новых форм в различных филумах ("датировочные уровни") не совпадают во времени, то использование нескольких филетических линий позволяет выделить значительно большее количество зон распространения или совместного распространения таксонов. Для построения шкалы были привлечены три филетические линии форм, наиболее часто встречаемых и широко распространенных: Borsodia-Prolagurus-Lagurus, Mimomys-Arvicola, Allophaiomys-Microtus (Stenocranius) (см. рис. 6.1.3). Границы зон проводились по появлению нового вида в той или иной филетической линии. В ряде случаев зоны разбиваются на подзоны по такому же принципу. Но при их выделении использованы формы других филетических линий. Уровень появления нового вида определялся по присутствию в популяции 75% прогрессивного морфотипа. Следует отметить, что эта цифра условная и договорная.

Зоны и подзоны названы по их индекс-видам. Кроме того, для обозначения зон предлагаются буквенно-цифровые индексы: MQR 1, где M – млекопитающие, Q – квартер, R – Россия, арабская цифра – № зоны (сверху вниз). Подзоны обозначаются заглавными латинскими буквами (A, B, C) сверху вниз. В случае необходимости расчленения подзоны эти более дробные подразделения нумеруются арабскими цифрами сверху вниз. Такая индексация напоминает систему обозначения магнитных подразделений в последних магнитохронологических шкалах.

Возраст границ зональных подразделений определялся по положению местонахождений в стратиграфической, магнитохронологической и изотопно-кислородной шкалах. Достоверность датировки

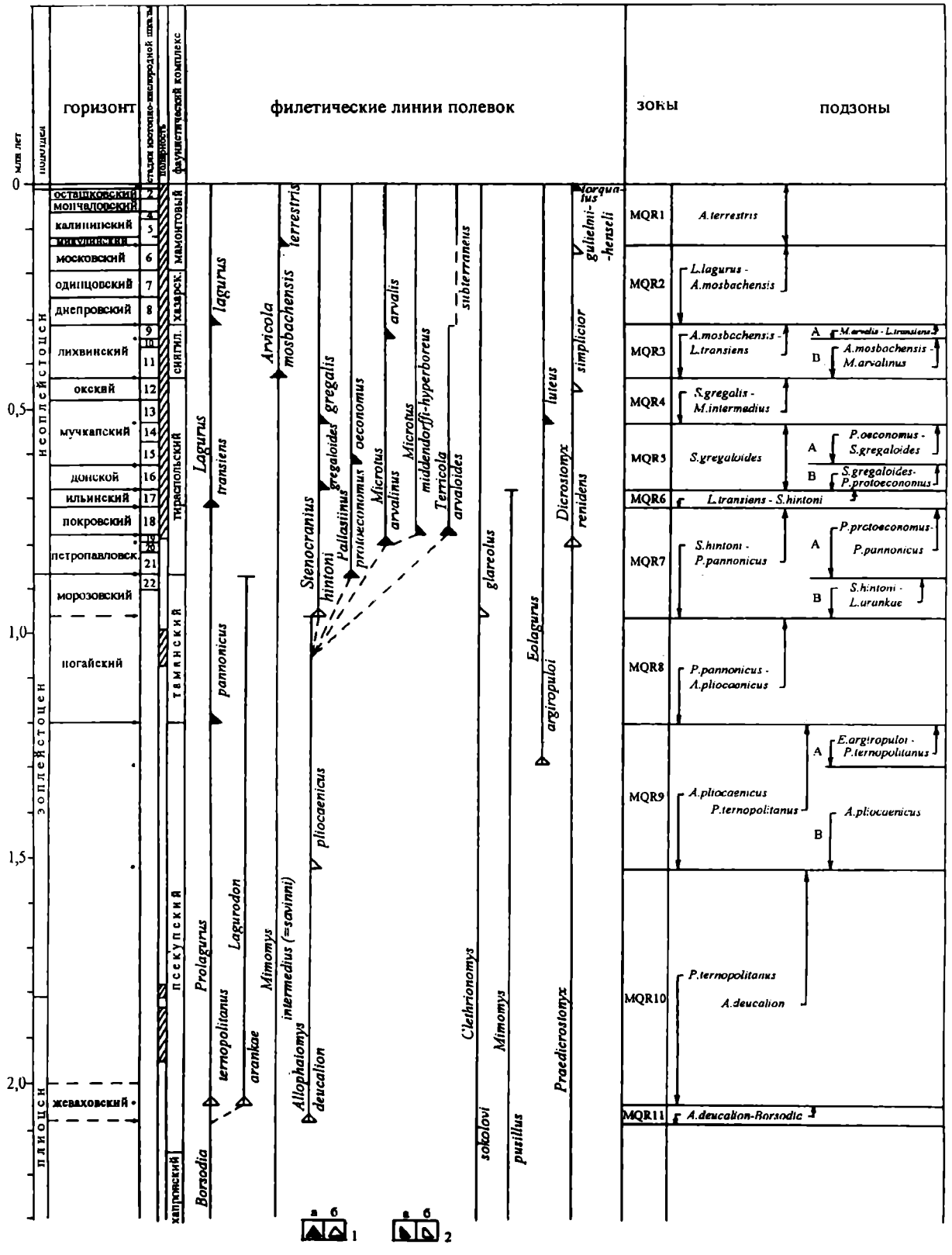


Рис. 6.1.3. Зоны и подзоны полевок квартера Восточной Европы.

1 – уровни появления родов полевок: а – привязанные к границе горизонтов; б – точное положение в пределах горизонта не определено. 2 – уровни появления новых видов: а – привязанные к границе горизонтов; б – точное положение в пределах горизонта не определено

границ зон неодинакова в различных интервалах шкалы квартера. Она зависит от положения опорных местонахождений по отношению к границам палеомагнитных подразделений и от надежности корреляции стратиграфических горизонтов со стадиями изотопно-кислородной шкалы.

Предлагаемые зональные биостратиграфические подразделения по млекопитающим дают возможность значительно повысить детальность расчленения квартера по сравнению с расчленением на основе фаунистических комплексов Громова. Так, например (см. рис. 6.1.1), псекупскому фаунистическому комплексу соответствуют две зоны и две подзоны, таманскому – одна зона и одна подзона, тираспольскому – две зоны и три подзоны, сингильскому – две подзоны. Наиболее детально расчленятся неоплейстоцен. Протяженность во времени выделенных подразделений колеблется от 30 до 75 тыс. лет. Менее дробно при современном состоянии исследований расчленяется эоплейстоцен. Средняя продолжительность фаунистических подразделений – около 270 тыс. лет.

Принятый возраст границ выделенных подразделений в дальнейшем может изменяться за счет уточнения стратиграфического положения опорных местонахождений, уточнения корреляции их со стадиями изотопно-кислородной шкалы или изменения возраста самих изотопно-кислородных стадий и т.д. Однако как бы ни менялся возраст границ стратиграфических горизонтов и выделенных зон и подзон, последовательность зон останется постоянной. Она устанавливается направленным и необратимым процессом эволюционного развития млекопитающих. Это обстоятельство определяет главное преимущество расчленения отложений по млекопитающим по сравнению с климатостратиграфическими методами, поскольку сходные климатические обстановки в той или иной степени могут повторяться во времени.

Возможные пути дальнейшей детализации биостратиграфичечких шкал

Детализация биостратиграфических шкал континентальных отложений не исчерпывается построением зональных шкал по распространению таксонов. Направленность и необратимость эволюционного процесса млекопитающих создает предпосылки для более дробного расчленения отложений, чем зоны или подзоны, а также для проведения детальной корреляции местонахождений внутри зон.

Специалисты уже давно располагали во временной шкале местонахождения одно относительно другого по степени эволюционной продвинутости тех или других компонентов фауны. При современной степени изученности некоторых групп (преимущественно грызунов) для характеристики уровня эволюционного развития каких-либо видов все чаще применяются количественные оценки морфологических признаков. Для этих целей используются подсчеты по показателям морфотипической изменчивости (соотношение архаичных и прогрессивных морфотипов), высоте дентиновых трактов, соотношению толщины эмали в различных частях зуба полевок и др.

Использование упомянутых количественных оценок позволяет не только установить последовательность местонахождений, но и выявить и оценить разрывы во времени между фаунами, относимыми к одной зоне. Так, например, на рис. 6.1.4 показана последовательность местонахождений внутри лихвинского горизонта (зона MQR 3), установленная по проценту содержания морфотипа Lagurus lagurus у пеструшек из этих местонахождений (по Марковой, 1982). Из этих данных видно, что местонахождения Прилуки и Пивиха по времени более близки между собой, чем Прилуки и Гуньки, или Гуньки и Чигирин.

Горизонт	Комплекс	Местонахождение	% морфотипа Lagurus lagurus
Лихвинский	Сингильский	Пивиха	65
		Прилуки	57
		Гуньки	47
		Чигирин	25

Рис. 6.1.4. Процент прогрессивного морфотипа у Lagurus transiens в местонахождениях сингильского фаунистического комплекса

Применение численных характеристик для установления последовательности местонахождений и их корреляции можно проиллюстрировать на примере изменения во времени высоты дентиновых трактов зубов полевок, выраженной в величине НН-индекса. На рис. 6.1.5 приведены значения этого индекса (промеры А.С. Тесакова - Певзнер и др., в печати) для полевок четырех филетических линий, формы которых встречены в одних и тех же местонахождениях. Как видно на рисунке, последовательность местонахождений по данным каждой линии сохраняется, что доказывает ее достоверность, а также возможность использования для стратиграфических построений каждой отдельной группы.

Проведенные исследования позволили не только установить последовательность местонахожде-

		Местонахождения	Borsodia	Mimomys		Pitymimomys
ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН	МАТУЯМА		B. fejervaryi	M. ex gr. reidi-pusillus	M. pliocaenicus	P. pitymyoides
		Крыжановка 4	4,72 ± 0,18 n=5	4,65 ± 0,12 n=3	-	-
		Ливенцовка I-III	-	4,46 ± 0,12 n=9	-	
		Псекупс	-	4,44 ± 0,03 n=5	4,82 n=1	5,55 n=1
			B. praehungarica	M. reidi	M. praepliocaenicus	
		Крыжановка 3	3,60 ± 0,13 n=12	3,93 ± 0,27 n=4	4,25 ± 0,07 n=3	-
		Ливенцовка IV	3,52 ± 0,21 n=5	3,69 ± 0,25 n=9	-	-
				M. hintoni		
		Крыжановка 2	2,96 ± 0,28 n=5	3,03 ± 0,24 n=3	-	-
СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН	ГАУСС		B. novoazovica		M. polonicus	
		Веселовка	3,07 ± 0,1 n=14	3,01 ± 0,12 n=17	-	-
						P. b. baschkiricus
		Аккулаево	2,01 ± 0,06 n=21	2,30 ± 0,04 n=30	-	3,23 n=22
		Симбугино	1,75 n=1	2,10 ± 0,04 n=22	3,20 ± 0,05 n=21	3,03 n=20
		Кушкуна	1,61 n=1	-	3,05 ± 0,06 n=7	-
		Ребелице Крулевски 1	-	-	3,06 ± 0,08 n=10	-

Рис. 6.1.5. НН-индекс нижних первых моляров полевок из опорных местонахождений плиоцена Восточной Европы

ний, но и определить возраст очень важного пещерного местонахождения, типового для Mimomys polonicus – Ребелице Крулевски 1 (Польша), не имевшего четкой стратиграфической привязки. По величине НН-индекса Mimomys polonicus из этого местонахождения идентична аналогичной форме из местонахождения Кушкуна (Азербайджан). Последнее по палеомагнитным данным и трековой датировке относится к середине палеомагнитной эпохи Гаусс, на основании чего местонахождение Ребелице Крулевски относится к этому же времени.

Количественные оценки морфологических признаков, отражающих эволюционный тренд, создают принципиальную возможность определять не только относительный, но и "абсолютный возраст" ископаемых остатков, а, соответственно, и местонахождений. Для осуществления такого биометрического датирования необходимы следующие условия: знание закономерностей направленных изменений у форм одной филетической линии; наличие ряда последовательных местонахождений, содержащих формы этой линии; знание абсолютного возраста некоторых местонахождений из этой последовательности. При наличии таких условий путем интерполяции между датированными точками можно по величине морфологического эволюционного параметра определить возраст остальных местонахождений в тысячах лет.

Идея возможности определения возраста местонахождений по биометрическим данным была высказана Л. Мартином (Martin, 1984) на примере эмпирической кривой, построенной для изменения во времени высоты первого лабиального тракта на M_1 для линии Pliopotamys - Ondatra.

Анализ данных, отражающих зависимость от времени изменения морфологических параметров, характеризующих направление эволюции в отдельных филетических линиях млекопитающих, показал, что некоторые из этих параметров развиваются по единому закону, который описывается формулой ареакотангенса (Певзнер, Вангенгейм, 1994).

Авторами настоящей работы с применением формулы ареакотангенса был определен возраст ряда местонахождений, содержащих формы разных филетических линий: род Promimomys (интервал времени 7,83–3,58 млн лет, в качестве морфологического эволюционного параметра принята сумма высот трех дентиновых трактов на M_1), линия Archidiskodon-Mammuthus (2,4–0,027 млн лет, частота пластин на 10 см длины M3), род Homo (0,6 млн лет – современность, степень сферичности черепной коробки) и ряд других (Певзнер, Ванген-

гейм, 1994; Певзнер, Вангенгейм, Пестряков, 1997; Вангенгейм, Певзнер, 2000).

Следует отметить, что развитие биометрического датирования сильно сдерживается крайне малым числом местонахождений, имеющих абсолютный возраст, которые могли бы служить опорными точками при расчетах.

Заключение

Ближайшими задачами биостратиграфии по млекопитающим нам представляются следующие.

1. Увеличение дробности расчленения континентальных отложений. Для решения этой задачи необходимы: поиск новых местонахождений млекопитающих, особенно многослойных и изучение закономерностей эволюционного развития как можно большего числа филетических линий. Все это позволит увеличить число "датировочных уровней", которые могут лечь в обоснование границ новых дробных подразделений.

2. Расширение применения количественных оценок степени эволюционной продвинутости форм, что во многом даст возможность исключить субъективизм в оценках эволюционной значимости тех или иных морфологических признаков и позволит более объективно сравнивать данные разных авторов.

3. Создание детальных региональных шкал континентальных отложений и корреляция их между собой с целью выявления общих границ и событий, что явится основой для создания общей биостратиграфической шкалы континентальных отложений Северной Палеарктики. Наряду с этим следует выработать критерии для сопоставления разнопровинциальных фаун и выявления особенностей палеозоогеографического развития отдельных палеозоогеографических подобластей и провинций.

4. Оценка продолжительности выделенных биостратиграфических подразделений, т.е. привязка к хронологической шкале, с привлечением для этих целей разных методов, в том числе биометрического метода датирования.

Всё это касается не только четвертичной системы, для которой были показаны возможности биостратиграфии по млекопитающим. Опыт, накопленный при построении детальных биостратиграфических схем четвертичных отложений с успехом может быть использован и для более древних стратиграфических уровней, по меньшей мере для неогена. Предпосылки для этого имеются.

В заключение следует подчеркнуть, что особое значение детализации стратиграфических шкал придавал В.В.Меннер. Он, в частности, указывал, что "только данные детальной стратиграфии смогут подвести человечество к решению конкретных вопросов истории развития земной поверхности, выявлению причинности климатических флюктуаций и реальной оценке космических влияний на земной шар и окружающую нас среду, без чего все прогнозы о будущем нашей планеты будут лишь гаданием" (Стратиграфия..., 1980, с.265).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 99-05-64150).

Литература

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. Ин-т географии РАН, 1992. С. 37-49.

Алексеева Л.И. Особенности териокомплекса последнего межледниковья Русской равнины // Млекопитающие Восточной Европы в антропогене. Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1980. Т. 93. С. 68-74.

Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие). М.: Наука, 1990. 109 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 455).

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Пестряков А.П. Некоторые закономерности эволюции рода Homo по степени сферичности черепной коробки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 3-13.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Биометрическое датирование слонов линии Archidiskodon-Mammuthus // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 83-89.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Расчленение плейстоцена по фауне млекопитающих // Тез докл. Всеросс. сов. "Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке". С.-П.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 13-14.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).

Габуния Л.К., Векуа А.К., Алексеева Л.И. О наземных териокомплексах плиоцена Черноморско-Каспийской области // Континетальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: ГИН РАН (ротапринт). 1986. С. 90-106.

Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих СССР // Академику В.А.Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Т.II. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 163-223.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР// Тр. ГИН АН СССР. Сер.геол. 1948. Вып. 64. № 17. 521 с.

Громов В.И. Принципы построения схемы периодизации палеолита // Тр. Комисс. по изуч. четвертичного периода, 1961. Т. XVIII. С. 7-21.

Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А. и др. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии // Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии. М.: Наука, 1965. С. 5-33.

Громов И.М. Грызуны антропогена европейской части СССР (итоги изучения ископаемых остатков). Доклад, представленный на соискание ученой степени доктора биол. наук по совокупности опубликованных работ. Л.: 1966. 51 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.

Маркова А.К. Зоогеография мелких млекопитающих Русской равнины в новейшее время. Дисс. в виде научного доклада доктора географ. наук. .М.: 1998. 75 с.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А. Некоторые общие закономерности эволюции млекопитающих // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 3-9.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Тесаков А.С. О горизонтах верхнего плиоцена и эоплейстоцена Восточной Европы // Тр. Всеросс. сов. "Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке". С.-П.: ВСЕГЕИ (в печати).

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова Думка, 1994. 370 с.

Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. 299 с.

Топачевский В.А. Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. К.: Наукова Думка, 1973. 234 с.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7-59.

Fejfar O., Lindsay E., Heinrich W.-D. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe // Mededelingen Nederl. Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 1998, № 60. P. 533-553.

Martin L.D. Phyletic trends and evolutionary rates // Spec. Publ. Carnegie Museum of Natur. History. 1984. №8. P. 526-538.

Mein P. Résultats du Groupe de Travail des Vertebrés. Report on Activity of the R.C.M.N.S. Working groups (1971-1975). Bratislava, 1975. P. 78-81.

Rekovets L., Nadachowski. A. Pleistocene voles (Arvicolidae) of the Ukraine // Paleontologia i evolució. № 28-29. Sabadell.: Inst. Paleontol. Dr. M.Crusafont, 1995. P. 145-245.

6.2. Основные проблемы расчлененения и корреляции континентальных толщ (на примере перми и триаса Ангариды)

В качестве основной проблемы континентальной стратиграфии рассматривается нечеткость смысла, вкладываемого в названия стратонов. Для преодоления этой нечеткости необходимо давать стратонам точные определения, которые в силу специфики континентальных разрезов должны опираться на стратотипы, а не на зональные последовательности, как это принято для морских толщ. Другие способы совершенствования континентальных шкал – использование экостратиграфических методов, поиски промежуточных разрезов и новых стратиграфических признаков.

The main problems of stratigraphic dividing and correlation of continental deposits (by the example of Permian and Triassic of Angaraland).

The diffusion of sense ascribed to stratigraphic units is considered as the main problem of continental stratigraphy. Exact definitions of stratigraphic units are to be formulated to overcome this problem leaning upon type sections instead of zonal sequences used widely in marine stratigraphy. The use of ecostratigraphic methods as well as looking for intermediate sections and new stratigraphic characters could be other ways of improving of continental stratigraphic scales.

Одна из основных проблем, с которыми приходится сталкиваться в настоящее время при обсуждении тех или иных вопросов, связанных со стратиграфией континентальных (и не только континентальных) отложений, заключается в нечеткости и расплывчатости того смысла, который вкладывается стратиграфами в названия конкретных стратиграфических подразделений (стратонов), будь то подразделения местные или глобальные, высокого или низкого ранга. Как можно определить то или иное подразделение стратиграфической шкалы? Что такое, например, верхняя пермь или сухонская свита?

Очевидно, что названия стратонов суть специальные научные термины и как таковые должны определяться[1]. В противном случае существует опасность различного понимания этих терминов разными исследователями, которое, в свою очередь, приводит к логомахии – бесконечному и бессмысленному спору, причина которого – в неодинаковом понимании употребляемых спорящими слов (вполне возможно, что именно такую природу имеют многие разногласия между специалистами, реально существующие в стратиграфии континентальных пермо-триасовых толщ). Другими словами, всякая стратиграфическая шкала только тогда сможет выполнять свою основную функцию (служить инструментом для измерения геологического времени), когда подразделения этой шкалы будут четко определены и будут однозначно пониматься всеми оперирующими ими стратиграфами.

Широко распространенной среди стратиграфов ошибкой является смешение понятий "определение" и "критерий". Всякое определение конвенционально. Оно есть констатация договора между специалистами о том, что впредь рассматриваемое понятие будет обозначаться с помощью данного термина. Поэтому никакое определение не может быть "верным" или "ошибочным" и не нуждается ни в каких доказательствах. Напротив, критерий есть констатация некоего объективного, природного факта, а именно корреляции свойств, указываемых в самом критерии, со свойствами, указываемыми в определении. Такая корреляция нуждается в обосновании и, в принципе, может быть оспорена. Смешение понятий "определение" и "критерий" в континентальной стратиграфии часто приводило к дискуссиям о том, где следовало бы "проводить" ту или иную границу подразделений международной стратиграфической шкалы в данном конкретном разрезе. В основе таких дискуссий обычно лежало явное или неявное убеждение, что эта граница должна "проводиться" по наиболее резкому для данного разреза изменению какого-либо стратиграфического признака, тогда как действительно существенные вопросы – чем является рассматриваемая граница по определению, каковы критерии ее трассирования вообще и какие из этих критериев можно применить в частности к данному конкретному разрезу, – как правило, даже не поднимались. В таком русле долгое время текла, например,

[1] Мы не будем здесь делать различия между определениями стратонов и определениями названий стратонов (т. е. между реальными и номинальными определениями), поскольку это различие не существенно для дальнейшего изложения.

дискуссия о положении обеих границ верхней перми в Сибири (Садовников, 1964; Мейен, 1974). В последнее время подобным образом ставится иногда вопрос о границе казанского и татарского ярусов на севере Русской платформы (Розанов, Астафуров, 1993).

Из логики известно два основных способа определения понятий – экстенсиональный и интенсиональный. Экстенсиональный способ заключается в простом перечислении объектов, отвечающих определяемому понятию. Этот способ, по-видимому, широко используется в стратиграфии, особенно для определения стратонов высокого ранга (например, нижняя пермь – это совокупность ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов), однако он, очевидно, не может быть единственным, так как определяет название одного стратона через названия других (ему подчиненных), которые, в свою очередь, тоже должны как-то определяться. Определения хотя бы некоторых стратиграфических подразделений должны быть операциональными, т. е. содержать описание процедуры, с помощью которой можно было бы однозначно решить, относится ли данный конкретный эмпирический объект к данному общему понятию, т. е. (применительно к стратиграфии) датировать его.

Интенсиональный способ определения понятий, как правило, отвечающий требованию операциональности, заключается в указании некоторого свойства, которым обладают все объекты, отвечающие определяемому понятию, и только они. Последовательная теоретико-стратиграфическая концепция, опирающаяся на интенсиональное определение стратиграфических названий, была развита О. Шиндевольфом (1975). Согласно этой концепции наименьшими стратиграфическими подразделениями являются зоны, выделяемые на основании некоторого признака, значения которого могут быть непосредственно установлены на том или другом геологическом объекте (например, присутствие в данном слое остатков одного из видов ископаемых организмов, образующих "зональную" последовательность). Последовательность зон задает шкалу времени, через которую могут определяться уже любые другие стратиграфические подразделения. Зональные признаки, служащие для определения стратиграфических подразделений, были названы Шиндевольфом архистратиграфическими. Если данный объект не обладает архистратиграфическими признаками, то он может быть привязан к зональной шкале путем синхронизации с той или иной зоной на основе обычных стратиграфических методов. Признаки, служащие для такой привязки к уже построенной шкале (т. е. признаки-критерии по нашей терминологии), были названы парастратиграфическими.

Поскольку названия зон по Шиндевольфу абсолютно жестко привязаны к значениям архистратиграфических признаков (в этом их отличие от названий биологических таксонов, диагнозы которых могут, в принципе, подвергаться "эмендации", т. е. изменяться), зоны не нуждаются в стратотипах. Понятие стратотипа оказывается излишним.

Хотя этой концепции нельзя отказать в логичности, однако, как показал С.В. Мейен (1989), она вступает в противоречие с основными принципами стратиграфии, для применения которых требуется обязательно "субстратная основа", т. е. конкретные геологические тела, являющиеся носителями тех или иных признаков. Дело в том, что стратиграфические шкалы (в отличие от биологических классификаций) обязательно включают помимо самих стратонов также и отношения порядка между этими стратонами. Например, для зональной шкалы пермской системы по конодонтам (архистратиграфической группе) весьма существенно не только то, что в эту систему входит зона Jinogondolella nankingensis, но и то, что в шкале эта зона следует после зоны Mesogondolella idahoensis. Выражаясь языком теории измерений (Пфанцагль, 1976), можно сказать, что стратиграфические шкалы являются шкалами порядка, тогда как биологические классификации суть шкалы наименований. Хронологический же порядок стратонов может быть установлен только в конкретном разрезе и для обеспечения возможности проверки должен эталонироваться конкретным разрезом. Так, если мы утверждаем, что зона J. nankingensis следует после зоны M. idahoensis, то должен существовать некий объект, который мы всегда могли бы предъявить в качестве круциального доказательства того, что это действительно так. Такой объект и является не чем иным, как стратотипом границы указанных зон. Таким образом, специфика стратиграфической классификации по сравнению с биологической приводит к тому, что в стратиграфии мы вынуждены типифицировать не только сами стратоны, но также и порядок их следования друг за другом и что стратотип в стратиграфической классификации играет существенно иную роль, нежели голотип в классификации биологической, – истина до сих пор плохо осознаваемая рядом стратиграфов (см., например, Лазарев, 1995). Правда, в свете концепции Шиндевольфа оказывается совершенно не обязательным, чтобы разрез, типифицирующий любую рассматриваемую границу, был только один: эталонными для нее будут все разрезы, в которых наблюдается данная зональная последовательность. Концепция Шиндевольфа приводит, таким образом, к представлению о "коллективном стратотипе".

Помимо изложенных теоретических возражений существуют так же трудности в реализации "зональной идеологии" Шиндевольфа на практике. Хорошее соответствие эта идеология находит в практической стратиграфии морских толщ с обильной фауной, где ведущим методом является биостратиграфия и где остатки ископаемых организмов сравнительно легко "выстраиваются" в зональные последовательности. Поэтому она была

легко усвоена "морскими" стратиграфами и явно или имплицитно стала восприниматься ими как теоретический фундамент всей стратиграфии. В качестве такого фундамента она вошла в "Справочник" Х. Хедберга (1978), часто рассматриваемый как международный стратиграфический кодекс. Вместе с тем, в стратиграфии континентальных толщ, которые по сравнению с морскими содержат, как правило, гораздо меньше органических остатков и отличаются гораздо более сильной фациальной изменчивостью, очень важную роль помимо биостратиграфических играют и другие методы (литологические, ритмостратиграфические, геохимические, палеомагнитные и т. д.), а анализ распространения ископаемых организмов очень редко удается "увенчать" построением зональной шкалы. Поэтому "зональная идеология" фактически оказывается непригодной в качестве теоретического обоснования континентальной стратиграфии.

Иная – опирающаяся на экстенсиональное определение стратонов – теоретико-стратиграфическая система была разработана С.В.Мейеном (1989). Стратон, по С.В.Мейену – это не абстрактное понятие, а одно конкретное геологическое тело. Стратотип при этом играет роль "указующего перста", стрелки, с помощью которой осуществляется связь между именем стратона и тем геологическим телом, которое оно обозначает. Против этой точки зрения можно, однако, возразить, что многие стратоны не могут рассматриваться в качестве геологических тел, поскольку они не обладают пространственно-временной целостностью. Так, например, никто, вероятно, не будет рассматривать в качестве частей одного геологического тела динант Западной Европы и миссисиппий Северной Америки.

В основе концепции Мейена лежит безусловное противопоставление друг другу таксономических и мерономических процедур (Мейен, 1977). Поэтому из того, что операция сопоставления разрезов в некоторых случаях (например, при сопоставлении толщ, обнажающихся в разных бортах одного и того же оврага) носит явно мерономический характер (является операцией реконструкции), он делал вывод, что она имеет такой характер всегда. На самом же деле мерономические операции представляют собой лишь частный случай таксономических: расчленяя тело на части, мы тем самым задаем классификацию точек, из которых это тело состоит, и, наоборот, – составляя (реконструируя) единое тело из разрозненных частей, мы объединяем прежде не связанные друг с другом таксоны точек в некий единый таксон более высокого ранга. Поэтому стратиграфическим операциям расчленения и сопоставления разрезов, хотя они и не всегда носят мерономический характер, можно всегда придать таксономический смысл. А поскольку речь идет о построении достаточно общей стратиграфической теории, то мы вынуждены описывать стратиграфию на более общем, т. е. таксономическом (а не мерономическом), языке и рассматривать, таким образом, стратоны не как конкретные материальные объекты, а как абстрактные понятия – таксоны стратомер.

Можно, однако, построить непротиворечивую концепцию, опирающуюся на понятие стратотипа, хотя, строго говоря, она все равно не будет чисто экстенсиональной. Наименьшее стратиграфическое подразделение в рамках этой концепции будет определяться как стратотип и все, что этому стратотипу синхронно, причем синхронность может устанавливаться по любым стратиграфическим признакам. Именно шкалы, основанные на стратотипах, и представляются наиболее приемлемым инструментом для расчленения и корреляции континентальных толщ в силу отмеченного выше своеобразия этих толщ по сравнению с морскими (большой фациальной пестроты и редкости органических остатков). Так, например, если рассматривать в качестве определений для ярусов перми (по крайней мере, кунгурского, уфимского, казанского и татарского) постановления Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. (Решения..., 1965), то следует признать, что эти ярусы определены как совокупности более мелких подразделений (подъярусов или горизонтов), каждое из которых, в свою очередь, определяется через свой стратотип.

Данная концепция оказывается в определенном смысле комплиментарной к изложенной выше концепции Шиндевольфа. Например, "коллективному стратотипу" в ней можно поставить в соответствие "ансамбль архистратиграфических признаков" – все те стратиграфические признаки, которые доступны наблюдению в стратотипе. Эта концепция, однако, предъявляет весьма высокие требования к стратотипу: его стратиграфический объем должен служить мерой стратиграфического объема всего типифицируемого подразделения. Поэтому на практике удобнее использовать не стратотипы подразделений, а стратотипы границ между ними.

Изложенные представления могут показаться близкими или даже тождественными "Руководству по установлению глобальных хроностратиграфических стандартов", принятому Международной комиссией по стратиграфии при Международном союзе Геологических Наук (Remane et al., 1996). Определение подразделений международной стратиграфической шкалы это "Руководство" так же предлагает основывать на стратотипах их границ. Однако в качестве одного из руководящих принципов при этом (пункт 2.3 "Руководства") провозглашается тезис "Корреляция предваряет определение". Тем самым "Руководство" предписывает стратиграфам заниматься корреляцией стратонов, которые пока еще не определены (по крайней мере, посредством стратотипов). В начале настоящей главы уже говорилось о том, к каким печальным последствиям для стратиграфии может привести и

реально приводит такое "свободное" пользование названиями стратонов. Если подобную корреляцию при отсутствии определений считать возможной и даже необходимой, то остается совершенно непонятным, зачем вообще нужно определение стратонов и глобальные стратотипы их границ (GSSP), на которых J. Remane и его соавторы предлагают это определение основывать.

В действительности, если мы употребляем какие-то названия стратонов, то мы вкладываем в эти названия определенный смысл и, следовательно, эти стратоны *уже как-то определены*. Задача поэтому заключается не в том, чтобы придумать новое определение для того или иного стратона (ибо всякое определение, как уже отмечалось, есть условность, таких "новых" определений любой исследователь может изобрести сколько угодно и ни одно из них не будет "лучше" или "хуже" остальных), а в том, чтобы сформулировать в явном виде тот смысл, который *и прежде* существовал у рассматриваемого понятия, но существовал лишь имплицитно. Таким образом, мы приходим с неизбежностью к необходимости при формулировке определений стратонов опираться на принцип приоритета, отвергаемый "Руководством" (пункт 2.4), а стратотипы помимо своих "дефиниционных" функций должны выполнять и "консервационные", подобно голотипам в биологической таксономии (однажды выбранный стратотип границы *ни в коем случае* не может быть перенесен в другое место или на другой стратиграфический уровень, даже если его положение и покажется кому-то "неудобным" с точки зрения потенциальных корреляций)".

Легко видеть, что за провозглашением принципа "Корреляция предваряет определение" и вытекающим отсюда отвержением принципа приоритета в "Руководстве" стоит все та же "зональная идеология" Шиндевольфа. Ибо чем могут быть эти коррелируемые, но не определяемые стратоны, как не шиндевольфовскими зонами, не нуждающимися в стратотипах? Таким образом, Remane и его соавторы предлагают фактически определять подразделения международной стратиграфической шкалы как совокупности зон, а глобальные стратотипы границ, ради которых, казалось бы, и составлено все "Руководство", на самом деле оказываются лишь ни к чему не обязывающим "вежливым поклоном" в сторону стратотипической концепции.

Не удивительно поэтому, что авторы "Руководства", формулируя требования, предъявляемые к глобальным стратотипам границ, считают (пункт 4.2.3), что эти стратотипы должны выбираться в толщах, накапливавшихся в нормально-морских условиях, тогда как прибрежно-морских и континентальных отложений необходимо избегать. В 1996 году Подкомиссией по стратиграфии перми Международной комиссии по стратиграфии была предложена кардинальная перестройка общей шкалы пермской системы с переносом стратотипов основных подразделений из континентальных разрезов Русской платформы в морские разрезы Северной Америки и Китая. Новый вариант шкалы вызвал большое количество возражений со стороны специалистов по стратиграфии перми, не являющихся членами Подкомиссии (Ганелин и др., 1997; см. также "Permophiles", 1996, № 29); однако он был поддержан Remane, председателем Международной комиссии по стратиграфии (Remane, 1996) в виду того, что традиционные стратотипы верхнепермских стратонов находятся в континентальных разрезах, а выбор стратотипа, по мнению Remane, не должен регулироваться принципом приоритета.

Таким образом, преимущественная ориентированность на стратотипы стратиграфических шкал континентальных отложений часто вызывает пренебрежительное отношение к "континентальной" стратиграфии "морских" стратиграфов. С другой стороны, она порождает также стремление ряда "континентальных" стратиграфов придать подразделениям континентальной шкалы зональный статус. Так, в литературе часто можно встретить выражения типа "раннеказанская ихтиофаунистическая группировка" (Миних, 1998) или "вятский (от вятского горизонта) комплекс остракод" (Стратотипы и опорные разрезы..., 1996). Все это приводит к отмеченному выше размыванию смысла стратиграфических понятий и, как следствие, – к ухудшению функционирования шкал.

Рассмотрим конкретный пример. Стратотипом границы казанского и татарского ярусов является граница между белыми тонкослоистыми мергелями и красновато-коричневыми алевролитами, обнажающаяся на правом берегу р. Вятки у д. Шихово-Чирки (Гоманьков, 1992). Детальное изучение этого разреза, проведенное нами в 1994 г. совместно с геологами Казанского и Саратовского университетов, показало, что двустворки, считавшиеся "типично татарскими", встречаются примерно в 9 м ниже границы ярусов, а "казанские" остракоды, напротив, проходят высоко в татарский ярус. Допустим теперь, что в каком-нибудь другом разрезе (не стратотипическом) будет обнаружено совместное присутствие "казанских" остракод и "татарских" двустворок. Если специалисты по остракодам и двустворкам, к которым соответствующая фауна поступит на определение, будут ориентироваться на "зональное" понимание ярусов верхней перми, то один из них датирует рассматриваемую толщу казанским ярусом, а другой – татарским. Геолог-практик, являющийся заказчиком заключений о возрасте, вряд ли станет разбираться в причинах возникшего противоречия и, скорее всего, продатирует толщу как "казанский-татарский яруса нерасчлененные". Суммарная мощность казанского и татарского ярусов в Московской синеклизе составляет в среднем около 500 м, тогда как мощность интервала совместной встречаемости "казанских" остракод и "татарских" двустворок в стратотипическом разрезе не превышает 40 м. Таким

образом, грамотное и аккуратное использование терминов "казанский" и "татарский" с опорой на стратотип позволило бы повысить точность корреляции более чем в 10 раз.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что главный путь детализации континентальных шкал в настоящее время – это повышение "общей культуры" стратиграфов в отношении пользования стратиграфическими понятиями, увеличение корректности употребления названий тех или иных стратонов.

Другие способы совершенствования континентальных шкал достаточно тривиальны и вытекают из тех особенностей континентальных отложений, которые были отмечены выше: редкой встречаемости органических остатков и большой фациальной пестроты. Как правило, континентальный разрез можно очень дробно расчленить, но очень трудно сопоставить с другим таким же разрезом, находящимся даже совсем близко от первого, что порождает крайнюю "провинциализацию" континентальной стратиграфии. Для конца перми ситуация усугубляется еще и тем, что на это время приходится максимум фитогеографической дифференциации Земли (Мейен, 1988). Глобальная климатическая обстановка, бывшая, видимо, главной причиной этого явления, влияла, скорее всего, аналогичным образом и на наземную фауну, хотя, может быть, и не так сильно, как на флору.

В пределах Ангарского палеофлористического царства в перми и первой половине триаса выделяются две области – Субангарская, занимающая, в основном, европейскую часть России к юго-западу от Тимана, и собственно Ангарская, охватывающая Печорское Приуралье, Сибирь и большую часть Монголии. Регионально прослеживаемыми в обеих этих областях являются в настоящее время стратоны, более дробные, чем ярусы, – подъярусы и горизонты. Однако сопоставления *между* областями имеют, как правило, гораздо более грубый характер: хотя в литературе (см., например, Верхний палеозой Ангариды, 1988) иногда и приводятся схемы сопоставления на уровне ярусов, но даже и они не вполне надежны.

Исключительное значение для стратиграфии в связи с этими обстоятельствами приобретают экостратиграфические методы, ориентированные на палеогеографическую реконструкцию обстановок осадконакопления и выявление общих причин, вызывающих разного рода изменения в разных экосистемах. Интересные попытки реконструкции сухопутных экосистем (преимущественно на палеоботаническом материале) с привлечением их к региональной стратиграфии Ангарской палеофлористической области были недавно предприняты Г. Н. Садовниковым (1997). Подробнейшие экологические реконструкции для континентального триаса Западной Европы были выполнены D. Mader'ом (1990). К сожалению, они носят скорее аутэкологический, а не синэкологический характер, т. е. относятся к отдельным видам, а не к целым экосистемам, что снижает их ценность для стратиграфии.

Вместе с тем далеко еще не исчерпаны возможности традиционных методов увеличения точности корреляции: поисков и использования новых стратиграфических признаков, которые могут оказаться общими для двух сопоставляемых разрезов, а также поисков и изучения промежуточных разрезов, которые могут служить "мостом" между ними.

Второй их этих методов действует, как правило, безотказно, но он требует обычно больших материальных затрат, связанных с бурением скважин. При этом нельзя, в который уже раз, не вспомнить о такой наболевшей и чисто организационной проблеме, как хранение керна. С 1995 г. в пос. Апрелевка Московской области действует Федеральный фонд кернового материала, палеонтологических и литологических коллекций и коллекций нефтей нефтегазоносных провинций России, оснащенный обширным и прекрасно оборудованным кернохранилищем (Афанасьева и др., 1998). Хочется надеяться, что эта организация послужит в будущем примером для подражания и надежной системой хранения кернового материала будут обеспечены буровые работы, проводимые на всей территории России, а не только в нефтегазоносных провинциях.

Что касается первого из упомянутых методов – привлечения новых стратиграфических признаков, то это метод, несомненно, более дешевый, но и более рискованный: новых признаков можно не найти, или же они не будут "работать", окажутся недостаточно стратиграфичными.

Из перспективных направлений таких поисков для верхней перми и триаса Ангариды можно указать, например, изучение такой группы ископаемых, как конхостраки. Э.Ф. Орловой (1978; 1991) в последние годы была разработана методика, позволяющая существенно повысить точность систематики этой группы и разработать по ней зональную шкалу для пермо-триасовых отложений Тунгусского бассейна и его обрамления (Садовников, Орлова, 1994; 1995). В то же время изученность конхострак из перми и триаса Русской платформы существенно отстает от их изученности в Сибири. Напротив, систематика и стратиграфическое распространение остракод очень хорошо изучены на Русской платформе и делают их руководящей группой для пермских и триасовых отложений этого региона (Стратотипы и опорные разрезы..., 1996; Граница перми и триаса..., 1998), тогда как в Сибири эта группа фауны остается почти не изученной.

В самом начале находится еще исследование таких групп как харофиты и ихтиолиты (чешуя рыб). Их изучение ведется пока исключительно на материалах с Русской платформы (Стратотипы и опорные разрезы..., 1996; Есаулова , 1998; Миних, 1998), но они могут оказаться перспективными группами и в отношении сопоставления с центральной Ангаридой. Д.И. Янкевичем (1999), на-

пример, в самое последнее время была намечена корреляция уфимских отложений Русской платформы и Печорского бассейна по ихтиолитам.

Для корреляции континентальных толщ Восточной Европы и Сибири очень полезным может оказаться также изучение детальной морфологии и совершенствование систематики высших растений, и в первую очередь кордаитов – группы, на которой, главным образом, зиждется шкала, разработанная для верхнего палеозоя центральной Ангариды С.В. Мейеном (1990). На Русской платформе, в Субангарской палеофлористической области кордаиты так же присутствуют в пермских отложениях, хотя, конечно, не в таких количествах, как в Ангарской. Детальное изучение их морфологии в целях сравнения с кордаитами Сибири и Печорского Приуралья только начинается. Его первые, но вполне впечатляющие результаты, опубликованные Л.В. Глуховой (1989), позволяют надеяться, что подразделения шкалы Мейена удастся все-таки надежно привязать к стандартной шкале пермской системы, опирающейся на восточно-европейские стратотипы.

Несомненно, что для совершенствования местных шкал очень важно изучение спорово-пыльцевых спектров в комплексе с палеоэкологическими и палеогеографическими исследованиями, поскольку эти спектры отражают обобщенную картину растительности на больших территориях. Однако до сих пор сведения о реальных "площадях наилучшего соответствия", т. е. о размерах тех территорий, растительность которых наиболее адекватно отражается в данном спорово-пыльцевом спектре, остаются крайне скудными. Можно лишь предположить, что эти площади могут меняться в зависимости от ландшафтных обстановок и генетических типов тех осадков, в которых происходит захоронение миоспор. Таким образом, выяснение площадей наилучшего соответствия требует колоссального объема актуопалеонтологических исследований: определения рецентных спорово-пыльцевых спектров из различных ландшафтных зон и различных типов осадков и геоботанического описания огромных территорий, расположенных вокруг тех точек, из которых были отобраны пробы на споры и пыльцу. Выполнение этих исследований – задача необотаников, и в настоящее время известны лишь единичные работы, посвященные данной тематике (Jackson, 1990; Язвенко, 1992). Вместе с тем, без знания площадей наилучшего соответствия невозможно оценить меру фациальной изменчивости спорово-пыльцевых спектров и, следовательно, обеспечить их полноценное использование для стратиграфии.

Развитая в последние десятилетия магнитостратиграфия – также перспективный метод для построения детальных региональных шкал перми и триаса Ангариды, равно как и межрегиональных корреляций, в том числе и с морскими разрезами. Верхнепермские и триасовые разрезы Русской платформы благодаря своей красноцветности в настоящее время прекрасно изучены на предмет палеомагнетизма (Стратотипы и опорные разрезы..., 1996; Граница перми и триаса..., 1998). Этого, к сожалению, нельзя сказать о синхронных разрезах Сибири, в особенности об их пермской, угленосной части (Захаров, Сокарев, 1991). Скудость палеомагнитных данных по пермским отложениям Сибири обусловлена, скорее всего, трудностями выявления магнитных характеристик пород в угленосных толщах. Она имеет; следовательно, объективные причины, которые оказываются, таким образом, объективными ограничениями применимости данного метода.

Литература

Афанасьева М.С., Милетенко Н.В., Русаев А.А. Керн // Природа. 1998. № 4.С. 50–51.

Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора. Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.

Ганелин В.Г., Гоманьков А.В., Грунт Т.А., Дуранте М.В., Лазарев С.С., Морозова И.П., Осипова А.И. Комментарии к ревизии стратиграфической шкалы пермской системы по результатам II Гваделупского симпозиума (США, Техас, Альпайна, апрель 1996 г.) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 29–34.

Глухова Л.В. Микроструктура и стратиграфическое распространение руфлорий. Рукопись, депонированная в ВИНИТИ, № 2467-В89. Красноярск, 1989. 78 с.

Гоманьков А.В. Стратиграфия татарских отложений р. Вятки и проблемы номенклатуры татарского яруса // Бюлл. РМСК по Центру и Югу Русской платформы. 1992. Вып. I. С. 85–87.

Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: Геос, 1998. 245 с.

Есаулова Н.К. Флора и фитозональная шкала верхней перми Волго-Уральской стратотипической области. Дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Казань, 1998. 65 с.

Захаров Ю.Д., Сокарев А.Н. Биостратиграфия и палеомагнетизм перми и триаса Евразии. М.: Наука, 1991. 135 с.

Лазарев С.С. Типизация – эталонирование – стандартизация: регресс в стратиграфической классификации // Биостратиграфия среднего-верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. Сб. научных трудов М., 1995. С. 47–56.

Мейен С.В. Об основных фитостратиграфических границах в карбоне и перми Тунгусского бассейна // Мат-лы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. Томск: Изд-во Томского университета, 1974. С. 151–155. (Тр. Томского ун-та. Т. 232).

Мейен С.В. Таксономия и мерономия // Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наукова думка, 1977. С. 25–33.

Мейен С.В. Методы палеофлористических исследований и проблемы флорогенеза // Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. М.: Недра, 1988. С. 31–44.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 215 с.

Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. 287 с.

Миних М.Г. Позднепермская и триасовая ихтиофауна Европейской России (систематика, этапы развития, стратиграфическое значение). Дисс. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Саратов, 1998. 66 с.

Орлова Э. Ф. Применение реплик для изучения ископаемых конхострак // Палеонтол. журн. 1978. № 3. С. 124–127.

Орлова Э. Ф. Первые результаты изучения микроструктуры раковин конхострак севера Сибирской платформы с помощью сканирующего электронного микроскопа // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1476–1478.

Пфанцагль И. Теория измерений. М.: Мир, 1976. 248 с.

Решения Межведомственного совещания по разработке уни-фицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. Л., 1965. 79 с.

Розанов В. И., Астафуров В. А. К вопросу о границе казанского и татарского ярусов на европейском севере России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 21–26.

Садовников Г. Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 11. С. 68 – 77.

Садовников Г. Н. Переход от палеофита к мезофиту в северной и центральной Азии. Автореф. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М., 1997. 25 с.

Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф. Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 658–661.

Садовников Г. Н., Орлова Э. Ф. Новое в стратиграфии пермо-триасовой вулканогенной тощи центральной части Тунгусской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 1. С. 34–42.

Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр, 1996. 539 с.

Хедберг Х. (ред.). Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 1975. 136 с.

Язвенко С. Б. Современная пыльцевая продукция и голоценовая история горных лесов Закавказья. Автореф. дисс. канд. биол. наук. М., 1992. 17 с.

Янкевич Д. И. Раннепермские и уфимские лучеперые рыбы Западного Приуралья и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. Наук. Саратов, 1999. 24 с.

Jackson S. T. Pollen source area and representation in small lakes of the northeastern United States // Review of Palaeobotany and Palynology. 1990. V. 63. № 1–2. P. 53–76.

Mader D. Palaeoecology of the Flora in Buntsandstein and Keuper in the Triassic of Middle Europe. Stuttgart – New York: Gustav Fischer Verlag, 1990. 1582 p.

Remane J. Some general considerations concerning the definition of stratigraphic Units and their boundaries. Comments to statements opposed to the new subdivision of the Permian System, as adopted by the Subcommission on Permian Stratigraphy of ICS // Permophiles. 1996. № 29. P. 18–19.

Remane J., Basset M. G., Cowie J. W., Gohrbandt K. H., Lane H. R., Michelsen O., Wang Naiwen. Guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) (Revised) // Permophiles. 1996. № 29. P. 25–30.

Раздел 7. Физические методы в стратиграфии

7.1. Абсолютное летосчисление в стратиграфии

Разбираются теоретические и практические основы разных методов изотопной геохронологии. Наряду с достижениями, раскрываются трудности определения изотопного возраста горных пород. Показывается роль изотопных методов в стратиграфии.

The theoretical base and practical employment of different methods of isotope geochronology are discussed. Both achievements and difficulties in age determination by the isotopic method are analyzed and the significance of isotopic methods for stratigraphic investigations is evaluated.

Известно, что все "абсолютное" в мире часто оказывается весьма относительным. На начальном этапе развития методов изотопной геохронологии об этом предпочитали не думать. Эйфория, связанная с представлениями о превосходстве "точных" научных методов, уводила от реальностей представителей как точных, так и "неточных", естественных наук. Действительность довольно скоро отрезвила и тех и других, и словосочетание "абсолютный возраст" стало звучать иронически и исчезло из серьезной литературы. Мне представляется теперь, что это тоже было неоправданным следствием эмоционального всплеска. Понятие "абсолютный возраст" надо воспринимать, как возраст, выраженный в абсолютных единицах летосчисления – годах (хотя продолжительность года в геологическом времени тоже величина переменная), в отличие от относительного по своей сути стратиграфического возраста. Естественно, что и в том и в другом исчислении возможны ошибки, и тот и другой способ имеет свои достоинства и недостатки, но оба они преследуют одну и ту же цель познания истории развития Земли. В настоящей статье мне хотелось бы высказать с позиций изотопной геологии свои соображения по этому поводу. Если некоторые из высказываний покажутся излишне категоричными, то следует помнить, что доведение мысли до крайности или абсурда обычный прием научного познания.

О приоритетах

Геология относится к области естественных наук. Особенность естественной среды состоит в том, что в ней действует огромное количество факторов. Их трудно учесть все сразу, трудно выделить определяющие изучаемое явление, трудно учесть результаты их взаимодействия. Эти обстоятельства приводят к тому, что часто нарушается основа "настоящей" науки – становится невозможным сформулировать исходные посылки и изучение сводится к "сбору материала", чем нередко к сожалению и заканчивается. Но как только удается выделить из многообразия явлений какую-то их группу и пытаться изучать ее "по-настоящему", так обычно теряются многие природные связи и вместо полнокровного исследования возникает его немощная тень. С этим противоречием приходится мириться и, может быть, даже радоваться ему, ибо оно открывает простор для фантазий.

Стратиграфия – важнейшая часть геологии. Ее главная задача, как представляется, восстановить последовательность геологических событий или дать материал для такого восстановления. Основополагающим методом здесь оказывается биостратиграфический. Построение шкалы геологического времени – одно из огромных достижений человеческой мысли. Ее создание свидетельствует о принципиальной самодостаточности стратиграфических методов. Развитие биосферы во времени – естественный природный процесс, и поэтому приоритет стратиграфического исчисления времени не вызывает сомнений. Все остальные методы, в том числе изотопные, должны рассматриваться как вспомогательные.

Приоритет стратиграфии имеет также исторические корни. Она ведет свое начало с XVII в., в то время как впервые идея о возможности использования природной радиоактивности для определения возраста пород была высказана Резерфордом в начале XX в., а ее реальное воплощение началось только 40–50 лет назад.

О неравномерности геологического времени

Мы судим о времени по событиям, запечатленным в породах, главным образом осадочных, отчасти метаморфических. Оставляя в стороне вопрос о перерывах в осадконакоплении, следует помнить, что и породы сами по себе изменяются во времени. Меняется их химический и минеральный состав, изменяются их мощности. Некоторые породы, прежде всего пластичные и легкорастворимые хлориды и сульфаты, иногда полностью исчезают из разреза; уменьшаются, иногда очень резко, мощности карбонатных пород; частично сокращается мощность обломочных пород за счет их уплотнения, растворения и полного или частичного выноса кремнезема и других компонентов. Последние обобщающие работы на эту тему с соответствующими перечнями литературы опубликованы В.Н. Холодовым (1994, 1997).

Сокращения мощности осадочных пород и их изменения равносильны потере информации о времени или просто потере времени. Восстановление этой потери требует иных подходов и больших усилий. Сами изменения пород обусловлены большим числом факторов и неравномерны, хотя в целом, видимо, пропорциональны возрасту. Тем самым детальность извлекаемой информации уменьшается с увеличением возраста пород, время как бы спрессовывается, сокращается, и стратиграфическая шкала становится все менее детальной. Мы никогда не будем знать кембрийскую историю Земли так же подробно, как неогеновую. Это неизбежное следствие развития нашей планеты. К тому же качественное сокращение детальности стратиграфической записи происходит на границе венда и протерозоя. В протерозое практически перестает работать метод биостратиграфического расчленения, и хотя в этом направлении ведутся активные исследования, пока, главной опорой здесь служит научная интуиция. Кроме того, протерозойские породы оказываются сильно измененными, потерявшими значительную долю информации о времени.

Объективно существующая неравномерность записи геологического времени в породах в равной степени влияет на разрешающую способность методов относительной и абсолютной геохронологии.

Некоторые общие основы методов изотопной геохронологии

В качестве меры абсолютного времени может быть использован любой периодически повторяющийся или равномерный однонаправленный процесс изменения. Наиболее важный из них – радиоактивный распад. Существует большое число различных методов измерения времени, основанных на радиоактивном распаде (по убыли материнского, радиоактивного изотопа в системе, по накоплению дочернего, стабильного продукта распада, по неравновесным изотопным системам). Наиболее полная их сводка дана в превосходной книге Г. Фора (1989). Методы, применяемые при изучении донных осадков и молодых, четвертичных отложений описаны также в книге В.М. Купцова (1986) (в другой его работе сведены неизотопные физико-химические методы датирования (Купцов, 1989]). Ниже будут рассмотрены возможности только некоторых наиболее употребительных при стратиграфических исследованиях изотопных методов. Все они за исключением радиоуглеродного в качестве меры времени используют количество накопленного в системе дочернего элемента – продукта радиоактивного распада. К ним относится K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb методы.

Успешное применение любого изотопного метода датирования предполагает выполнение ряда условий. Прежде всего должны быть соблюдены исходные посылки, которые лежат в основе каждого из методов. Часто выполнение этих исходных посылок нельзя установить заранее, что предопределяет риск, связанный с напрасной затратой усилий и средств. Следующим важнейшим условием является соответствие отбираемого материала поставленной задаче. Материал должен соответствовать не только желанию получить возраст объекта, но и отвечать требованиям и возможностям применяемого метода. Наконец, безусловно важное условие – качество самих изотопных измерений. Каждое из них представляет собой сложную экспериментальную задачу, связанную с предварительной подготовкой пробы, тонкой химической очисткой анализируемого материала и собственно изотопного измерения. Использование изотопных методов для решения геологических задач требует исключительно высоких технологий, зачастую превышающих требования к изотопным измерениям в других областях науки. И, наконец, последнее условие – правильная оценка значимости результатов измерений и по возможности их объективная интерпретация. Главная трудность в выполнении всех этих условий состоит в том, что в лаборатории измеряется не возраст объекта, а концентрации элементов и элементные и изотопные соотношения. Возраст рассчитывается по этим характеристикам, но расчет этот может не иметь никакого отношения к объективной реальности или представлениям исследователя. Поэтому его первая задача – установить, что полученные цифры действительно означают возраст. Его вторая задача – решить, какое геологическое событие этому возрасту отвечает. При этом мерилом правильности заключений должны быть собственно изотопные или иные геохимические характеристики, а ни в коем случае не предположения о возрасте изучаемого объекта.

К сожалению, в реальной жизни не только Рос-

сии, но и дальнего зарубежья очень часто упомянутые условия не выполняются. При этом все грехи приписываются изотопным методам, в то время как следовало бы говорить о неправильной методологии. Действительно, время – сложнейшая материальная и философская реальность, и предполагать, что можно взять камень, отдать его вместе с некоторой толикой денег или без них в окошко лаборатории и через некоторое время из того же или соседнего окошка получить справку о возрасте камня, является сущей нелепостью. Именно поэтому коммерческие зарубежные фирмы предлагают в качестве одной из услуг (самой дорогой, разумеется) датирование объекта, когда от заказчика требуется только указать объект исследования.

Реально каждое определение возраста представляет собой сложную научную задачу, специальное исследование геологического объекта, которое не всегда бывает подвластно специалисту одного профиля. Кооперация же разных специалистов предполагает знание ими основ всего сложного процесса проводимого исследования. Очевидно, что создание таких научных коллективов и накопление соответствующего опыта – дело времени, средств и усилий. Как и всякую научную работу, изотопное датирование нельзя полностью вложить в рамки инструкции, хотя требования и попытки написать таковые предпринимались неоднократно.

Возможности и ограничения методов изотопного датирования

Все рассматриваемые ниже методы (K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb) имеют общие требования к их применению. Датируемый объект (образец) должен оставаться закрытой системой по отношению к используемым элементам с начала датируемого события и должны быть соблюдены некоторые начальные условия.

K-Ar. Таким начальным условием для калий-аргонового метода является отсутствие в системе (в валовой пробе, в минерале) "избыточного" по отношению к атмосферному изотопа ^{40}Ar, который может быть захвачен минералом или породой при их образовании. В магматических породах это условие обычно выдерживается. При интенсивном нагреве породы, а тем более при ее плавлении, как правило, весь накопленный ранее радиогенный аргон уходит, и если система после остывания породы остается закрытой, то появляется возможность ее датирования. Для того чтобы быть уверенным в правильности результата, следует выполнить определения по серии образцов или мономинеральным фракциям, причем весьма желательно иметь образцы с различным содержанием калия, что дает возможность получения изохронных зависимостей (см. ниже).

Современная техника позволяет для высококалиевых образцов перекрывать диапазон радиоуглеродных измерений (до 50 тыс. лет). Стратиграфическое разрешение может быть очень высоким, но его трудно реализовать, поскольку частота вулканических прослоев или других магматических проявлений в сериях осадочных пород на континентах довольно мала.

К техническим недостаткам метода следует отнести раздельное определение калия и аргона (из разных навесок). На определение калия берется около 100 мг вещества, а на изотопный анализ аргона требуется почти в 10 раз меньшая навеска. Увеличение суммарной навески существенно при анализе монофракций, и кроме того при такой разнице в навесках трудно соблюсти представительность пробы, что несколько снижает точность определения. Этого недостатка лишен аргон-аргоновый метод ($^{39}Ar/^{40}Ar$). Сущность его состоит в том, что образец предварительно подвергается нейтронному облучению в ядерном реакторе. Под действием облучения на ^{39}K образуется ^{39}Ar. Теперь отпадает необходимость измерения калия, оно заменяется измерением ^{39}Ar и из одной и той же навески в едином масс-спектральном опыте определяется и содержание калия и содержание радиогенного аргона в образце. Основной недостаток метода – большие затраты времени. После облучения образцы имеют наведенную радиацию, и для их остывания до безопасного уровня требуется до полугода времени.

Долгое время казалось, что калий-аргоновый метод идеален для датирования глауконита, т.е. времени аутигенного минералообразования, близкого, как полагали, ко времени осадконакопления. Технически анализ глауконита не сложен, но при интерпретации результатов возникают большие трудности. Дело в том, что глауконит, как и другие глинистые минералы, неустойчив и подвержен постседиментационным преобразованиям с потерей радиогенного аргона и, следовательно, "омоложению". До сих пор до конца не ясно поведение калия в глауконите. Работа с глауконитом с надеждой на успех еще возможна в пределах кайнозоя, но уже в мезозое получение стратиграфически значимых цифр весьма маловероятно. В любом случае требуются специальные изотопно-геохимические исследования для того, чтобы установить близкое соответствие возраста глауконита и времени осадконакопления. Один из примеров такого исследования будет приведен ниже.

Rb-Sr. Один из четырех изотопов стронция с массовыми числами 84, 86, 87 и 88- изотоп ^{87}Sr является радиогенным продуктом распада ^{87}Rb. Скорость распада ^{87}Rb очень мала, и за время существования Земли распалось только около 6% исходного его количества. При расчете возраста изучаемой системы по накопленному количеству радиогенного изотопа необходимо знать его количество в системе в начальный момент времени, в результате чего в соответствующем уравнении оказыва-

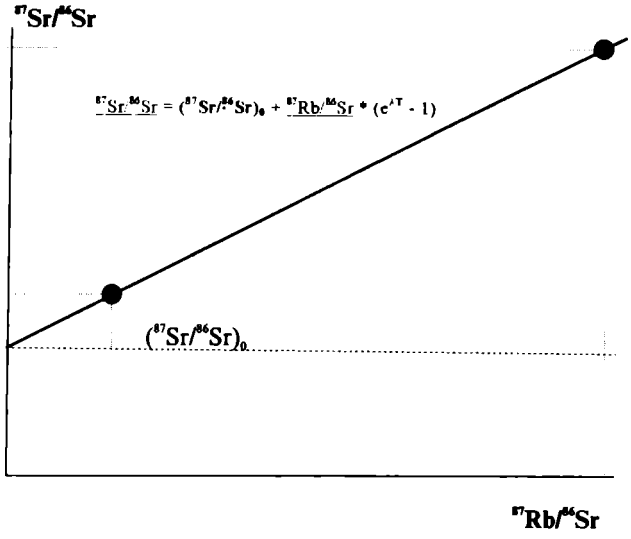


Рис. 7.1.1. Схема построения Rb-Sr изохроны. Для каждой из точек на изохроне справедливо написанное на рисунке уравнение, в котором значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ измеряются в опыте. Значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и T лет – искомые величины (возраст пропорционален наклону линии). Для их нахождения нужно иметь на изохроне минимум две точки. Реально количество точек должно быть больше. Существуют специальные способы обсчета, при которых выясняется, лежат ли точки на линии в пределах экспериментальных (измерительных) ошибок, и тогда зависимость считается изохронной, или разброс точек превышает экспериментальные ошибки. В последнем случае причиной разброса может быть так называемый "природный шум", то есть не полное удовлетворение условий метода, и зависимость считается "эрохронной". В этом случае требуются дополнительные доказательства возрастного смысла прямолинейной зависимости. В уравнении $\lambda=1.42\cdot10^{-11}$ 1/год – постоянная распада ^{87}Rb.

ется два неизвестных – искомый возраст и начальное количество ^{87}Sr. По ряду причин удобнее обращаться не с количествами изотопов, а с изотопными соотношениями, и все члены расчетного уравнения относят к постоянной величине - содержанию ^{86}Sr. Расчет ведется по соотношениям $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$. На графике, где первое отношение отлагается по абсциссе, а второе по ординате, точки, которые отвечают породам одного возраста и одного начального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, располагаются на прямой линии – изохроне, как это условно показано на рис. 7.1.1. Угол наклона этой линии пропорционален возрасту объекта, а точка ее пересечения с ординатой дает значение начального изотопного отношения стронция. Для нахождения двух неизвестных нужно минимум два уравнения, т. е. нужны данные по крайней мере по двум образцам с различными значениями $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, чтобы иметь на изохронном графике две точки. Однако две точки всегда лежат на прямой линии, и параметры возраста и начального отношения можно рассчитать для двух геологически не связанных друг с другом образцов. Поэтому реально для определения возраста нужно большее количество точек.

Начальным условием применения Rb-Sr метода является требование к равенству изотопного отношения стронция $(87Sr/86Sr)_0$ в начальный момент времени. Собственно говоря, Rb-Sr методом датируется событие, при котором происходит выравнивание изотопного отношения стронция в изучаемом комплексе пород. Такое условие выполняется обычно при плавлении пород или их интенсивном метаморфизме. Таким образом, Rb-Sr метод, как впрочем и другие рассматриваемые здесь методы (K-Ar, Sm-Nd, U-Pb), разработаны применительно прежде всего к магматическим и метаморфическим породам. Их использование для датирования осадочных пород встречает дополнительные трудности.

Применение Rb-Sr метода к датированию осадочных пород казалось одно время очень перспективным. Основывались эти перспективы на том, что изотопный состав стронция в океанической и морской воде в течение достаточно длительных интервалов времени по сравнению со временем осадконакопления выдерживается на постоянном уровне. Это означает, что аутигенные минералы, если они образовались в контакте с неметаморфизованной морской водой, удовлетворяют основному требованию метода. Большой объем исследований, суммированный например в (Isotopic signatures...1992), показал, однако, что это требование почти никогда не выполняется. Отчасти потому, что изотопный состав стронция может изменяться уже на стадии диагенеза, что отражается на состоянии стронциевой системы аутигенных минералов. Главные же изменения происходят при эпигенетических (катагенетических) преобразованиях пород. Поэтому, если и удается получить изохронные зависимости по минеральным или иным фракциям осадочных пород, то требуются дополнительные и независимые доказательства, что полученный возраст отвечает времени осадкообразования.

Чрезвычайно интересная идея была высказана У. Кордани. Она состоит в том, что при накоплении терригенных осадков на значительных площадях осадконакопления происходит усреднение частиц – продуктов разрушения разных комплексов пород областей сноса. Тем самым происходит усреднение изотопного состава стронция в осадке, и если брать соответствующие объемы проб (валовые пробы), то можно выполнить основное требование метода. В последней работе Кордани с соавторами, которая известна мне только по тезисам (Misuzaki at al., 1994), на примере осадков шельфа и континентального склона Бразильского побережья показано, что условие усреднения изотопного состава стронция в осадках действительно соблюдается. Вероятно это происходит не всегда, но принципиальная возможность такого усреднения кажется вполне вероятной.

Конечно и по отношению к валовым пробам вторичные изменения вносят свой вклад. Но специфика осадочных пород состоит не только в выдержанности их исходного состава на больших площадях по простиранию пластов, но и в относи-

тельной равномерности их эпигенетических изменений. Поэтому вторичные процессы могут изменить начальное изотопное отношение стронция в исследуемом объеме породы, сохранив его однородность. Это приведет к получению изохронных зависимостей, отражающих время преобразования пород, но не время их образования.

Как очевидно из сказанного, возможности мощнейшего по своей сути Rb-Sr метода для датирования времени образования осадочных пород, так же как и K-Ar, очень ограниченны. Каждый раз требуется специальный комплекс исследований для решения задач, о которых говорилось выше: утверждения, что полученные цифры действительно характеризуют возраст, и определения, возраст какого события в жизни породы они характеризуют.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ океанической воды. Время перемешивания современных океанических вод оценивается примерно в тысячу лет. Время пребывания стронция в океанической воде составляет несколько миллионов лет. Поэтому его изотопный состав в океанических водах и открытых морских бассейнах оказывается весьма однородным. Он складывается из изотопного состава стронция речного стока (среднее отношение в современном речном стоке $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 0.711) и стронция, извлекаемого из базальтов океанического дна ($^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.703$). В современном океане отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7091$. В зависимости от различных условий количественные и изотопные соотношения стронция, поступающие в океанический резервуар, меняются во времени. Эти изменения, то есть эволюцию изотопного состава стронция в древних океанах, удается с той или иной степенью подробностей восстановить. Значение тектонического фактора в режиме питания стронцием океанической воды наглядно продемонстрировано в работе (Richter at. al., 1992).

Карбонатные осадки образуются в равновесии с морской водой и наследуют изотопный состав растворенного в ней стронция. То же относится и к фосфатным осадкам. Опираясь на анализ изотопного состава стронция древних карбонатов, построены соответствующие кривые изменения изотопного состава океанического (морского) стронция во времени. На рис. 7.1.2 воспроизведена кривая из работы (Smalley et al.,1994) по фанерозойским карбонатам. Кривая с соответствующими доверительными интервалами построена в результате обобщения и статистической обработки большого числа опубликованных измерений. На рис. 7.1.3 приведена кривая эволюции изотопного отношения стронция в докембрийских морях (см. Виноградов и др., 1998 и приведенную там библиографию). Обе кривые совершенно неравнозначны ни по детальности построения ни по их правильности и точности. Фанерозойская часть кривой изучена очень представительно, чего нельзя сказать о докембрийской. Вызвано это объективными трудностями расшифровки докембрийской истории Земли. Пожалуй наиболее четко здесь фиксируется только событие с возрастом около 900 млн лет, которое было названо "мантийным" (Veizer at al., 1983), поскольку эволюционная кривая изотопных отношений стронция испытывает в это время резкий провал. Величина его и возрастное положение были уточнены в серии работ по рифейским отложениям Сибирской платформы и Южного Урала (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997; Семихатов и др., 1998). Оказалось, что "мантийное событие" занимает больший интервал времени примерно от 900 до 800 млн лет, когда изотопные отношения стронция в морской воде опускаются до значений 0.7053-0.7055.

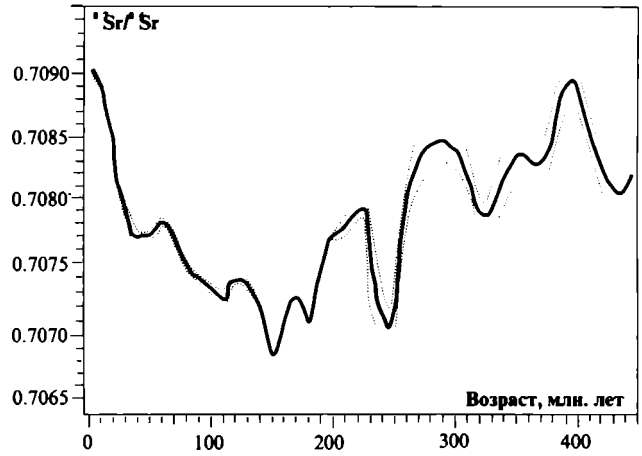


Рис. 7.1.2. Эволюция изотопного состава стронция в фанерозойских морях (по Smalley at al., 1990). Кривая построена в результате обобщения и статистической обработки большого числа опубликованных данных и специально предназначена для оценки возможностей использования данных по изотопному составу стронция в карбонатах в решении стратиграфических задач.

Детальность составления фанерозойской кривой позволяет использовать ее в стратиграфических целях. В первую очередь сказанное касается самой левой нисходящей ветви, которая охватывает интервал кайнозойского времени от современного до низов олигоцена. При современных возможностях масс-спектральных измерений и при благоприятных стечениях обстоятельств достижимое разрешение при определении возраста в этом интервале достигает 500 тыс. лет.

Как видно на рис. 7.1.2, существует целый ряд крутых подъемов и спадов линии эволюции отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океанической воде, и каждый из них предопределяет потенциальные возможности использования их в стратиграфических целях. Правда реализовать эти возможности удается только в тех случаях, когда в пределах кратких интервалов времени, отвечающих крутому подъему или спаду кривой, существуют стратиграфические реперы. В качестве примеров детального согласования эволюционной кривой $^{87}Sr/^{86}Sr$ с биостратиграфическими подразделениями вплоть до зон можно привести работы по нижней юре (Jones et al., 1994), перми (Scholle et al., 1995; Martin, Mac-

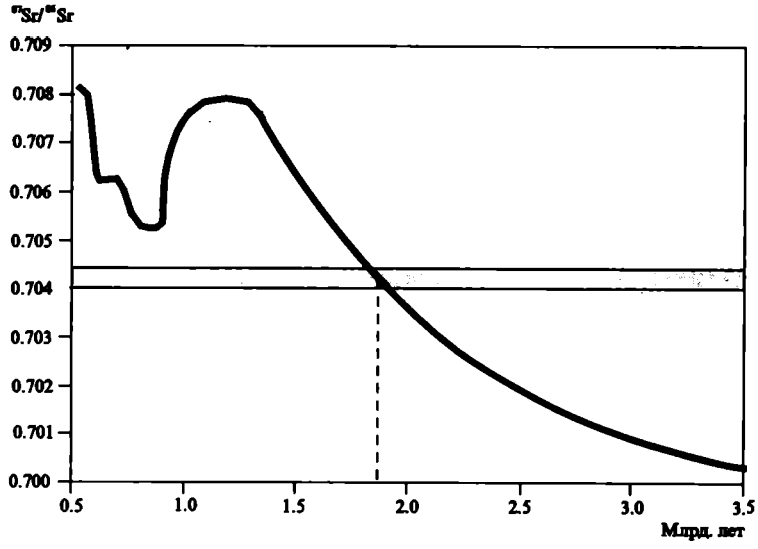


Рис. 7.1.3. Эволюция изотопного состава стронция в докембрийских морях (Виноградов и др., 1998). Горизонтальная заштрихованная полоса на графике обозначает отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7040-0.7045, которые соответствуют самым низким найденным отношениям стронция в докембрийских карбонатах и ангидритах Сибирской платформы. Такие низкие изотопные отношения должны отвечать возрасту карбонатных пород около 1.9 млрд лет.

dougal, 1995), силуру (Ruppel et al., 1996). По этим работам видно, что разрешение метода может достигать в некоторых случаях 1 млн лет. При отсутствии стратиграфических реперов метод практически беспомощен. Кстати, сходная ситуация возникает и при использовании стабильных изотопов для целей стратиграфической корреляции.

Sm-Nd. Метод полностью идентичен в своей основе рубидий-стронциевому. Важное отличие состоит в том, что оба изотопа – материнский ^{147}Sm и дочерний ^{143}Nd близки по своим геохимическим свойствам. Это делает Sm-Nd систему гораздо более устойчивой к вторичным изменениям по сравнению с Rb-Sr. В то же время близость геохимических свойств самария и неодима обусловливает малые вариации в Sm/Nd отношениях природных образцов. К тому же постоянная распада ^{147}Sm вдвое ниже, чем ^{87}Rb. Все это сильно усложняет аналитическую технику и делает метод неприменимым к молодым, включая мезозойские, образованиям. Применимость его для датирования осадочных пород проблематична, имеющийся опыт невелик и продвижение метода в этом направлении требует своих энтузиастов. Некоторые подробности о применении Sm-Nd метода для датирования осадочных пород и литературные ссылки даны в работе (Schaltegger at al., 1994).

U-Pb. Уран-свинцовый метод является одним из самых мощных и в то же время одним из самых сложных как в понятийном, так и в экспериментальном (аналитическом) отношениях изотопно-геохронологическим методом. Два изотопа урана образуют в качестве конечных продуктов распада два изотопа свинца, что позволяет рассчитать возраст по трем независимым уравнениям. Два из них связывают превращения $^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$ и $^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$ а третье описывает эволюцию отношения $^{207}Pb/^{206}Pb$ во времени. Совпадающие (конкордантные) значения U-Pb возраста образуют в координатах $^{207}Pb/^{235}U$ (абсцисса) и $^{206}Pb/^{238}U$ (ордината) кривую, называемую конкордией. Обычно значения возраста по двум уравнениям не совпадают, что связано с нарушением условия замкнутости системы. Основной причиной нарушения как правило оказывается потеря образцом свинца. В таком случае на диаграмме с конкордией точки одновозрастных образцов, которые единовременно испытали потерю свинца, располагаются на прямой линии – дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст объекта. Нижнее пересечение может не иметь геологического смысла или отражает время нарушения системы.

Поскольку U и Pb – элементы в геохимическом отношении совершенно различные, нарушение U-Pb системы фиксируется очень часто. Поэтому для успешного применения метода приходится использовать наиболее устойчивые минералы. Главным из них является циркон, и именно цирконометрия обеспечила U-Pb методу заслуженную популярность. Оценить сложность этой проблемы можно, познакомившись например с работой (Краснобаев, 1986).

В последние 10-15 лет в лучших лабораториях мира экспериментальная техника выросла настолько, что для традиционных U-Pb измерений методом изотопного разбавления требуется всего несколько зерен циркона общим весом менее 50 мкг (50×10^{-6} г). Менее точный, но еще более чувствительный метод, разработанный впервые в лаборатории Австралийского университета (Compston et al., 1984) позволяет работать с единичными зернами циркона. Эти разработки привели к настоящему прорыву в области датирования по цирконам из пепловых прослоев отложений верхнего докембрия – нижнего палеозоя.

В цирконах из вулканогенных пород как правило фиксируется возраст извержения (хотя возможны исключения), а сам циркон достаточно устойчив, чтобы сохранить уран-свинцовую систему в условиях эпигенеза неизменной. Поэтому именно цирконы дают наиболее значимую информацию о возрасте вулканогенных пород и, несмотря на трудоемкость метода, широко используются в стратиграфических целях.

В последнее время в связи с развитием техники аналитических работ возродился интерес к датированию уран-свинцовым и свинец-свинцовым методами осадочных карбонатных пород. Используя филигранную технику (см. например Овчинникова

и др., 1995), удается получить изохронные зависимости даже при предельно низких концентрациях урана и свинца в карбонатах. Карбонатные породы, однако, относятся к наименее устойчивым ко вторичным изменениям. Они легко подвергаются растворению, перекристаллизации, изменению своего состава. Даже основные породообразующие элементы карбонатных пород – углерод и кислород, несмотря на емкие буферные свойства карбонатной системы, часто не сохраняют свой изотопный состав. Что касается свинца, то именно с карбонатными породами связаны крупнейшие эпигенетические свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа и бесчисленное количество галенитовых проявлений. Это говорит о принципиальной предрасположенности карбонатов, их геохимическом свойстве захватывать свинец из циркулирующих растворов, и уже дело случая, приносят ли эти растворы большие или малые количества свинца. Не менее сложна и интересна геохимическая история урана в карбонатах. Вот почему вторую из главных задач геохронологической работы – установить, возраст какого события отражают полученные цифры, по моему глубокому убеждению решить этим методом невозможно. Поэтому в качестве критерия "правильности" возраста принимаются обычно стратиграфические представления (Овчинникова и др., 1994), что методологически ошибочно. Естественно, что сказанное не умаляет важности и я бы сказал красоты подобных исследований. Просто приложимость их к задачам стратиграфии сомнительна и во всяком случае требует привлечения дополнительных (не стратиграфических) обоснований.

Об изотопном датировании четвертичных отложений

Датирование четвертичных отложений представляет собой особую задачу. В целом очень короткий интервал четвертичного времени требует и высокой разрешающей способности методов датирования. Среди них уже мало тех, которые основаны на измерении накопленных стабильных продуктов распада материнских радиоактивных изотопов. До некоторой степени исключением оказывается K-Ar метод, но широкое его применение к датированию молодых событий вряд ли возможно. На первое место здесь выступают методы, основанные на изучении радиоактивных неравновесий. Они имеют совершенно иную по сравнению с описанными выше идеологию и совершенно иную экспериментальную технику, с которой мне самому никогда не приходилось иметь дело. Поэтому, отсылая читателя к уже упомянутым выше работам (Купцов, 1986, Фор, 1989), я еще более схематично, чем это сделано выше, рассмотрю существо дела.

Основные изотопы урана ^{238}U и ^{235}U имеют длинные цепочки распада, конечными членами которых является свинец. Все промежуточные члены ряда радиоактивны, причем время их жизни значительно меньше, чем исходных, родительских изотопов. Поэтому в закрытой системе между концентрациями родительских и дочерних изотопов устанавливается равновесие. Первым продуктом распада ^{238}U является изотоп ^{234}U, который в свою очередь дает изотоп ^{230}Th (ионий).

Геохимические свойства тория таковы, что он в противоположность урану не удерживается в растворе в морской воде, а сорбируется осадком, отделяясь тем самым от родительского элемента. Одновременно с ионием в осадок поглощается и ^{232}Th, который имеет гораздо больший период полураспада. После изоляции осадка от морской воды, количество ионня уменьшается за счет быстрого радиоактивного распада, а количество ^{232}Th с очень большим периодом полураспада практически не изменяется. В результате изотопное отношение $^{230}Th/^{232}Th$ уменьшается, и степень этого уменьшения есть мера времени.

Наряду с ониевым методом существует еще целый ряд в принципе аналогичных ему методов. Один из них (неравновесие ^{234}U-^{238}U) основан на исследовании В.В. Чердынцева (1969).

Для датирования молодых биогенных карбонатных осадков наиболее перспективен ураниониевый ($^{230}Th/^{234}U$) метод, но получаемые результаты необходимо контролировать совпадениями по другим радиоактивным соотношениям (Купцов, 1986, стр. 129). В принципе метод открывает возможность датировать образцы с возрастом до 250 тыс. лет.

Все методы, основанные на неравновесных парах радиоактивных изотопов, могут давать значимые результаты при соблюдении еще большего числа условий, нежели рассмотренные ранее; можно сказать, что в геохимическом смысле они менее строги, и при расчетах требуется целый ряд допущений, степень обоснованности которых не всегда определима. Поэтому в этой области исследований особенно важно правило, что вся работа от сбора образцов до интерпретации результатов должна проводиться квалифицированным специалистом или группой специалистов.

^{14}C. Радиоуглеродный метод занимает особое место. Только с его помощью удается датировать с высокой точностью и степенью надежности события недавнего прошлого. Обычно возрастной предел для него ограничен 50000 лет.

Метод основан на измерении убыли радиоактивного изотопа углерода ^{14}C. Он образуется в верхних слоях атмосферы за счет реакции ^{14}N с вторичными нейтронами космического излучения, и входит в углеродный цикл земного углерода наряду с его стабильными изотопами. После гибели организма и/или изоляции образца от обмена с атмосферой количество ^{14}C при радиоактивном распаде уменьшается, и степень уменьшения, служит мерой возраста образца. Как и в любом другом ме-

тоде, существует целый ряд условий, при соблюдении которых возможно получение значимых результатов.

Широкое применение радиоуглеродного метода во всем мире и опыт лаборатории Геологического института показывают, что метод успешно используется для стратиграфического расчленения и корреляции вулканогенных отложений, изучения истории развития фауны крупных млекопитающих, вопросов палеогеографии и палеоклиматологии, решения археологических и многих других задач.

Некоторые примеры применения методов изотопного датирования для решения задач стратиграфии

Ниже приводятся некоторые примеры, которые заимствованы из опыта работы лаборатории Геологического института РАН. Они приводятся для того, чтобы хоть частично проиллюстрировать ту идеологию, которой, как мне кажется, необходимо придерживаться при постановке и проведении подобных работ.

1. Реперное датирование палеогеновых отложений. Реперное датирование представляет одну из важнейших задач изотопной геологии. Оно лежит в основе согласования биостратиграфической и физической (абсолютной) шкал времени. Под реперным понимается по возможности точное получение возраста осадкообразования точно определенного стратиграфического подразделения. Следовательно требуется редко встречающееся в природе сочетание целого ряда условий. Необходимо, чтобы датируемый объект имел четкую биостратиграфическую привязку. Необходимо, чтобы он содержал материал, пригодный для изотопного датирования. Необходимо, чтобы этот материал сохранил изотопные метки времени образования данной породы. Необходимы, наконец, доказательства, что получаемые даты действительно соответствуют времени осадконакопления или очень близки к нему.

Столь жесткие требования к объекту исследования заставляют отказаться от желательного но трудно реализуемого условия, чтобы изучаемый объект представлял одновременно и важный стратиграфический рубеж.

Было обследовано с проведением K-Ar и Rb-Sr измерений большое число горизонтов палеогенового разреза Сирии (около 15), содержащих глауконит. Стратиграфическая их привязка осуществлялась В.А. Крашенинниковым (Krasheninnikov et al., 1996; Геологические..., 1998). Глаукониты из трех горизонтов дали значимые результаты. Ими оказались горизонты с Globogerapsis semiinvoluta, Acarinina pentacamerata и Globorotalia pseudomenardii. (Виноградов, Крашенинников, Головин, 1990). На рис. 7.1.4 показаны Rb-Sr изохронные графики для плотностных фракций глауконитов из этих горизонтов. Низкие Rb/Sr отношения во фракциях глауконитов связаны вероятно с загрязнениями их фосфатным материалом. В таблице дано сопоставление Rb-Sr и K-Ar датировок, и рассчитанных начальных изотопных отношений стронция и отношений, полученных непосредственными измерениями по карбонатам и фосфатам.

Таблица. Сопоставление данных изотопного датирования палеогеновых отложений Сирии

Биостратиграфическая зона	Изотопный возраст, млн. лет		$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	
	K-Ar	Rb-Sr	Глауконит	Карбонат (фосфат)
Globogerapsis semiinvoluta	36±1.4	38±2	0.70764 ±0.00020	0.70772 ±0.00005
Acarinina pentacamerata	46±1.5	46±5	0.70782 ±0.00006	0.70783 ±0.00005
Globorotalia pseudomenardii	54±2	55±1.5	0.70792 ±0.00008	0.70788 ±0.00005

Rb-Sr и K-Ar системы различны по геохимическим свойствам слагающих их элементов. Поэтому совпадение результатов по двум независимым изотопным системам трудно отнести к случайным явлениям, и, значит, полученные значения действительно отражают возраст некоего реального события. Хорошее совпадение рассчитанного начального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и измеренного изотопного отношения стронция в карбонатах и фосфатах по каждому из горизонтов делают очень вероятным предположение об образовании глауконита близко по времени к образованию этих минералов, в раннедиагенетическом происхождении которых вряд ли можно сомневаться. На этих основаниях сделано заключение, что глауконит в трех горизонтах сохранил изотопные метки, близкие ко времени осадконакопления, и полученным датам приданы реперные значения. Впоследствии одна из реперных дат – зона Globogerapsis semiinvoluta - была подтверждена K-Ar методом по биотиту и трековым методом по апатитам и цирконам из пеплового прослоя в палеогене Северной Италии (Головин, Крашенинников, 1998). Если говорить о коэффициенте полезного действия проведенных нами аналитических работ, то есть о пропорции геохронологически "значимых" данных и их общего количества, то он не превысит 15–20%.

2. Результаты изотопного датирования рифея Сибирской платформы

Расчленение докембрийских отложений представляет вероятно одну из наиболее сложных задач стратиграфии. Это связано и с охватом огромных промежутков времени, и с неизбежной утерей породами значительной доли информации о времени, условиях образования и первичном составе пород, и с трудностями разработки проблемы эволюции биосферы на большем отрезке геологической исто-

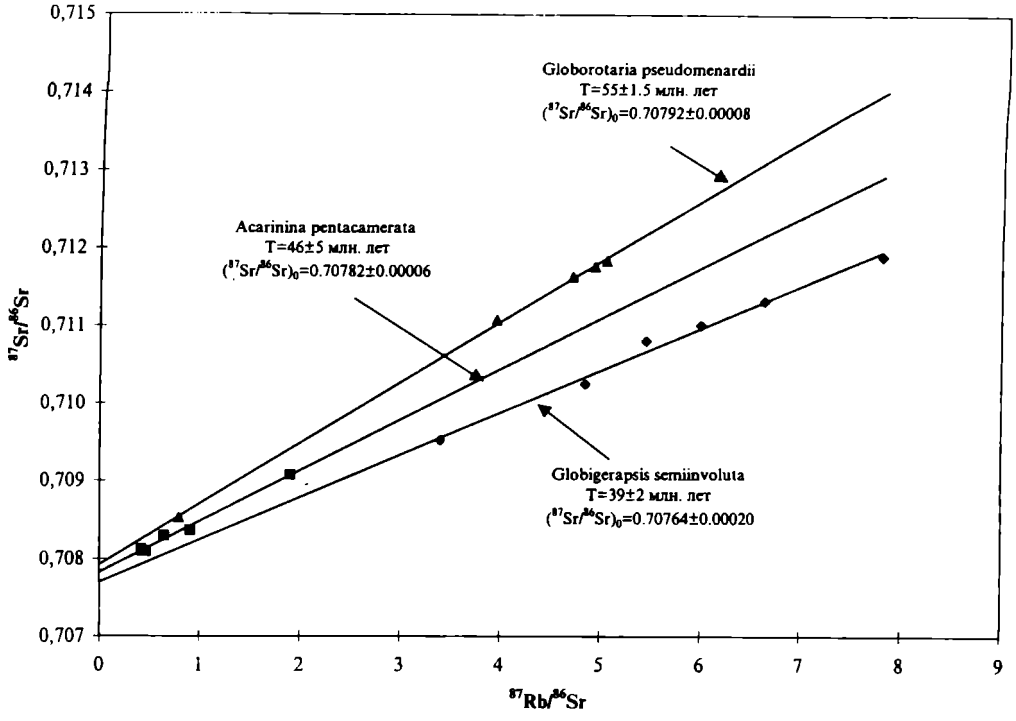


Рис. 7.1.4. Изохронные Rb-Sr диаграммы, построенные по плотностным фракциям глауконита для трех стратиграфических подразделений палеогена Сирии.

рии планеты. В связи с последним обстоятельством вопрос о приоритете стратиграфического или физического исчисления времени в докембрии не так однозначен, как в фанерозое. Очевидно, что здесь исследования должны вестись при объективном взаимоучете данных, с учетом, что достоверность и разрешающая способность стратиграфических и изотопно-геохимических методов очень неопределенны.

Изотопные методы датирования, как уже говорилось, хорошо приложимы к магматическим породам. Поэтому при решении задач докембрийской стратиграфии в первую очередь заслуживает внимания поиск и изотопное датирование подобных объектов. Но во-первых, число их невелико, а во вторых, понятно желание специалистов – стратиграфов получить датировки собственно осадочных отложений, на что направлялись большие усилия многих научных коллективов. Сейчас стало ясным, как мне кажется, что стратиграфическое значение этих работ невелико.

В качестве главного объекта датирования используются обычно тонкие глинистые фракции в предположении, что в них сохраняются неизменными изотопные и элементные соотношения со времени осадконакопления или раннего диагенеза. Это условие часто не выдерживается даже в породах фанерозойского возраста, и вовсе невероятно для докембрия. Глинистые фракции позволяют определить только верхний возможный возрастной предел или иногда фиксируют время наложенных событий. Так например детальное изучение пелитовых фракций из аргиллитов усть-ильинской свиты Анабара (Горохов и др., 1997) позволило зафиксировать два события (≈1400 и 1200 млн лет), связанные видимо с эпигенетическими преобразованиями пород, возраст образования которых превышает 1460 млн лет (см. ниже).

Датирование валовых проб. Мы провели серию исследований рифейских отложений Сибири, и за деталями отсылаем читателя к соответствующим публикациям (Виноградов и др., 1994, 1996, $1998_{1,2}$). В них показано, что тонкозернистые терригенные породы – аргиллиты, алевролиты и даже тонкие песчаные фракции прошли стадии эпигенетических изменений, которые полностью стерли изотопные метки пород областей сноса и метки времени близкого к осадконакоплению. Тем не менее, обычно удается извлечь информацию о возрасте этапа или нескольких этапов преобразования пород. Состояние изотопных систем в значительной степени определяется геологической историей, которую пережили породы. По-видимому, принципиальное значение имеет складчатость (и сопровождающие ее процессы) (Маракушев, 1988; Симанович, Андриянов, 1994), в ходе которой единовременно перестраиваются изотопные системы в больших объемах пород, и в них фиксируется один и тот же возраст вне зависимости от стратиграфического положения. Одним из примеров сказанного является Патомское нагорье. В изученном нами разрезе Уринского поднятия, который охватывает интервал от низов среднего рифея до кембрия, все породы датируются Rb-Sr и K-Ar методами време-

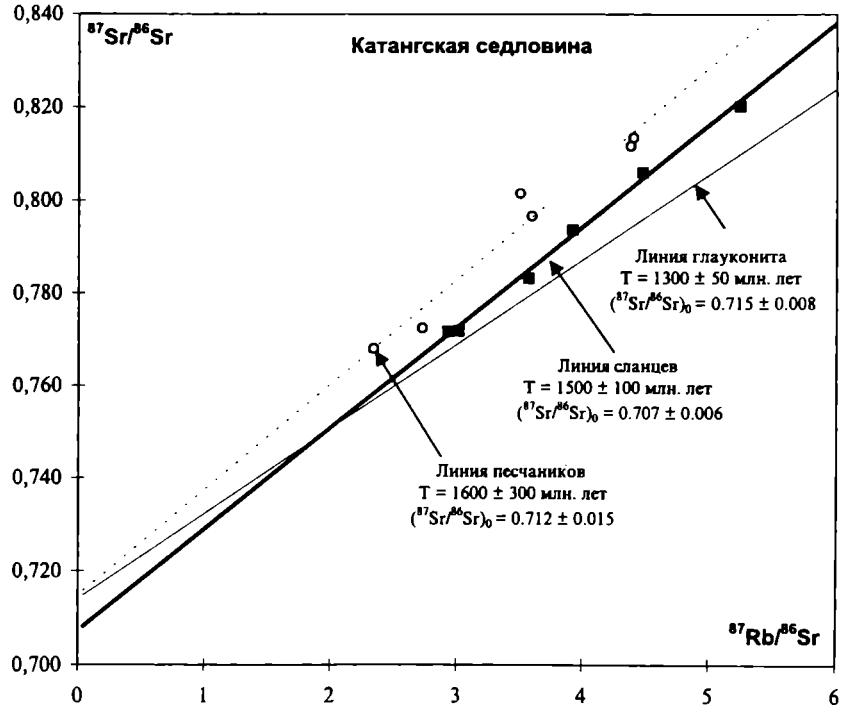


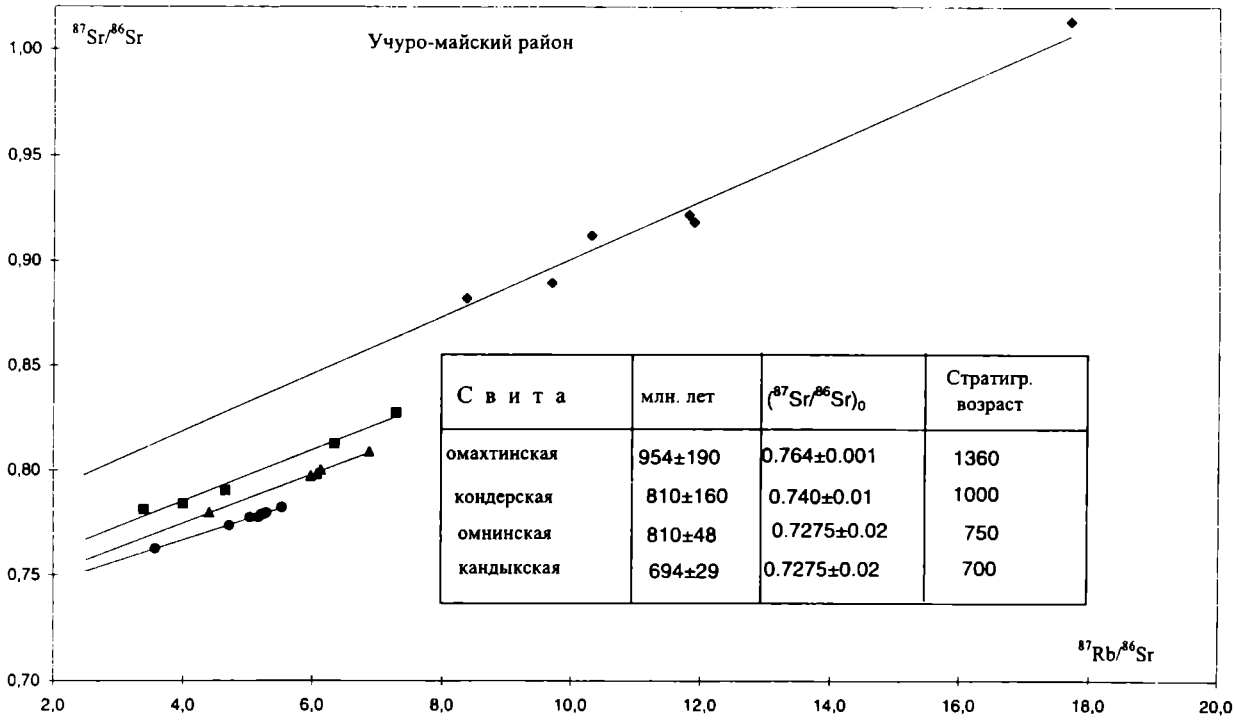
Рис. 7.1.5. Изохронная диаграмма для пород камовской серии Катангской седловины. Линия глауконита проведена по точкам, которые лежат за пределами графика. Глаукониты и валовые пробы глинистых сланцев образуют самостоятельные изохроны. Породы более грубозернистых, песчаных фракций изохроны не образуют, но аппроксимирующая их линия проходит близка по наклону к линии сланцев. Это означает, что песчанистые породы тоже подверглись вторичной переработке, но изотопная система в них не пришла к равновесию.

нем складчатости около 500 млн лет (Виноградов и др., 1996).

Наоборот, в спокойных платформенных условиях развития в рифейских породах иногда сохраняются изотопные метки нескольких событий. На рис. 7.1.5 показаны результаты Rb-Sr измерений рифейских пород, вскрытых разведочными скважинами в Катангской седловине (верховья Подкаменной Тунгуски). Измерялись глаукониты, валовые пробы глинистых сланцев и песчаников (Виноградов и др., 1994).Точки, которые определяют глауконитовую изохрону, лежат далеко за пределами графика. Глаукониты фиксируют наиболее молодое событие с Rb-Sr возрастом около 1300 млн лет. По валовым пробам глинистых сланцев определяется событие с возрастом 1500±100 млн лет. K-Ar определения по тем же образцам, выполненные уже после цитируемой публикации, дали значения возраста 1600±25 (два образца глинистых сланцев и глауконит) и 1220±20 (глинистый сланец). Повторяемость K-Ar значений и их сходство с Rb-Sr данными позволяют говорить о реальности события 1500-1600 млн лет, которое привело к перестройке изотопных систем пород камовской серии, относимой ранее к среднему-верхнему рифею. Воздействие этого события на породы было слабым, и в мелкозернистых песчаниках Rb-Sr система не уравновесилась, хотя по положению точек на графике рис. 7.1.5 (пунктирная линия) его влияние кажется вполне очевидным.

На примере Учуро-Майского района показано (Виноградов и др., 1998), что в платформенных условиях в изотопных системах терригенных пород может фиксироваться возраст достижения ими некоторых PT условий, при которых активизируются геохимические преобразования. В результате, в разрезе определяемые значения возраста располагаются в стратиграфической последовательности, совершенно не соответствуя при этом возрасту образования пород. Сказанное иллюстрируется рис. 7.1.6, где на изохронном графике показано положение точек, отвечающих разным стратиграфическим единицам разреза. В цитируемой работе показано, что K-Ar возраст по тем же образцам совпадает с Rb-Sr. Это совпадение и последовательное расположение дат по разрезу свидетельствуют о реальности событий, связанных процессами вторичной переработки пород. В квадратных скобках на рисунке приведен принимаемый стратиграфический возраст отложений. Следует отметить, что его обоснованность для рифейских разрезов Сибири, как вероятно и многих других регионов мира, не очень определенна. Подтверждением сказанному, являются собранные нами данные по изотопному составу стронция в рифейских карбонатах Сибири.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах. Первой работой, которая предопределила десятилетний цикл нашей деятельности, было исследование рифейских отложений северо-западного склона Анабарского щита по реке Котуйкан (Покровский, Виноградов, 1991).



Свита	млн. лет	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	Стратигр. возраст
омахтинская	954±190	0.764±0.001	1360
кондерская	810±160	0.740±0.01	1000
омнинская	810±48	0.7275±0.02	750
кандыкская	694±29	0.7275±0.02	700

Рис. 7.1.6. Изохронная Rb-Sr диаграмма по валовым пробам глинистых пород верхнего докембрия Учуро-Майского района. Видно, что изотопный возраст пород обследованных горизонтов отвечает стратиграфической последовательности пород, но совершенно не соответствует их стратиграфическому возрасту. Предполагается, что в Rb-Sr системах валовых проб зафиксировано время достижения данным горизонтом пород некоторой определенной глубины, на которой резко усиливались процессы преобразования породы (Виноградов и др., 1998).

Рифейская часть разреза представлена там главным образом карбонатными породами, которые подразделялись в то время на нижний, средний и верхний рифей. Самая нижняя часть разреза – низы усть-ильинской свиты – сложена обломочными породами с глауконитом.

Изотопный возраст глауконита (Горохов и др., 1991) составляет 1460±40 млн лет (в оригинальной работе цифры несколько отличаются от приводимых здесь, поскольку авторы использовали в расчете данные по доломиту, что мне кажется не совсем верным). Начальное изотопное отношение стронция – 0.854±0.2 – вычисляется с очень большой ошибкой, поскольку глаукониты имеют предельно высокие изотопные отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ (от 300 до 700), и точки на изохронном графике расположены далеко от начала координат. K-Ar измерения дали тот же возраст (Горохов и др., 1991), и это с безусловностью подтверждает, что полученные цифры отражают реальное событие в жизни породы – перестройку ее минеральной и изотопной систем. Следовательно время образования терригенных пород усть-ильинской свиты превышает 1460 млн лет.

На рис. 7.1.7 приведены результаты изотопных измерений стронция в карбонатах котуйканского разреза. Два важных обстоятельства обращают на себя внимание. Во-первых, однородный изотопный состав стронция по всему карбонатному разрезу рифея. Во-вторых, очень низкое изотопное отношение стронция. Многие значения находятся в интервале 0.7040–0.7045. Столь низкие изотопные отношения стронция в рифейских породах были обнаружены впервые. Следует оговориться, что эти низкие отношения получены с поправкой на возраст отложений, который принят здесь равным 1500 млн лет. Введение такой поправки может вызвать возражения. Представляется, что ее правомерность в данном случае обоснована. Прежде всего сама поправка для большей части образцов незначительна. Кроме того введение такой поправки почти идеально упорядочивает положение начальных изотопных отношений.

Уже говорилось выше, что карбонатные породы легко подвергаются вторичным изменениям. Последние приводят как правило в возрастанию изотопных отношений стронция за счет обмена с более радиогенным стронцием из прослоев терригенных пород. Понизиться эти отношения могут только за счет стронция вулканитов основного состава. Практически полное отсутствие таковых в котуйканском разрезе и огромные мощности почти сплошных карбонатных пород сделало их устойчивыми (забуферированными) ко вторичным загрязнениям. В цитируемой работе показано также, что изотопный состав кислорода и углерода рифейских карбонатов очень однородны по всему разрезу и отвечают значениям $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, свойственным

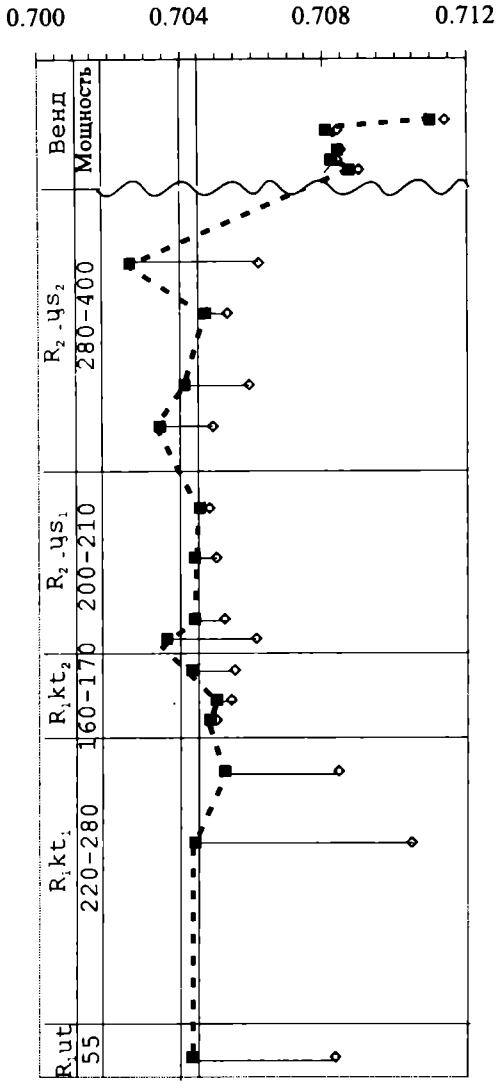


Рис. 7.1.7. Изотопный состав стронция карбонатных пород верхнедокембрийских отложений Ю-З склона Анабарского щита (Котуйканский район). Незалитые кружки - измеренные отношения, залитые - рассчитанные с поправкой на возраст 1500 млн. лет. Видно, что во многих случаях поправки незначительны, что объясняется низкими Rb/Sr отношениями в карбонатах. Поправленные изотопные отношения группируются в узкой полосе 0.7040-0.7045 и видимо близко отражают изотопные отношения стронция в бассейне осадконакопления.

нормальным неизмененным карбонатам. Все это означает, что карбонатные породы котуйканского разреза рифея сохранили, по-видимому, свои изотопные системы неизмененными. Однако, высокая однородность изотопных отношений не могла выдерживаться в океанической воде в течение столь большого интервала времени, охватывающего почти миллиард лет. Поэтому сделан вывод (Покровский, Виноградов, 1991), что котуйканские породы, относимые ныне к рифею, были накоплены в относительно короткий интервал времени и все они древнее 1460 млн лет, то есть все они оказываются нижнерифейскими или даже дорифейскими (древнее 1650 млн лет). Таким образом, временной разрыв на границе докембрий-венд близок к миллиарду лет.

По-видимому, эти данные придется учитывать при разработке проблем, связанных с микропалеонтологическими исследованиями.

Котуйканский разрез оказался уникальным по своим свойствам. Тем не менее, опираясь на него, удалось найти сходные признаки и на других разрезах Сибири. Наиболее выразительные данные были получены по камовской серии Катангской седловины (Ванавара).

Относимая к верхнему-среднему рифею (что, как было показано выше, ошибочно) камовская серия залегает на грубообломочных терригенных породах огневской серии. Нижние 100 м камовской серии представлены сульфатно-карбонатными (ангидрит-доломитовыми) породами, затем идет 450-метровая пачка доломитов, и верхняя часть серии сложена глинистыми и глинисто-доломитовыми породами. Таким образом, разрез камовской серии оказался очень благоприятным для решения поставленной задачи – получения по возможности неизмененных значений изотопного состав стронция со времени осадконакопления и контроля за степенью измененности. Карбонатные и особенно сульфатные породы обычно имеют высокие содержания стронция, и следовательно вероятность смещения его изотопного состава вследствие вторичных изменений уменьшается. Тому же способствует большая мощность сплошных сульфатно-карбонатных отложений. На рис. 7.1.8А показаны результаты измерения изотопного состава стронция по разрезу камовской серии. Хорошо видно, что в пределах ангидритоносной пачки, где содержание стронция достигает почти 800 мкг/г, изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ очень низкое и приближается к значению 0.704. Вверх и вниз по разрезу от этого минимума оно возрастает. Видимо это связано с влиянием более радиогенного стронция из подстилающих и перекрывающих терригенных пород. Значит исходное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах было равно или ниже самого низкого из числа измеренных, то есть близко к величине 0.704.

Форма кривой изменения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ по разрезу свидетельствует, что вся пачка сульфатных и карбонатных пород более 500 метров мощности была проработана растворами, которые принесли радиогенный стронций из вмещающих терригенных пород. Естественно предполагать, что нарушение изотопного состава стронция сопровождалось и другими изменениями, в том числе растворением пород и сокращением их мощности.

Мне представляется, что вывод этот сам по себе в геохимическом отношении столь важен, что для его подтверждения на рис. 7.1.8Б приведен еще один пример эпигенетической проработки сульфатно-карбонатных отложений. Речь идет о вендской части разреза Катангской седловины. В основании мощной сульфатно-карбонатной толщи зале-

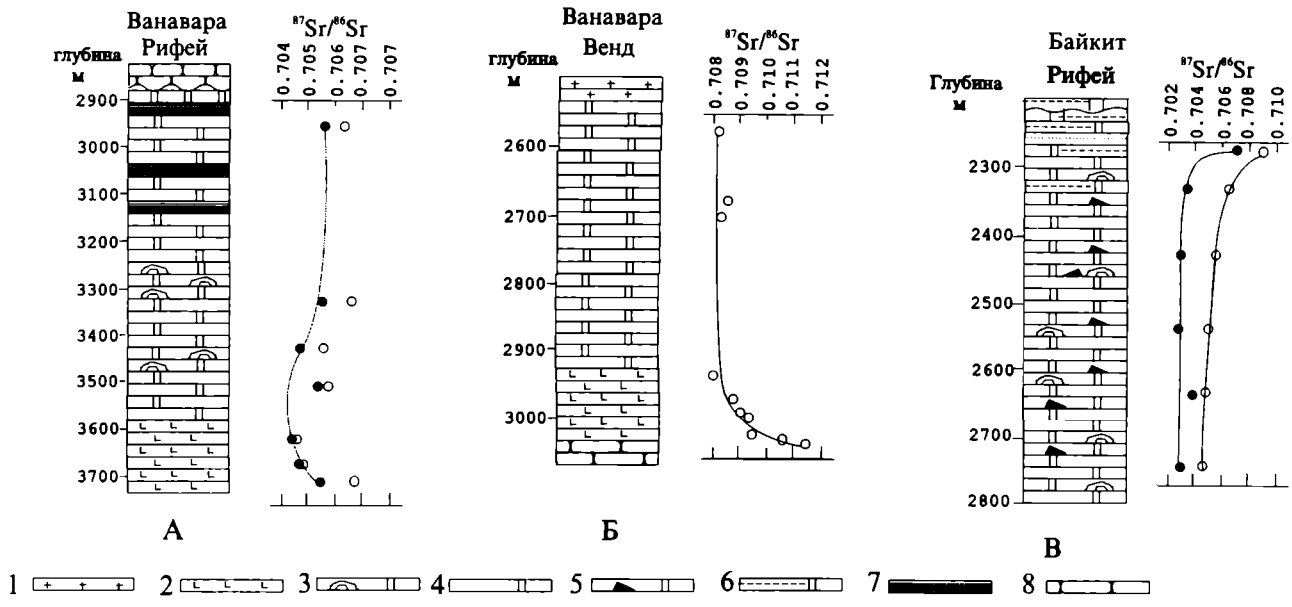


Рис. 7.1.8. Графики изменения изотопного состава стронция карбонатных и сульфатных пород по разрезам веохнерифейских и вендских отложений.

А – Катангская седловина, скважина 131, камовская серия среднего – верхнего рифея. Б – Катангская седловина, скважины 115 и 122, вендские отложения. В – Байкитское поднятие, скважина Юрубченская 30, камовская серия среднего–верхнего рифея. Незалитые кружки – непосредственно измеренные отношения, залитые – поправленные на возраст.

Во всех случаях видно, что изотопное отношения стронция возрастает вблизи толщ терригенных пород. Это означает, что радиогенный стронций из терригенных прослоев проникает в карбонатные породы и смещает его изотопный состав в них. Очевидно, что такое проникновение осуществляется с растворами. Огромные мощности карбонатных пород оказываются проработанными ими.

Самые низкие из числа измеренных изотопные отношения стронция должны ближе всего соответствовать исходному составу стронция в неизмененных карбонатах. Эти отношения близки к значению $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704$.

Условные обозначения: 1 – каменная соль, 2 – ангидрит, 3 – строматолитовый карбонат, 4 – карбонат, преимущественно доломит, 5 – прявления битумов, 6 – глинистый карбонат, 7 – глинистый сланец, 8 – песчаник.

гает терригенная ванаварская свита. На рисунке видно, что в нижней части сульфатно-карбонатной толщи мощностью около 150 м изотопный состав стронция плавно изменяется от значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7115 до 0.7080 и выше по разрезу на протяжении около 300 м. выдерживается на характерном для вендского времени уровне уровне 0.7080-0.7082. Видимо под влиянием нижележащих терригенных пород 150 метров сульфатно-карбонатных отложений заражены радиогенным стронцием.

Наконец, на рис. 7.1.8В приведены данные по нижней части разреза камовской серии в пределах Байкитского поднятия в юго-западной части Сибирской платформы. Скважина Юр-30 вскрыла около 500 м карбонатных пород, и забой скважины остановлен в них. В верху карбонатной пачки появляются горизонты терригенных пород. На рисунке нанесены точки и соединяющие их линии по измеренным и поправленным на возраст изотопным отношениям стронция. Для введения поправки принят условный возраст 1200 млн лет (ввиду невысоких отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ в большинстве образцов, этот выбор не очень существенен). Видно, что и в данном случае около 100 м карбонатных пород вблизи терригенных пачек заражены радиогенным стронцием. Ниже изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах близко к значению 0.704. Аналогичные данные по этому разрезу были получены группой сибирских исследователей (Хабаров и др., 1998).

Если теперь снова обратиться к графику эволюции изотопного состава стронция докембрийских бассейнов – рис. 7.1.3 – то можно увидеть, что значению изотопного отношения стронция 0.704 отвечает возраст около 1900 млн лет. Аналогичный результат был получен недавно по верхнеятулийским доломитам Карелии (Горохов и др., 1998). Даже если учесть все возможные допущения, неточности и ошибки в построении этого графика, придется признать, что приведенные данные заставляют коренным образом пересмотреть представления о стратиграфии сибирского рифея. Как было показано, к такому пересмотру приводят и непосредственные измерения возраста по валовым пробам пород и глинистым фракциям.

3. Радиоуглеродное датирование расселения и миграции мамонтов на территории Сибири и Восточной Европы. В адрес радиоуглеродного метода часто слышатся упреки недовольных потребителей. Иногда эти упреки оправданы, поскольку как и всякий другой метод, радиоуглеродный имеет свои ограничения, и с его помощью удается датировать далеко не все углеродсодержащие объекты. Нужен изрядный опыт исследователя и его умение оценить условия отбора образцов, степень сохранности в них углеродной системы и

даже просто правомерность постановки задачи исследования. Выбранный из практики работы Геологического института пример как мне кажется хорошо иллюстрирует сказанное.

Долгое время радиоуглеродный анализ по костным остаткам считался ненадежным, и Л.Д. Сулержицкому – автору рассматриваемой работы (Сулержицкий, 1997) – при постановке задачи датирования фауны крупных млекопитающих пришлось преодолеть чужие и собственные сомнения, найти специальные экспериментальные приемы обработки материала и обосновать правильность рассчитанных дат. Реальность получаемых дат основывается на проведении серии экспериментов на специально подобранных объектах, которые дали, несмотря на разные условия отбора материала и степени его сохранности, сходящиеся значения возраста. Это была вероятно наиболее трудоемкая часть исследования и отняла у ее автора несколько лет. После получения уверенности в правомерности постановки задачи, было проанализировано в общей сложности около 150 образцов, не считая параллельных измерений. Большое количество проанализированных образцов очень важно с позиций статистического подхода к результатам и в значительной степени вселяет уверенность в обоснованности интерпретации.

Собственно результаты, которые к контексте этой статьи не так важны, тем не менее чрезвычайно интересны. Установлено, что время существования мамонтов на изученной территории охватывает интервал от запредельного (более 50000) до 10 тыс. лет. Интересно, что останки самых молодых мамонтов с возрастом 4000 лет обнаружены только на острове Врангеля, и появление на острове мамонтовой фауны с возрастом 8000-4000 лет (Вартанян и др., 1992) оказывается на сегодня неразрешимой загадкой. На фоне довольно равномерного по времени распространения мамонтов на обширной территории, в отдельных регионах отмечаются вариации популяции, что связано с миграциями животных, вызванных изменениями природных условий. Большое влияние на популяцию мамонтов оказал также антропогенный фактор.

Заключение и перспективы

Цель настоящей статьи состояла в том, чтобы попытаться донести до читателя некоторые идеологические и методологические посылки, которые, как мне представляется, следует использовать, когда к решению стратиграфических проблем привлекаются иные, в частности изотопные методы исследования. На конкретных примерах я старался показать, какие трудности стоят на этом пути и как их иногда удается преодолевать. Самое главное, что мне хотелось подчеркнуть, что здесь не должно быть "потребительского" подхода. Нельзя обратиться в лабораторию с казалось бы простой просьбой определить возраст принесенного образца. В изотопных системах образца может быть зафиксирован один или несколько возрастов, и выяснение истории жизни соответствующей породы – сложная комплексная задача, которая как правило не решается одним образцом. Другой не менее важный момент состоит в том, что реальность найденного возраста нельзя оценивать с позиций, отвечает ли он существующим представлениям о возрасте объекта. Если таковые представления истинны и геологически обоснованы, зачем прибегать к изотопным или иным методам. Если требуются уточнения, значит степень обоснованности невелика и не может служить основанием, чтобы признать изотопный возраст неверным. Методологически правильно представления о верности или неверности полученного изотопного возраста извлекать из самих изотопных данных. Всякий сторонний привлекаемый метод только тогда ценен, когда позволяет получить независимое решение проблемы или хотя бы ее части. Сколько бы неопределенных решений ни получать, сумма их не приведет к определенности. С целью подчеркнуть эту в общем-то тривиальную мысль и были подобраны рассмотренные примеры.

Основные методы изотопного датирования разработаны применительно к магматическим породам. Изотопные системы в них обычно (но конечно не всегда) удовлетворяют условиям применимости методов. Поэтому задачу сопоставления физической и стратиграфической шкал времени следует решать прежде всего опираясь на магматические проявления. Изотопное датирование фанерозойских осадочных пород по материалу самих осадков за редкими исключениями малоперспективно для уточнения и детализации биостратиграфической шкалы. Сказанное многократно усиливается в отношении докембрия. В принципе, изотопные методы выдвигаются здесь на первый план, но они вовсе непригодны для датирования собственно осадочных пород. На докембрийском отрезке временной шкалы особенно важна опора на магматические породы, и поиски соответствующих объектов должны стать первоочередной задачей заинтересованных исследователей.

Наконец, в стратиграфических работах к сожалению по необходимости часто используется понятие "геологически незначимый возраст". Правильнее говорить "стратиграфически незначимый", поскольку его геологическая значимость или незначимость должна рассматриваться специально, и на стратиграфии все-таки не замыкается вся геология.

Успешное и плодотворное взаимодействие изотопистов-геохимиков и стратиграфов предопределяется, как я думаю, проблемами мировоззренческими, а смена мирвоззрений – процесс медленный и обычно идет наравне со сменой поколений. Поэтому прогнозы развития научных исследований, так модные сейчас на рубеже столетий, дело в общем-то бесполезное и эфемерное. Эти прогнозы

могут быть интересны только ныне действующим исследователям и то вовсе не с позиций наставлений. Прогноз на будущее это скорее подведение итога настоящего, что я и попробую сделать.

К настоящему времени разработаны теоретические и практические основы изотопных методов исследований применительно к задачам стратиграфии. Трудно предположить, что они существенно изменятся или пополнятся в ближайшие десятилетия. Перспективы развития методов изотопной геохронологии (и в более широком смысле изотопной геологии) в стратиграфии меньше всего определяются технической, аналитической сторонами дела. Уже сегодня аналитические возможности по параметрам точности измерений намного превосходят тот разброс изотопных и элементных характеристик, которые вызваны "природными шумами". Чтобы использовать предельно достижимые аналитические точности, нужно искать специальные задачи, в частности в области определения источников природных шумов, что не так-то просто сделать. Вместе с тем огромное число "рутинных" задач требуют своего решения, для чего вовсе не обязательны рекордные параметры аналитических, экспериментальных установок.

Одной из таких рабочих рутинных задач являются уточнения при сопоставлениях геохронологических шкал – биостратиграфической и абсолютной (изотопной). При их решении на первый план выдвигаются поиски объектов, которые удовлетворяли бы требованиям реперного датирования. На деле это выливается в очень сложную проблему и стратиграфического и изотопно-геохимического планов. Всякое уточнение требует гораздо большей работы и продуманности по сравнению с трудовыми и интеллектуальными затратами для получения предшествующего результата. Наибольшие перспективы сулят поиски магматических (вулканогенных) пород среди осадочных разрезов. Как уже неоднократно говорилось выше, именно они позволяют надеяться на сохранность первичных меток времени их образования. Переключение внимания стратиграфов на поиски и изучение подобных объектов при составлении и уточнении стратиграфических схем кажется мне главной задачей ближайших десятилетий. Сказанное в равной степени касается и докембрийских и фанерозойских разрезов.

Весьма перспективными кажутся работы по изучению изотопного состава стронция карбонатных пород. При соответствующей привязке к реперным стратиграфическим подразделениям есть принципиальная возможность весьма детального расчленения карбонатных и вероятно сульфатных, отчасти фосфатных разрезов. Эти работы должны сопровождаться исследованиями изотопного состава углерода и кислорода. Видимо мало новой полезной стратиграфической информации можно извлечь из детального изучения глинистых фракций пород, за исключением разве что верхнекайнозойских разрезов. В любом случае рассчитывать на принципиальные корректировки стратиграфической шкалы фанерозойского времени не приходится. Ее прочная основа уже создана, хотя решение частных задач может вызывать не меньший интерес.

Более серьезным изменениям вероятно подвергнется геохронологическая шкала докембрия. Ее совершенствование должно базироваться только на магматических проявлениях, и деятельность исследователей стратиграфии докембрия следует направлять на поиски и изучение соответствующих объектов. Изучение изотопного состава стронция и геохимии стабильных изотопов карбонатных пород докембрия требует особенно тщательного подхода. Тратить силы и ресурсы здесь в первую очередь следует на изучение мощных, не менее 100 метров, пачек сплошных карбонатных пород, опробуя их по возможности детальнее, чтобы получить картину изменения изотопных характеристик по разрезу, что позволит приблизиться к получению первичных, неизмененных характеристик. Судя по цитированным выше результатам изучения верхнего докембрия Сибири, в области стратиграфии докембрия еще можно ожидать много сюрпризов.

Сейчас трудно говорить о перспективах Sm-Nd метода, но исследовательские работы в этом направлении совершенно неизбежны.

Во всех случаях применения изотопных методов исследований в целях стратиграфии следует ориентировать на создание специальных исследовательских групп для решения конкретной проблемы или изучения конкретных разрезов. По-видимому, сейчас рассчитывать на получение сколь-нибудь значимой информации в ходе случайных разрозненных работ не приходится.

Блестящим примером сказанному и наиболее выдающимся результатом изотопных исследований в стратиграфии за последнее десятилетие явились работы по венд-кембрийскому интервалу. Причины интереса именно к неопротерозойскому времени очевидны. Это эпоха глобальной перестройки экосистем, и пограничная между протерозоем и палеозоем вендская система первоначально относилась то к одной, то к другой эре. На сегодняшний день обоснованное биостратиграфическое расчленение пород и относительно обоснованная корреляция отложений начинается именно с венда. В то же время вплоть до нижнего палеозоя еще возможно уверенное применение цирконометрии.

Как уже говорилось выше, так называемый "природный шум", как причина искажения получаемых дат, может быть вызван двумя причинами. Потеря цирконом свинца в ходе вторичных наложенных процессов вызывает его "омоложение", а возможный захват ксеногенных цирконов смещает определяемый возраст в сторону его "удревнения". Совпадение вычисленного возраста по всем трем изотопным парам (206Pb/238U, 207Pb/235U и 207Pb/206Pb) служит надежным критерием сохранности изотопных систем, а использование в

качестве вспомогательного метода работы с единичными зернами циркона позволяет удостовериться в отсутствии ксеногенной примеси. Подобная сложнейшая экспериментальная работа в сочетании с детальной стратиграфической привязкой привела к выдающимся результатам в области абсолютного датирования неопротерозойских и кембрийских отложений (Bowring et all., 1993; Tucker, McKerrow, 1995; Grotzinger et all., 1995 и др.).

Хотелось бы закончить призывом, каким бы банальным это ни показалось, к единению усилий разных специалистов в работе над захватывающе интересными проблемами геологического времени и земной истории и к объективному взаимному пониманию трудностей, возможностей и ограничений тех методов и приемов, которыми они пользуются в своих исследованиях. Вероятно наиболее перспективный и многообещающий метод цирконометрии еще не скоро будет доступен российским лабораториям. Он требует не только дорогой измерительной техники, но и соответствующего лабораторного оборудования и квалифицированных специалистов. На создание того и другого требуются многие годы. Поэтому широкая экспансия зарубежных специалистов в этой области исследований на геологические объекты России до некоторой степени оправдана и может быть даже необходима. К сожалению, этого нельзя сказать относительно другого изотопного метода исследований – углеродного. В экспериментальном отношении он неизмеримо проще и доступен или может быть доступен многим отечественным лабораториям. Поэтому обширное участие в этих исследованиях на территории России зарубежных ученых при весьма скромной доли отечественных кажется мне столь же неоправданной, как продажа лесных угодий на корню. Подобная ситуация в российской геологической науке связана не только с ограниченным финансированием, но и с неправильным распределением образовательных и финансовых возможностей.

Эта статья написана по просьбе Ю.Б. Гладенкова. Камертоном при ее написании послужила мне его работа (Гладенков, 1998), и я благодарен ему за предоставленную возможность высказать некоторые соображения по затронутым проблемам. Некоторые из них возникли под влиянием совместных работ с А.Ф. Вейсом. Благодарю также Л.Д. Сулержицкого, Д.И. Головина и Б.Г. Покровского, которые ознакомились с рукописью и дали свои замечания и предложения.

Работа подготовлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 98-05-64532.

Литература

Вартанян С.Л., Арсланов Х.Л., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Радиоуглеродный возраст голоценовых мамонтов острова Врангеля. Вековая геодинамика биогеоценозов. М.: Наука, 1992. С. 52-53.

Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э., Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Постельников Е.С., Пустыльников А.М. Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия, Сибирская платформа // Литология и полезн. ископ. 1998. № 3. С. 268-279.

Виноградов В.И., Крашенинников В.А., Головин Д.И. Три реперные даты по глаукониту из палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья (Сирия) // Литология и полезн. ископ. 1990. № 3. С. 44-55.

Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н., Головин Д.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. Изотопные признаки эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1996. №1. С. 68-78.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И., Буякайте М.И., Муравьев В.И., Вейс А.Ф. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири. // Литология и полезн. ископ. 1998. № 6. С. 629-646.

Виноградов В.И.; Покровский Б.Г.; Пустыльников А.М., Муравьев В.И., Шатский Г.В., Буякайте М.И., Луканин А.О. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений Запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 4. С. 49-76.

Геологические и биотические события позднего эоцена - раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2 / Ред. В.А. Крашенинников и М.А. Ахметьев. М.: ГЕОС, 1998. 249 с.

Гладенков Ю.Б. Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XXI веков. // Известия секции наук о Земле РАЕН. 1998. № 1. С. 86-96.

Головин Д.И., Крашенинников В.А. Геохронологические рубежи позднего эоцена и раннего олигоцена // Геологические и биотические события позднего эоцена-раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2 / Ред. В.А. Крашенинников и М.А. Ахметьев. М.: ГЕОС, 1998. С.112-113.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия, ранний палеопротерозой // Докл. АН РАН. Геохимия. 1998. Т. 360. № 4. С.533-536.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископ. 1997. № 5. С. 530-539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3-33.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., МельниковН.Н., Турченко Т.Л., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17-32.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов.// М.: Наука, 1986. 147 с.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Козлов В.И. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Юж-

ный Урал // Докл. АН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249-254.
Купцов В.М. Методы хронологии четвертичных отложений океанов и морей. М.: Наука, 1989. 288 с.
Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986. 271 с.
Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева Е.М., Левский Л.К. U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископ. 1995. № 5. С. 525-536.
Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. N5. С. 1245-1250.
Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н.. Подковыров В.Н., Кислова И.В. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 2. С. 236-240.
Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород Верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье).\\ Литология и полезн. ископ. 1994. № 3. С. 103-115.
Сулержицкий Л.Д. Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов Сибири и Севера Восточной Европы (как субстрата для расселения человека) // Человек заселяет планету Земля. Глобальное расселение гоменид. М.: Изд-во "Цветень".1997. С. 184-200.
Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
Хабаров Е.М., Морозова И.П., Пономарчук В.А., Травин А.Н., Нехаев А.Ю. Корреляция и возраст нефтегазоносных рифейских отложений Байкитской антеклизы Сибирской платформы по изотопно-геохимическим данным // Докл. АН РАН. 1998. Т. 358. № 3. С. 378-380.
Холодов В.Н. Скорости осадконакопления в настоящем и прошлом // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 22-31.
Холодов В.Н. Кривая Л.И. Салопа - Дж.Гиллури - реальность или артефакт? // Литология и полезн. ископ. 1994. №2. С. 49-65.
Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 234 с.
Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian Evolution // Science. 1993. V. 281. P. 1293-1298.
Compston W., Williams I.S., Meyer C. J. Geophys. Res. V. 89, 1984. No. P. 525.
Denison R.E., Koepnic R.B. Variation in $^{87}Sr/^{86}Sr$ of Permian seawater: an overview // The Permian of Northern Pangea, v.1. Berlin: Springer-Verlag, 1995. P. 124-132.
Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylon B.Z., Kaufman A.J. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // Science. 1995. V. 270. P.598-604.
Isotopic signatures and sedimentary records. Lecture notes in . Earth sciences, V.43. Berlin: Springer-Verlag. 1992. P.
Jones C.E., Jenkyns H.C., Hesselbo S.P. Strontium isotopes in Early Jurassic seawater// Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 58. No. 4. P. 1285-1301. 1994.
Krasheninnikov V.A., Golovin D.I., Mouravyov V.I. The Paleogen of Siria - Stratigraphy, Litology, Geochronology // Geologisches Jahrbuch. 1996. Reie B. H.86. 136 S.
Martin E.E., Macdougal J.D. Sr and Nd isotopes at the Permian/Triassic boundary: a record of climate change // Chemical Geol. 1995. V. 125. P. 73-99.
Misuzaki A.M.C., Cordani U.G., Kovashita K., Thomaz-Filhe A. Rb-Sr systematics in recent sediments and its bearing for geochronological interpretacions // Abstracts of the Eight International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology. US Geological Survey Circular 1107. 1994. P. 220.
Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 109. N1-2. P.11-23.
Ruppel S.C., James E.W., Barrick J.E., Nowlan G., Uyeno T.T. High resolution $^{87}Sr/^{86}Sr$ chemostratigraphy of the Silurian: implications for event cjrrelation and strontium flux // Geology. 1996. V. 24. N 9. P. 831-834.
Schaltegger U., Stille P., Rais N., Pique A., Clauer N. Neodimium and strontium isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 5. P. 1471-1481.
Smalley P.C., Higgins A.G., Howarth R.J., Nicholson H., Jones C.E., Swinburne N.H.M., Bessa J. Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks // Geology. 1994. V. 22. P. 431-434.
Tucker R.D., McKerrov W.S. Early Paleozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. No. 4. P.368-379.
Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M. $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at ? 900 Ma ago // Geochim. at Cosmochim. Acta. 1983. V. 47. P. 295-302.

7.2. Сейсмостратиграфический метод и секвентная стратиграфия в совершенствовании стратиграфических схем

Рассмотрены возможности сейсмостратиграфии в решении стратиграфических вопросов. Фазовая корреляция изохронных отражений позволяет объективно понять соотношение свит разных регионов и сопоставить разнофациальные разрезы. Сейсмостратиграфия дает объективные критерии проверки стратиграфических построений, полученных другими методами (биостратиграфией, магнитостратиграфией, абсолютным возрастом и другими). Секвентная стратиграфия основана на колебаниях уровня моря. Ее стратиграфическим подразделением является седиментационный комплекс, разделяющийся на напластования (тракты) низкого стояния, трансгрессии и высокого стояния уровней моря.

Possibilities opened by seismostratigraphy for solution of stratigraphic problems are discussed. Phase correlation of isochronous reflections reveals relationships of suites of different regions and polyfacial sections. Seismostratigraphy provides objective criteria to check up stratigraphic reconstructions made by other methods (biostratigraphy, magnetostratigraphy, absolute dating, and other). Sequence stratigraphy is based on sea level oscillations. Its main stratigraphic unit is a sedimentary complex composed of deposits of low stand level, transgression, and high stand level.

Быстрый прогресс в цифровой обработке сейсмических материалов позволил в семидесятых годах подойти к решению многих геологических задач на новом качественном уровне. На основе данных по современным модификациям сейсморазведки отраженных волн стало возможным раскрывать с большой точностью геометрию слоев и форму геологических тел осадочного чехла, выявлять цикличность строения осадочного чехла, с учетом данных бурения и материалов по естественным обнажениям (палеонтологических и других характеристик) путем использования скоростных параметров и особенностей сейсмической записи судить о возрасте и вещественном составе пород, отраженных на сейсмических разрезах. В определенном плане временной сейсмический разрез с учетом указанных данных, по существу, превращается в геологический. На этой основе родилось новое геологическое направление исследований – сейсмостратиграфия. Сейсмостратиграфию можно определить как научную дисциплину, возникшую на стыке геологии и геофизики, и одновременно как метод, который на основе извлечения геологической информации из временных сейсмических разрезов отраженных волн на базе современных приемов обработки сейсмических материалов решает различные геологические задачи, связанные с расшифровкой строения осадочного чехла бассейнов. Круг решаемых ею задач охватывает тектонические, литодинамические, стратиграфические и прикладные аспекты геологических исследований изучения осадочных бассейнов.

Ниже разбирается стратиграфическое направление использования сейсмостратиграфического метода. К сожалению, в вышедшем недавно из печати стратиграфическом кодексе (Стратиграфический кодекс, 1992) при характеристике сейсмостратиграфического метода допущены определенные неточности и ошибки, что вынуждает обратить на это специальное внимание.

Сейсмостратиграфия все больше входит в практику геологических работ. Ее отличают относительно небольшие финансовые затраты, быстрота получаемых результатов и их наглядность, а также масштабность исследований (в смысле охвата громадных площадей осадочных бассейнов). Она помогает судить о строении осадочных толщ на больших глубинах и получать их трехмерное изображение. К ее достоинствам относится также возможность расчленять осадочный чехол в труднодоступных и плохообнаженных районах (болота, леса, озера и акватории). "Скорость" сейсмографического анализа в десятки раз быстрее многих традиционных геологических направлений.

Вместе с тем этому методу свойственны некоторые ограничения. Стратиграфические задачи сейсмостратиграфия решает только в осадочных бассейнах, где углы наклона пород, как правило, не выходят за пределы 10–20°. В областях альпинотипных деформаций и в породах консолидированной коры сейсмостратиграфия пока не используется. В принципе точность привязки сейсмических отражений к конкретным геологическим границам зависит от длины волны и, следовательно, определяется частотным спектром. Последний обусловливается задачами, стоящими перед сейсморазведкой и технологией проводимого процесса, не всегда отвечающему нужному уровню.

Предпосылки применения метода

Сейсмостратиграфия в решении задач стратиграфии базируется на положении об изохронности сейсмических отражений (осей синфазности), выявленных в осадочном чехле, что в стратиграфическом кодексе, к сожалению, не нашло правильного освещения (рис. 7.2.1). Гладкие (зеркальные) отражения, связанные с напластованием пород, имеют строго фиксированный относительный возраст образования слоев (Гладенков и др., 1984). Шероховатые отражения, приуроченные к поверхностям несогласий, датируются определенным возрастным диапазоном. Его нижний предел всегда моложе подстилающих слоев (и соответствующих отражений) и древнее покрывающих слоев. Данное положение лежит в основе сейсмостратиграфического анализа. Случаи неизохронности сейсмических гладких отражений не известны. Вместе с тем временные сейсмические разрезы могут содержать помимо отражений, связанных с возрастными напластованиями и поверхностями несогласий, сейсмические границы, которые приурочены к разделам, созданным постседиментационными процессами (газгидраты, плоскости разрывных нарушений, пластовые интрузии и другие поверхности) (рис. 7.2.2). Они, естественно, не являются изохронными, но их роль в формировании временного поля на сейсмостратиграфическом разрезе ничтожно мала и легко устанавливается по секущему положению к отражениям, связанным с напластованиями (Бембель, Шлезингер, 1990).

Рисунок сейсмической записи позволяет подходить к прогнозированию фациального состава пород. Однако оно требует постоянного контроля бурением, ибо однотипные рисунки записи в осадочных бассейнах часто отвечают разнофациальным отложениям. И, наоборот, однофациальные отложения могут характеризоваться разным рисунком сейсмической записи. Только комплексирование с данными бурения позволяет использовать рисунок сейсмической записи для надежного прогнозирования фациального состава пород. Границы рисунков сейсмической записи фациальных зон часто секутся изохронными отражениями, т.е. являются неизохронными (рис. 7.2.3). К фациальным грани-

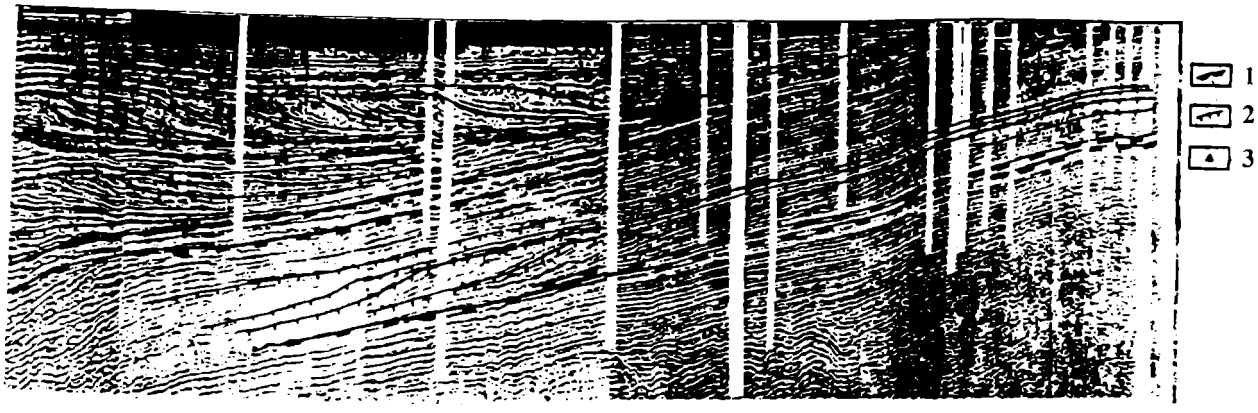


Рис. 7.2.1. Региональный сейсмический профиль МОГТ Восточного Предкавказья, иллюстрирующий сейсмостратиграфические единицы стратиграфической специализации. 1 – границы сейсмокомплексов; 2 – границы сейсмоансамблей; 3 – сейсмокванты. (по Н.Я. Кунину и др., 1990)

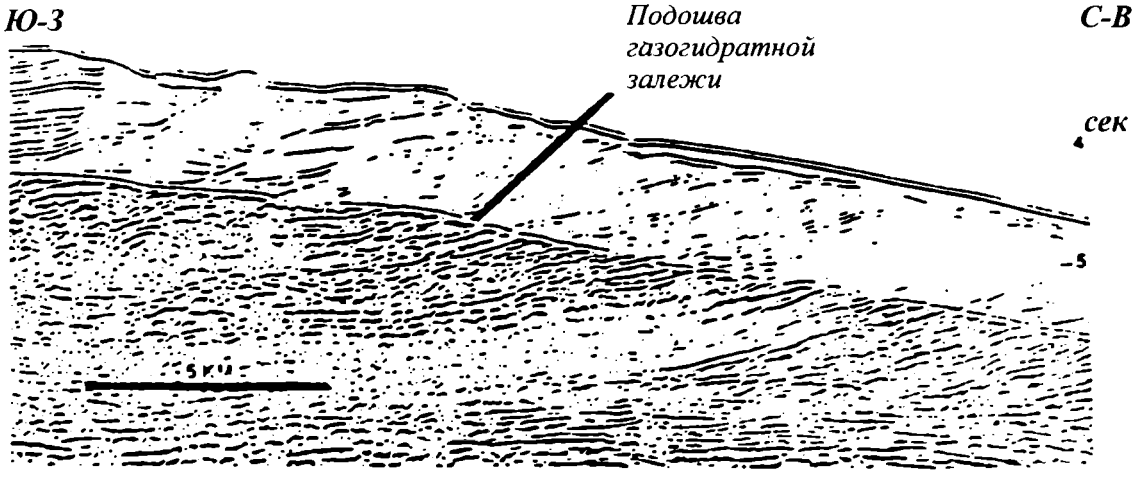


Рис. 7.2.2. Выделение подошвы газгидратов на профиле НСП (Атлантический океан)

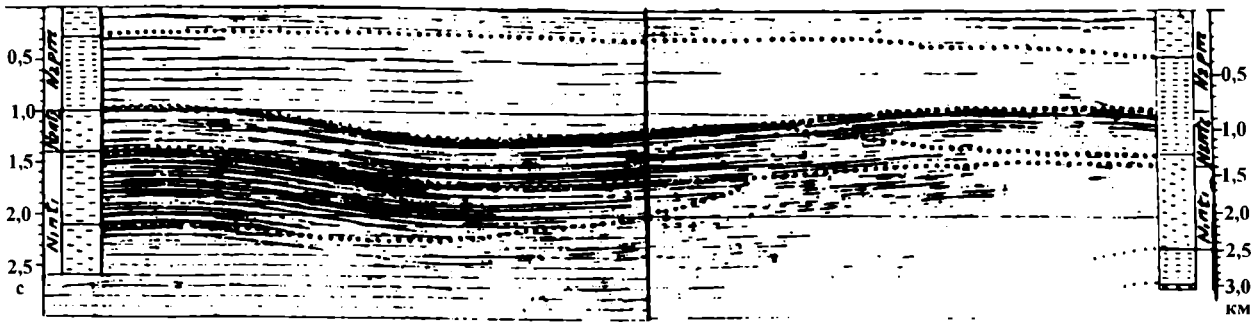


Рис. 7.2.3. Фрагмент временного разреза акватории шельфа Сахалина, иллюстрирующий неизохронность фациальных границ (показаны точками)

цам, если они не совпадают с возрастными напластованиями, никогда не приурочены сейсмические отражения. Из данных сейсмостратиграфии следует, что переход по латерали от одной фации к другой происходит постепенно и не создает перепадов акустической жесткости, которые необходимы для образования сейсмического отражения. Выделение изохронных сейсмических фаций прямо согласуется с идеей Н.Б. Вассоевича (1948) о наличии в осадочном чехле так называемого синхронно-мутационного типа слоистости (замещение в пределах горизонтов, ограниченными определенными хронами, одних фаций другими).

Стратиграфические единицы стратиграфической специализации

Попытка выделения сейсмостратиграфических единиц была предпринята недавно в стратиграфическом кодексе (Стратиграфический..., 1992). Нами предлагается несколько иная иерархия сейсмостратиграфических подразделений (Волож, Шлезингер, 1994) (табл., рис. 7.2.4)

Представляется, что в качестве наиболее крупной сейсмостратиграфической единицы стратиграфической специализации следует выделять сейсмоэтаж. Он охватывает крупные части осадочного чехла с возрастным интервалом до первых сотен миллионов лет и толщиной до нескольких километров. В кровле и подошве его обычно ограничивают поверхности угловых несогласий. Сейсмоэтаж отличается единством структурного плана и обычно включает в себя несколько сейсмокомплексов.

Сейсмокомплекс (синтема) служит основной сейсмостратиграфической возрастной единицей (рис. 7.2.1). Он отделяется опорными отражающими горизонтами, приуроченными к поверхностям несогласий или их согласным эквивалентам. В идеале сейсмокомплекс целесообразно выделять в объеме седиментационного комплекса, отвечающего эвстатическим циклам колебаний уровня моря разных порядков. В стратиграфической практике обычно используются данные по циклам третьего (1–10 млн лет) и четвертого (10 тыс. – 1 млн лет) порядков. Цикл состоит из напластований низкого уровня, трансгрессии и высокого уровня (Vail, 1987). В настоящее время создана глобальная шкала геологического времени, основанная на выделении эвстатических циклов колебаний уровня моря в истории Земли (она включает до 80 циклов третьего порядка). К ней обычно привязываются седиментационные комплексы (или циклы) отдельных регионов. В практике сейсмостратиграфических исследований выделение седиментационных комплексов, связанных с эвстатическими колебаниями уровня моря, наталкивается на определенные трудности. Чаще удается выделять сейсмокомплексы, которые разделяемые поверхностями региональных угловых (структурных) несогласий и опорными отражающими горизонтами, которые фиксируют региональные тектонические движения и особенности седиментации. Следует помнить, что они не всегда имеют строгие соответствия с общей стратиграфической шкалой. Обычно сейсмокомплекс близок к возрастному интервалу отдела или его части, но может охватывать и большие стратиграфические отрезки вплоть до системы.

Более дробная возрастная единица сейсмостратиграфии – сейсмоансамбль (сейсмопакет). Он представляет часть сейсмокомплекса, ограниченный выдержанными отражениями. Толщина сейсмоансамбля не превышает 200–300 м при возрастном диапазоне в единицы миллионов лет. Сейсмоансамбль может выделяться на значительно меньшей по площади территории, чем сейсмокомплекс. Он представляет сейсмостратиграфическую единицу обычно внутри площадной – внутри бассейновой корреляции и практически не используется при межплощадной корреляции.

Наименьшую возрастную единицу сейсмостратиграфии предлагается называть сейсмоквантом (Кунин, 1989, 1990). Она отвечает элементарному сейсмическому отражению, на которые расчленяется временной сейсмический разрез. Большую их часть обычно составляют слабые сейсмические отражения. В зависимости от частотного спектра сейсмоквант может отвечать разным по мощностям и

Таблица. Сейсмостратиграфические подразделения и их приблизительное соответствие с подразделениями стратиграфической шкалы.

Общая стратиграфическая шкала			Региональные стратиграфические подразделения		Стратиграфические подразделения			
Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Подгоризонт (слой)	Сейсмоэтаж	Сейсмокомплекс	Сейсмоансамбль	Сейсмоквант

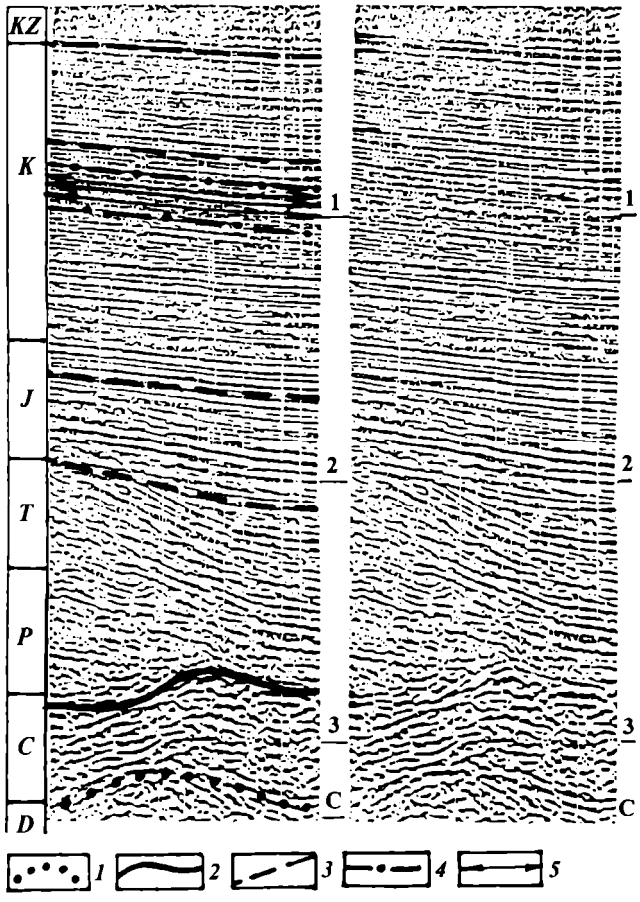


Рис. 7.2.4. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий соотношение сейсмостратиграфических подразделений стратиграфической специализации: 1 – подошва осадочного чехла; 2–5 – границы сейсмостратиграфических подразделений: 2 – сейсмоэтажей, 3 – сейсмокомплексов, 4 – сейсмоансамблей, 5 – сейсмоквантов

возрастному интервалу единицам разреза (рис. 7.2.5).

При разных задачах меняется технология проведения сейсмических исследований. Для увеличения разрешаемых возможностей повышают частотный спектр волнового поля, но при этом понижается глубинность проникновения сигнала. Наоборот, при увеличении глубинности исследований понижают частотный спектр, проигрывая в разрешаемой возможности. На высокочастотных временных сейсмических разрезах он соответствует слоям осадочного чехла толщиной до первых метров, а при высокоакустических исследованиях и эхолотировании (2000–3000 гц) акваторий – до сантиметров. Возрастная величина сеймокванта сильно зависит и от темпа осадконакопления. При малой скорости осадконакопления она во много раз выше, чем при высокой. Таким образом, сейсмоквант не является постоянной величиной. В зависимости от технологии сейсмических исследований и скорости осадконакопления он изменяется от первых тысяч до десятков миллионов лет и охватывает толщины осадочного чехла от сантиметров до многих сотен метров. По латерали сейсмокванты низкоэнергетических слоев осадочного чехла могут переходить в сейсмоансамбли и даже сейсмокомплексы. Например, сейсмоквант, отвечающий депрессионным отложениям баженовской свиты верхней юры Западно-Сибирской плиты по ее периферии сменяется одновозрастным сейсмоансамблем прибрежно-морских отложений, который, в свою очередь, разделяется на составляющие его сейсмокванты. Для среднечастотной сейсморазведки МОГТ, которой отрабатываются осадочные чехлы нефтегазоносных бассейнов, сейсмокванту обычно отвечают возрастные единицы разреза в десятки и сотни тысяч

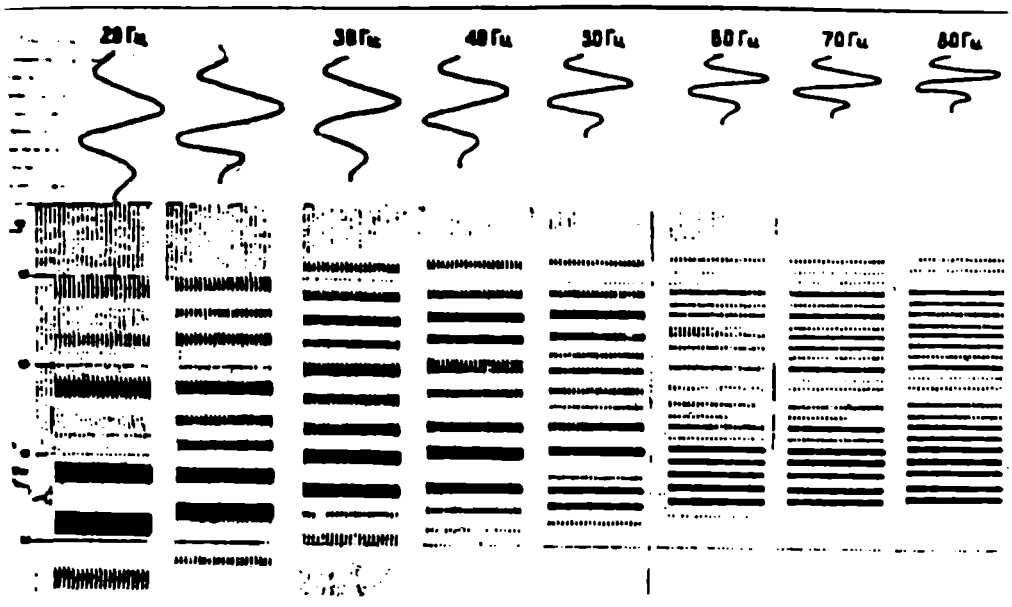


Рис. 7.2.5. Фрагмент временных разрезов Ставропольского свода, иллюстрирующий зависимость разрешаемой способности сейсморазведки от частотного спектра

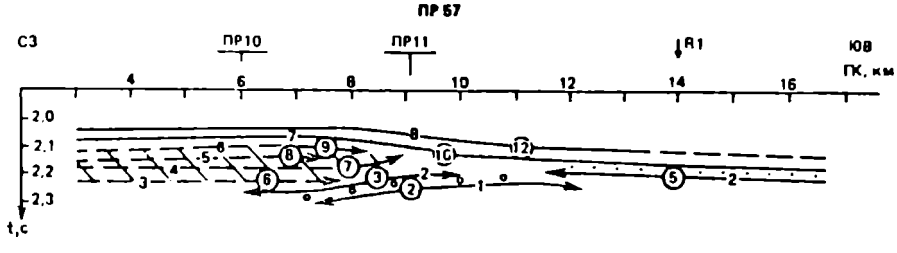


Рис. 7.2.6. Выделение сейсмоквантов по анализу сейсмического профиля Мизинской плиты (по Н.Я. Кунину, В.И. Кыневу, 1990). Стрелочками обозначены сейсмокванты

лет при мощности в первые десятки метров.

Чрезвычайно важно, что в настоящее время накапливается опыт картирования сейсмостратиграфических единиц (прежде всего сейсмокомплексов). Например, на территории Прикаспийской впадины закартированы сейсмокомплексы подсолевого палеозойского разреза, что позволило восстановить генетическую природу палеобассейнов. На территории Западно-Сибирской плиты проведено картирование верхнеюрско-аптских сейсмокомплексов и сейсмоансамблей, что дало возможность установить в пространстве распространение различной морфологии клиноформенных тел.

Картирование таких дробных подразделений как сейсмокванты, существенно повышает познание строения осадочных бассейнов (рис. 7.2.6). Особенно оно важно для выявления неантиклинальных ловушек углеводородов. Однако, анализ сейсмоквантов должен производиться с большой осторожностью. Не во всех случаях появление и прекращение прослеживания сейсмических отражений имеет возрастную природу. На выраженность сейсмического отражения существенно влияют особенности седиментации (пульсационной или плавной) (Антипов и др., 1992), вещественный состав, текстура пород, постседиментационные преобразования (диагенез, эпигенез и метаморфизм), современное физическое состояние пород и другие факторы (рис. 7.2.7, 7.2.8). Они могут значительно изменять и искажать влияние возрастного напластования на выраженность сейсмического отражения. За счет них отражение может не регистрироваться и, следовательно, не прослеживаться. Сейсмокванты имеют тенденцию к схождению или расхождению, вырисовывая исчезающие или появляющиеся возрастные геологические тела. При параллельном расположении сейсмических отражений начало и прекращение их регистрации чаще всего имеет не возрастную причину. Однако в этом случае объемы сейсмостратиграфических единиц стратиграфической специализации существенно зависят от частотного спектра. Поэтому в качестве возрастных единиц следует использовать более крупные сейсмостратиграфические подразделения (сейсмоансамбли или сейсмокомплексы). При этом следует помнить, что возрастные диапазоны (особенно сейсмокванты) могут меняться в зависимости от технологии сейсмических исследований. Высокочастотная сейсморазведка понижает возрастные объемы сейсмических единиц. И, напротив, низкочастотная сейсморазведка их повышает. Каждая модификация сейсморазведки отраженных

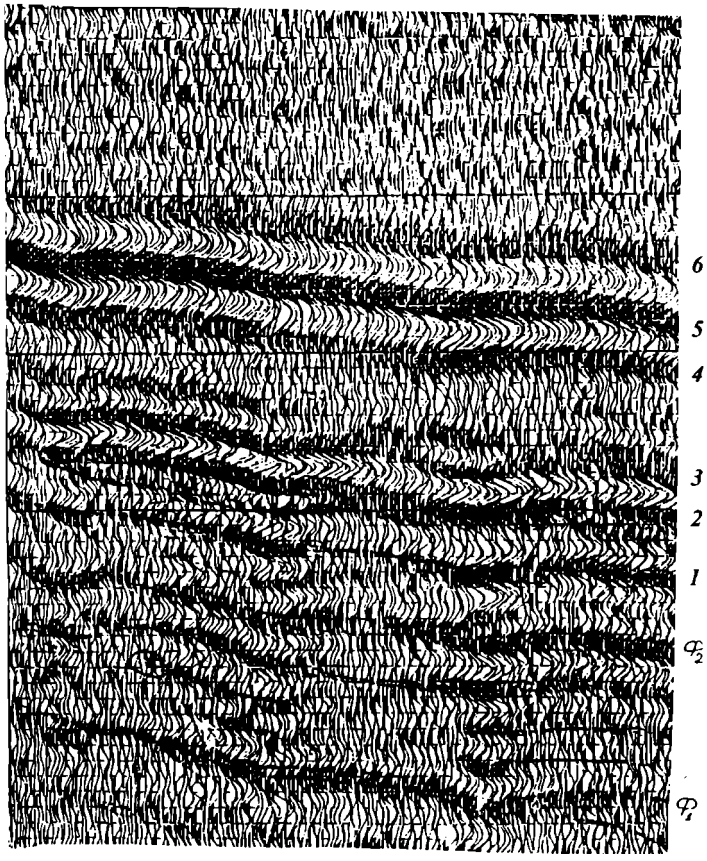


Рис. 7.2.7. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий ухудшение выраженности и прекращение регистрации сейсмического отражения за счет увеличения современного напряженного состояния пород. Антиклинальное поднятие в левой части разреза

волн требует разработки своих возрастных стратиграфических единиц.

При картировании сейсмостратиграфических единиц в разных осадочных бассейнах важное значение при определении объемов тех или иных тел принадлежит установлению кровельного и подошвенного прилеганий. Первое представляет утонение практически до полного выклинивания по восстанию тел осадочного чехла. При подошвенном прилегании тела осадочного чехла утоняются практически до полного выклинивания по их падению. От объективности их расшифровки зависит правильность выделения тех или иных сейсмостратиграфических единиц стратиграфической специализации.

Сейсмостратиграфическая корреляция

Возрастные стратиграфические единицы осадочного чехла выделяются по данной фазовой корреляции отражающих горизонтов (см. рис. 7.2.1). Она осуществляется при непосредственном прослеживании сейсмических отражений. Особенно надежна замкнутая полигонная корреляция. При ее отсутствии, когда непосредственное прослеживание сейсмических отражений прекращается за счет разрывных нарушений, антиклинальных складок, ухудшений

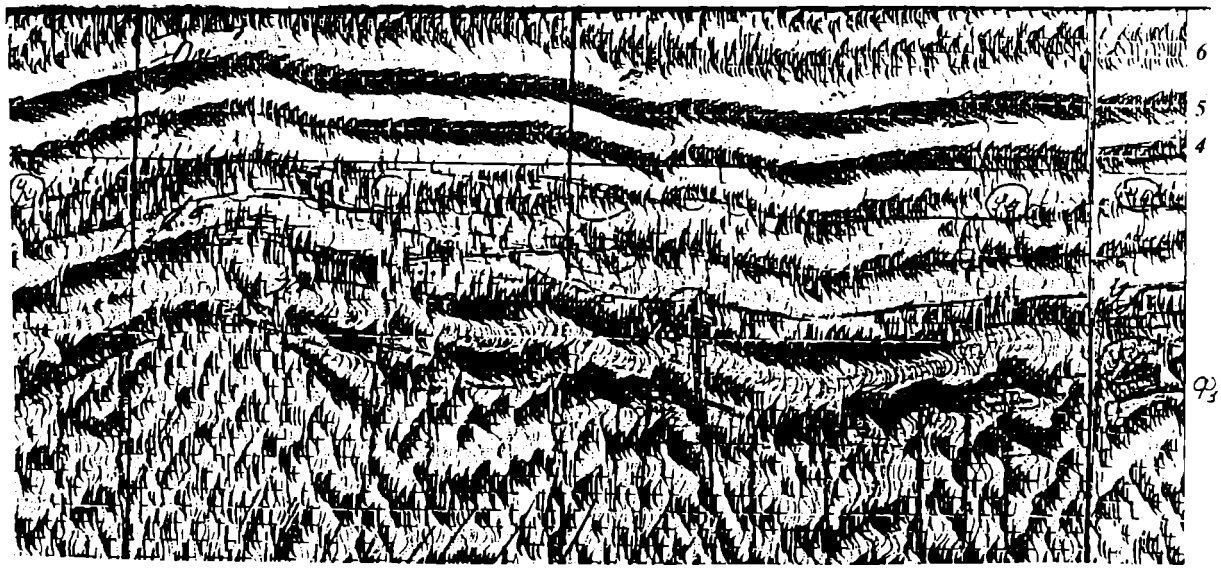


Рис. 7.2.8. Фрагмент временного сейсмического разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий появление сейсмических отражений за счет латерального изменения вещественного состава пород. Нижняя левая часть разреза.

возрастных условий возбуждения сейсмических волн и других причин, используется корреляция выраженности сейсмической записи (динамическая корреляция). Она применяется, когда разорванные по латерали оси синфазности отождествляются по динамической выраженности и положению в разрезе. Динамическая корреляция, конечно, менее надежна, чем фазовая корреляция, но ее применение во многих случаях неизбежно. Объективность динамической корреляции существенно повышается при применении спектрально-временного анализа (СВАН), когда за счет математического аппарата использование различного частотного спектра и построения колонок визуальная субъективность исключается (Мушин и др., 1990).

Сейсмостратиграфические единицы и сейсмостратиграфическая корреляция намечаются и осуществляются прежде всего внутри единого осадочного бассейна. При непосредственном сопряжении разнофациальных зон бассейна сейсмостратиграфия является одним из наиболее надежных методов сопоставления. При переходе в другой бассейн, отдаленный значительной областью отсутствия осадочного чехла, сейсмостратиграфическая корреляция должна осуществляться с учетом данных биостратиграфии. В ряде случаев сейсмостратиграфия может помочь проверке биостратиграфических построений. Фазовая корреляция изохронных сейсмических отражений, как указывалось выше, не зависит от фациальных особенностей разреза, и это может служить надежным репером для проверки стратиграфической приуроченности тех или иных палеонтологических комплексов. Особенно это важно при переходе морских шельфовых отложений в образования открытого океана, где правильное сопоставление биотических комплексов вызывает большие трудности.

Так, фазовая корреляция карбонатных пачек триаса Южного Мангышлака позволила устранить противоречия имевшейся ранее биостратиграфической интерпретации. Аналогичные противоречия были устранены при корреляции разнофациальных неогеновых отложений шельфа Сахалина по бентосным ископаемым.

Применение сейсмостратиграфии в расшифровке возрастных напластований сложных геологических тел

Осадочные бассейны сложены двумя генетическими классами геологических тел. В первом случае они созданы преимущественно "вертикальной" седиментацией. Именно с ними связаны обычно выдержанные по площади стратиграфические горизонты и соответствующие им отражения.

Второй класс слагают тела преимущественно латеральной седиментации. Их составляют подводные дельты, клиноформы (ланарклины) и подводные конуса выноса. Вертикальная составляющая в них ничтожно мала, выходит за пределы разрешаемых возможностей сейсморазведки, и ею можно практически пренебречь. Тела латеральной седиментации вырисовывают наклонные и сигмоидные отражения. Их утонение, практически до полного выклинивания, выделяется под названием подошвенного прилегания, а по восстанию – кровельного прилегания.

Подошвенное прилегание приводит обычно к омоложению кровли подстилающего сейсмического отражения за счет слияния с ним выклинивающихся слоев тела латеральной седиментации. Кровельное прилегание по той же причине обычно удревняет подошву перекрывающего сейсмического отражения. Однако при этом не нарушается главное положение сейсмостратиграфии об изохронности сейсмических отражений. Подошвенное и кровельное прилегания создают, по-существу, новые отражения, отличающиеся от предыдущих слиянием осей синфазности, что приводит к изменению их возраста (рис. 7.2.9).

При увеличении частотного спектра можно разделить рассматриваемое отражение на составляющие его части, за счет которых происходит изменение его возраста. Тела латеральной седиментации образуются в условиях интенсивной седиментации, скорость которой превышает возможности биостратиграфического расчленения разреза. Она на порядок выше вертикальной седиментации и достигает десятков метров в тысячелетие. Например, на Туркменском шельфе в позднечетвертичное время скорость седиментации достигала 100–150 м в тысячу лет. Поэтому сейсмостратиграфия дает возможность выделить в латеральном седиментационном разрезе условные возрастные единицы и сопоставить их со стратиграфической шкалой. Так, в неокомских отложениях Западно-Сибирской плиты установлено более 20 клиноформ, получивших относительную индексацию и привязанных к валанжинскому, готеривскому и барремскому ярусам (Мкртчян и др., 1990). В телах латеральной седиментации появление и прекращение прослеживания сейсмических отражений имеет возрастные причины и их можно рассматривать как сейсмокванты. Они позволяют картировать тела латеральной седиментации и раскрывать особенности их внутреннего строения. По ним можно восстановить характеристику и частоту эвстатических изменений уровня моря прошлого и таким образом увеличить детальность расчленения осадочного чехла (рис. 7.2.10, 11).

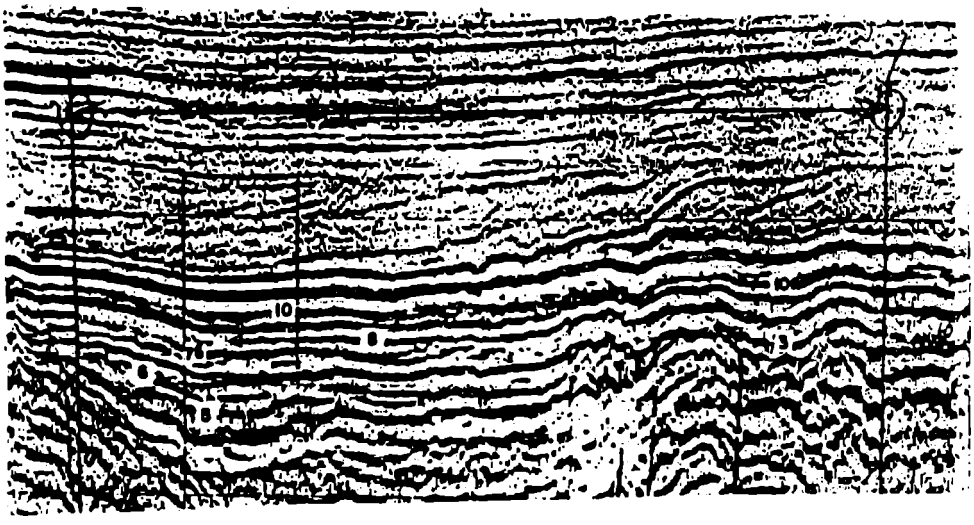


Рис. 7.2.9. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий схождение сейсмических отражений. Верхняя часть разреза

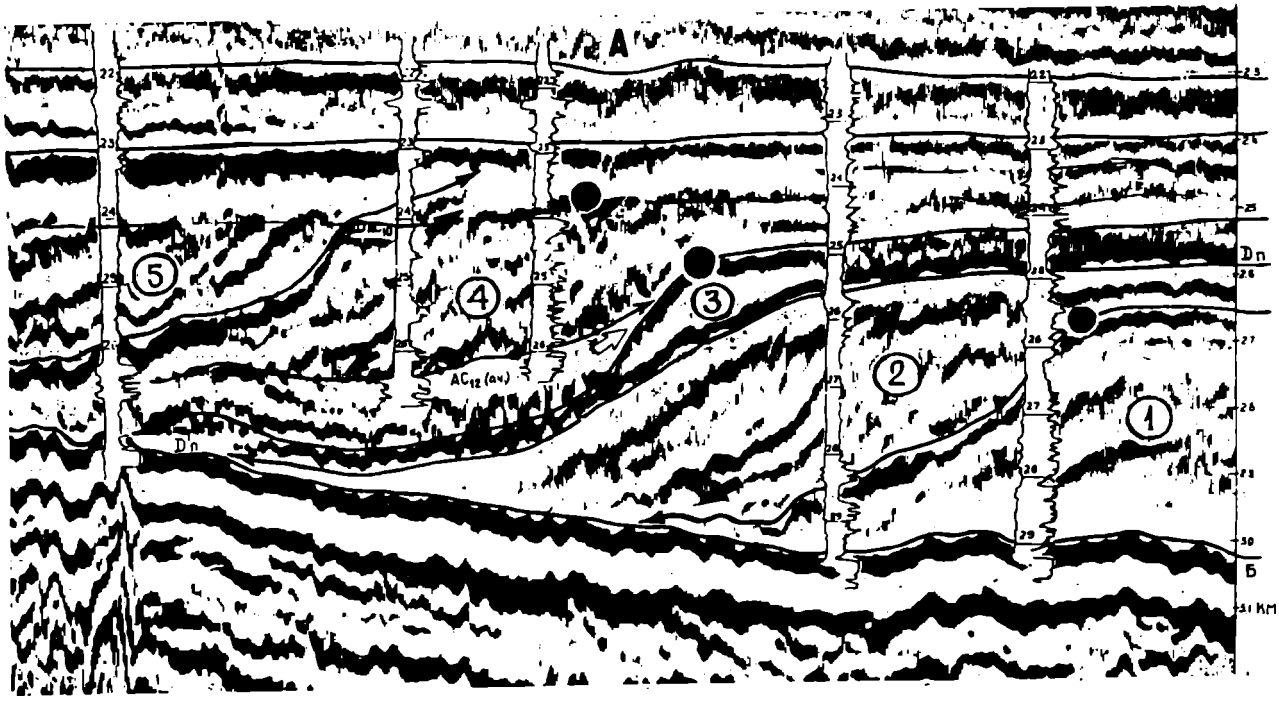


Рис. 7.2.10. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты,иллюстрирующий латеральное расчленение неокомских клиноформ и относительный подъем уровня моря, фиксируемый по увеличению высотного положения бровок палеошельфа. Точками показаны бровки палеошельфа неокомских клиноформ.

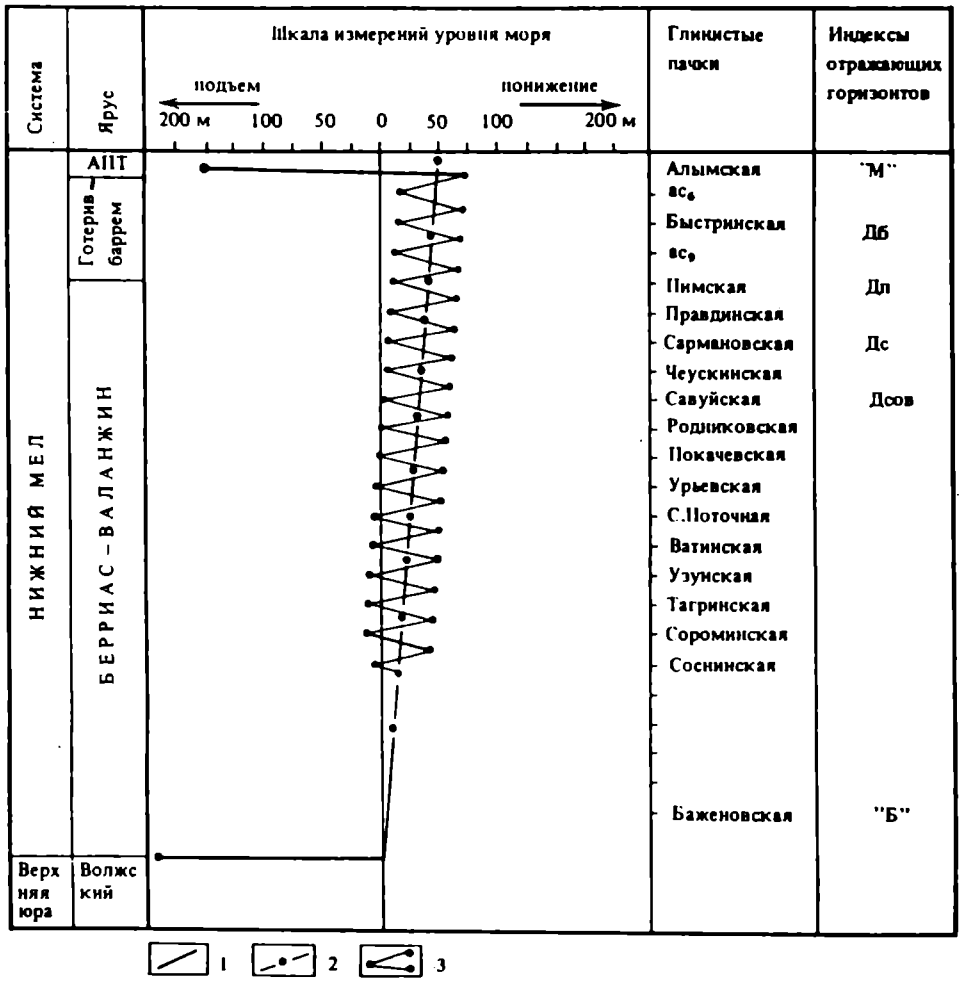


Рис. 7.2.11. График изменения уровня моря Западно-Сибирского неокомского бассейна: 1 – изменения уровня моря, связанные с эвстазией; 2 – региональное относительное понижение уровня неокомского моря; 3 – локальные относительные колебания уровня неокомского моря

Основные области практического применения метода в стратиграфии – достижения и ограничения

Реперным каркасом опорных отражающих горизонтов осадочный чехол бассейна расслаивается на возрастные сейсмические комплексы. Их трассирование позволяет проводить корреляцию удаленных разрезов и площадей на расстояние в сотни и первые тысячи километров. Однако разрешаемая возможность среднечастотной сейсморазведки, обычно применяемой при обработке региональных профилей в осадочном чехле вертикальной седиментации, существенно ниже биостратиграфических и промысловогеофизических возможностей расчленения разреза. Комплексирование позволяет исключить слабые места каждого метода. Сейсмостратиграфия дает надежный, хотя и относительно грубый каркас объективного расчленения разреза, коррелируемый на значительные расстояния (до многих сотен и первых тысяч километров). На его фоне биостратиграфия и ГИС определяют более точные границы стратиграфических единиц, их вещественный состав и намечают тонкие особенности строения осадочного чехла. В возрастном расчленении геологических тел латеральной седиментации сейсмостратиграфия представляет собой весьма важный инструмент, а биостратиграфические данные и геофизические исследования скважин позволяют осуществить их привязку к стратиграфической шкале.

Вышеизложенное указывает на большие возможности в использовании в стратиграфических исследованиях сейсмостратиграфического метода. Он позволяет выделять реальные хроностратиграфические подразделения, причем часто в трехмерном измерении и протягивать на значительные расстояния. Увязка с биостратиграфическими единицами (горизонтами и зонами) позволяет определять реальный геологический возраст сейсмостратиграфических единиц. Чрезвычайно важно, что фазовая

корреляция изохронных отражений способствует реальной расшифровке соотношения свит в разрезах разных регионов и сопоставить разнофациальные разрезы, что всегда наталкивается на большие трудности. При этом сейсмостратиграфия дает объективные критерии проверки стратиграфических схем, составленных на основании других методов (биостратиграфия, циклостратиграфия, изотопное датирование). В ряде случаев привлечение сейсмостратиграфического метода является единственной основой для разрешения спорных ситуаций, связанных с сопоставлением разнофациальных палеонотологических комплексов или объемов тейльзон тех или иных таксонов, дисскусия о которых ведется порой долгие годы. Сейсмостратиграфия с ее методикой исследования границ осадочных комплексов позволяет надежно разграничивать области перерывов осадконакопления и последующих размывов и устанавливать типы несогласий. При этом по выраженности отражений (их гладкости и шероховатости) определяется масштаб перерывов (во времени и пространстве) и, в частности, намечаются скрытые перерывы, установление которых часто чрезвычайно затруднено. Калибровка перерывов глобального, регионального и местного уровней позволяет реально решать многие задачи стратиграфического расчленения.

Одним из важных направлений использования сейсмостратиграфии в стратиграфии – выявление этапности развития осадочных бассейнов прошлого, что прямо укладывается в рамки популярных ныне эко-событийной – динамическо-бассейновой стратиграфии. Обособление циклов в осадочном чехле дна древних бассейнов, определение их природы и масштаба, сопоставление их с субглобальной шкалой литологических циклов, построенной на данных анализа цикличности осадочных комплексов многих районов разных континентов и океанов – это может существенно помочь в расшифровке как палеогеографических обстановок отдельных регионов, так и особенностей развития осадочной оболочки и биосферы Земли в целом. Все это закладывает солидный фундамент дальнейшего совершенствования региональных и общей стратиграфических схем, которые и должны служить основой для датировок геологических процессов и событий.

Секвентная стратиграфия

Отдельно остановимся на весьма модной сейчас секвентной стратиграфии, которой посвящена уже солидная литература.

Секвентная стратиграфия широко вошла в научные и практические исследования осадочных бассейнов в середине восьмидесятых годов. Рождение этого термина подробно рассмотрено Д.П.Найдиным (1992). Он показал что термин "секвент" был заимствован из концепции секвенции (последовательностей), развиваемой Л. Слоссом с шестидесятых годов (Sloss, 1967,1988). Однако, секвентная стратиграфия как новое направление геологических исследований безусловно связана с именем П.Р.Вейла (1987). Он впервые разработал ее теоретические и методические основы. У нас в стране основные положения секвентной стратиграфии нашли отражение в ряде работ (Беляков и др., 1993; Волков, Шлезингер, 1993; Гладенков, Шлезингер, 1993; Ильин, 1991; Секвенс-стратиграфия ..., 1995; Шлезингер, 1998).

Секвенс-стратиграфия представляет собой самостоятельную научную дисциплину, корни которой базируются на основных понятиях и положениях сейсмостратиграфии. При этом единицы секвентной стратиграфиии и сейсмостратиграфического расчленения несут разную генетическую нагрузку. Первые отражают цикличность, обусловленную относительными колебаниями уровня моря, а вторые являются единицами, отражающими разные процессы и стороны развития бассейнов. Часто подразделения секвентной стратиграфии и сейсмостратиграфических единиц не совпадают в разрезе. Секвентная стратиграфия может с успехом применяться при комплексировании сейсморазведки отраженных волн с данными бурения и поверхностными геологическими исследованиями. Одиночные буровые скважины и естественные обнажения практически невозможно использовать при секвентстратиграфическом анализе. Прямое использование циклотем в секвентной стратиграфии неприемлемо. Надо отметить, что часто под секвентной стратиграфией понимаются исследования, которые ничего общего с ней не имеют и связываются с ней исключительно из модности в настоящее время данного направления.

Наиболее продуктивно секвенс-стратиграфия используется на пассивных окраинах континентов – в местах перегибов шельфа. Собственно именно там зародилась секвентная стратиграфия и именно там она и "работает". Основной единицей секвентной стратиграфии является седиментационный комплекс (рис. 7.2.12). Он ограничивается несогласными или соответствующими им согласными поверхностями, связанными с относительными изменениями уровня моря. Седиментационный комплекс разделяется на напластования (тракты) низкого уровня, трансгрессии и высокого уровня моря. Седиментационные комплексы, созданные эвстазией, отвечают четвертому порядку циклов колебаний уровня Мирового океана (от 1–2 до 10 млн лет). Их подошву и кровлю определяет регрессивное подошвенно (прибрежное) налегание. Мощность, возрастные интервалы и генезис пород не используются для выделения седиментационных комплексов.

Седиментационные комплексы секвентной стратиграфии, созданные эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, могут служить реперным каркасом для глобальной корреляции осадочных бассейнов. Однако методика отделения эв-

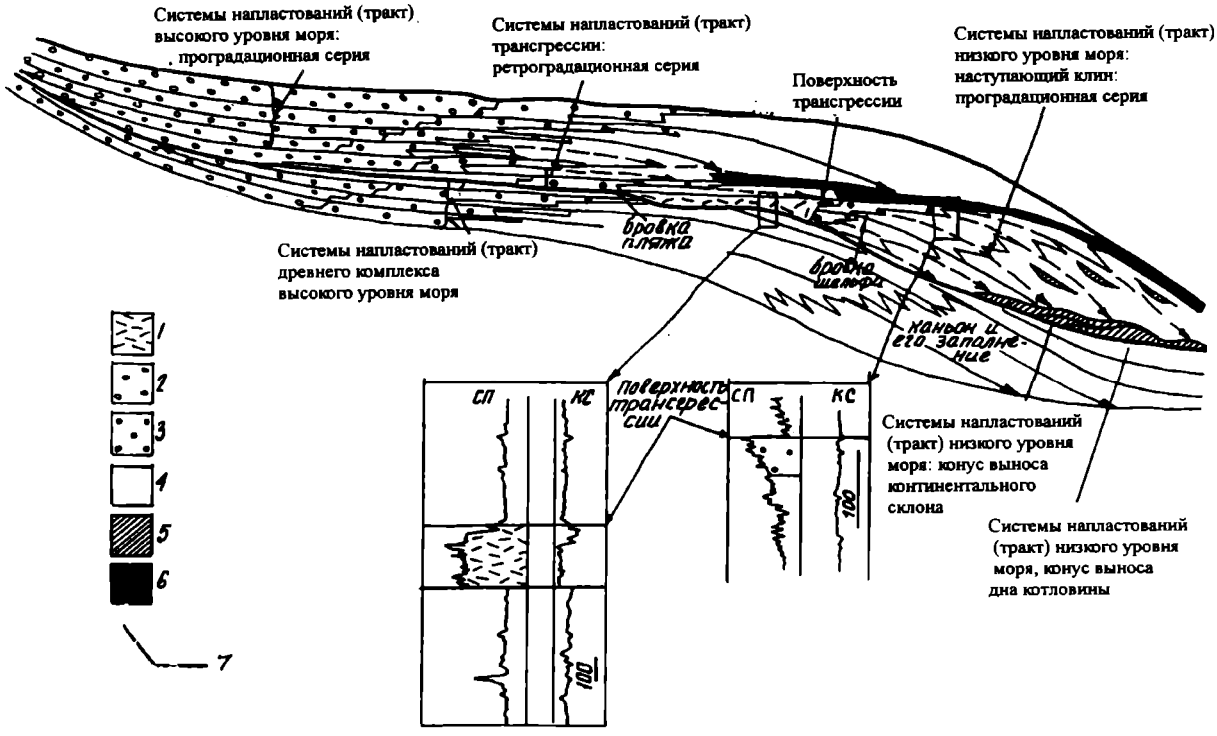


Рис. 7.2.12. Принципиальный разрез седиментационного комплекса.

1 – песчаники русел и эстуариев врезанных долин; 2 – песчаники и аргиллиты прибрежной равнины; 3 – мелководные песчаники; 4 – шельфовые и склоновые песчаники; 5 – песчаники подводных конусов выноса; 6 – конденсированные отложения; 7 – границы седиментационного комплекса.

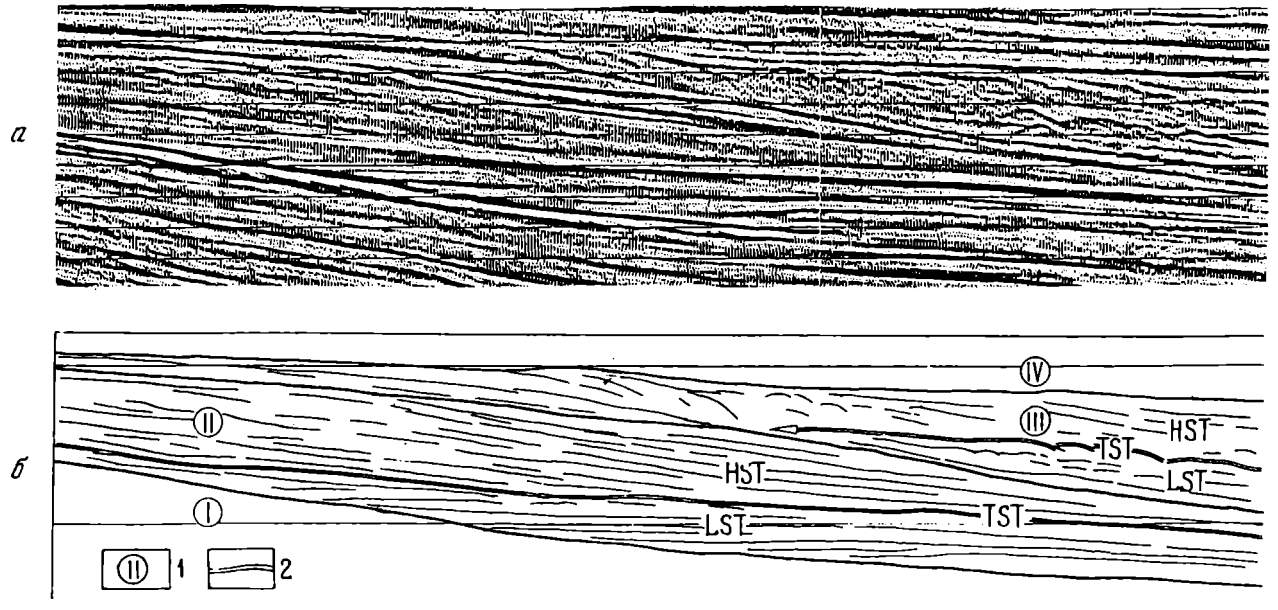


Рис. 7.2.13. Выделение седиментационного комплекса в пределах шельфа Северного Сахалина.

а – Временной сейсмический разрез, *б* – Его интепретация.

1 – седиментационные комплексы; 2 – границы седиментационного комплекса и систем напластований (трактов); 3 – кровля трансгрессивной системы напластований (тракта).

Римскими цифрами обозначены седиментационные комплексы. LST – система напластований низкого уровня; TST – трансгрессивная система напластований (тракт); HSF – система напластований (тракт) высокого уровня моря.

статических от региональных колебаний уровня моря, запечатленных в разрезах осадочного чехла, остается практически не разработанной.

В зависимости от характера подошвы выделяются два типа седиментационных комплексов. Первый ограничивается субэральной поверхностью несогласия. Подошву второго составляет поверхность подводного несогласия или отвечающий ей согласный эквивалент. Седиментационные комплексы первого типа составляют указанные выше системы напластования. Седиментационные комплексы второго типа слагают системы напластования внешнего палеошельфа, трансгрессии и высокого уровня. Систему напластования низкого уровня седиментационного комплекса первого типа составляют конусы выноса склона и котловины, клиноформы (наступающей плиты) и заполнение врезанных долин. Система напластования внешнего шельфа седиментационного комплекса второго типа слагается клиноформами от слабопроградационных до аградационных. Они характеризуются подошвенным налеганием в сторону суши и подошвенным прилеганием в сторону моря. Трансгрессивная система напластования слагается конденсированными отложениями. Напластования высокого уровня представлены аградационными клиноформами, сменяемыми вверх по разрезу проградационными.

Расчленение разреза в секвентной стратиграфии для практических целей и в научном плане имеет свою специфику. Первое направление основывается на поисках низких палеоуровней моря на временных сейсмических разрезах отраженных волн. Основным его параметром является выделение регрессивных подошвенных налеганий. Вторым параметром являются наземные палеоврезы. Низкие палеоуровни фиксируют регрессивные клиноформы, а высокие – трансгрессивные. Конденсированные слои дают возможность намечать среднюю часть седиментационного комплекса. Седиментационные комплексы за счет постседиментационных процессов на временных сейсмических разрезах представлены часто в усеченном виде. В них выпадают отдельные напластования, что существенно затрудняет расчленение разреза. Поэтому практическое применение разработок секвентной стратиграфии обычно предусматривает выделение 1–2, реже 3 седиментационных комплексов суммарной мощностью в первые сотни метров. Остальная часть разреза осадочного чехла с позиций секвентной стратиграфии остается неинтерпретированной. К низким палеоуровням моря приурочены основные объемы коллекторских пород и связанные с ними неантиклинальные ловушки углеводородов.

При расчленении разреза в секвентной стратиграфии для научных целей ставится задача осветить весь разрез осадочного чехла бассейна. Оно базируется на его цикличности с последующей привязкой к эвстатическим колебаниям уровня моря. Однако методические приемы данной операции остаются практически нераскрытыми. Хотя полное расчленение осадочного чехла по данным секвентной стратиграфии по отдельным осадочным бассейнам без обоснования их выделения и вскрытия связи с глобальными или региональными колебаниями уровня моря приводится во многих работах.

Уже указывалось, что наиболее благоприятны как объекты применения секвентной стратиграфии – пассивные части бассейнов с хорошо выраженными палеобереговыми линиями, палеошельфами, палеосклонами и палеокотловинами (рис. 7.2.13). Значительно сложнее выделять их в глубоких и активных тектонических бассейнах, где осадочный чехол формируется за счет конседиментационного прогибания. Низкие палеоуровни в них могут намечаться по наземным эрозионным врезам, их стратиграфическим эквивалентам и фациальной вертикальной последовательности разреза. В континентальных толщах низкие палеоуровни сопряжены с активизацией денудационных процессов на сопряженных участках бассейна и им отвечают грубообломочные осадки. На высоких палеоуровнях распространен более тонкий осадочный материал.

Расчленение континентальных толщ с позиций секвентной стратиграфии возможно только при непосредственном их сопряжении с одновозрастными морскими образованиями.

Остается добавить еще одно. В результате последних дискуссий многие специалисты пришли к мнению, что термин "секвенция" предпочтительнее всего использовать в смысле "последовательности", а для выделения толщ, ограниченных размывами, употреблять понятие "синтема" и для секвенций, происхождение которых действительно связано с эвстатикой, – "вейлит" – от имени P.Vail (Ю.А.Волош). Другие геологи предлагают относить "секвенты" к разновидности циклических подразделений. Таким образом вопросы классификации и номенклатуры нуждаются еще в серьезном обсуждении.

Литература

Антипов М.П., Шлезингер А.Е., Штеренберг Л.Е. Зависимость волнового поля от стратиграфических особенностей разреза // ДАН 1992. Т. .327. № 2. С. 243–247.

Беляков С.Л., Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Стратиграфические исследования, основанные на эвстатических колебаниях уровня моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 3–9.

Бембель Р.М., Шлезингер А.Е. Геологическая природа сейсмических отражений в осадочном чехле // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 47–55.

Вассоевич Н.Б. К изучению слоистых осадочных горных пород // Литологический сб. 1948. 11. С. 24–34.

Волков К.Р., Шлезингер А.Е. Событийная стратиграфия и колебания уровня моря (Международная программа "Глобальная седиментология") // Изв. РАН Сер. геол. 1992. № 6. С. 58–66.

Вологж Ю.А., Шлезингер А.Е. Отражение сейсмостратиграфии в стратиграфическом кодексе // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. .2. № 2. С. 103–106.

Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе (основные направления и перспективы) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 3–20.

Гладенков Ю.Б., Шлезингер А.Е. Отражение колебаний уровня моря в геологической летописи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 3–10.

Ильин А. В. Структурная седиментология - новое направление в изучении осадконакопления // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991 № 7. С. 33–46.

Кунин Н.Я. Модели седиментации и понятия стратиграфии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 1. С. 24–32.

Кунин Н.Я. Современное состояние разработки теоретических основ сейсмостратиграфии // Сейсмостратигрфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. Кн. 1. М., 1990. С. 3–19.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Расчленение кайнозойских отложений Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 71-81.

Кунин Н.Я., Кынев В.И. Сейсмокванты и анализ юрских отложений южной окраины мезозойской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 40–45.

Мкртчян О.М., Гребнева И.Л., Игошкин В.П., Корнеев М.А., Нежданов А.А., Филина С.И. Сейсмогеологическое изучение клиноформных отражений Среднего Приобья. М.: Наука, 1990. 108 с.

Мушин И.А., Бродов Л.Ю., Козлов Е.А., Хатьянов Ф.И. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных. М. Наука, 1990. 229 с.

Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 1. События мелового периода в океанах и морях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 5. С. 14–29.

Секвентная стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ. Тез. докл. Первой международной конференции. Санкт-Петербург, 1995. 124 с.

Стратиграфический кодекс. 2-е изд. Санкт-Петербург, 1992. 120 с.

Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.; Научный мир, 1998, 143 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 512).

Sloss L.L. Sequences in the cratonic interior of North America // Bull. Geol. Soc. Am. 1963. Vol. 74, № 2. P. 93–114.

Sloss L.L. Forty gears of sequence stratigraphy // Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 100. № 11. P. 1661–1665.

Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy intertion procedure // Atlas of Seismic Stratigraphy. A.P.G. Studies in Geology, 27. 1987. Vol. 1. P. 1–10.

Раздел 8. Перспективы стратиграфических исследований

8.1. Общие задачи стратиграфических исследований в начале XXI в.

Разбираются основные задачи стратиграфии XXI века. Подчеркивается, что операционные принципы стратиграфии опираются на общесистемные законы. Отмечается, что природные системы биосферы, принадлежат к открытым и самоорганизующимся системам и что им свойственен в целом нелинейный тип развития.

Main tasks of the stratigraphy of XXI century are discussed. It is emphasized that the stratigraphic operational principles are based on general systemic laws. Stratigraphy studies natural systems of the biosphere, which can be defined as open and self-organizing systems characterized generally by nonlinear type of evolution.

"Стратиграфия действительно переходит
из классической, описательной в событийную
Мы живем в момент быстрого становления
этого направления"
В.В.Меннер (1991, с. 200)

Учитывая итоги, с которыми стратиграфия подходит к рубежу XX и XXI столетий, можно попытаться определить ее приоритетные задачи на будущее, отражающие тенденции ее развития. Недавно этому была посвящена специальная публикация (Гладенков, 1998).

Первая задача – *создание стратиграфических шкал нового поколения* – более детальных и более обоснованных (для фанерозоя – зональных и инфразональных). Это предполагает совершенствование прежде всего региональной стратиграфии и должно быть направлено на создание базы детального сопоставления разнофациальных толщ палеобиогеографических областей, климатических поясов и палеопровинций океанов, континентов и переходных зон – с выявлением реперов регионального и субглобального масштаба и построением системы стратиграфически сменяющихся маркеров – СССМ (Гладенков, 1995).

Хочется подчеркнуть, что детализация стратиграфических схем не является формальным актом выделения более дробных стратонов. Она отражает новый качественный уровень стратиграфии и повышения общей геологической культуры проведения стратиграфических работ, которая предусматривает в качестве обязательного требования грамотное и осознанное использование всего комплекса различных методов, знание их достоинств и недостатков.

Для докембрия остается задача построения общей шкалы, которая, ассимилировав региональные схемы, могла бы стать общепринятой. Но это, видимо, требует внедрения каких-то новых методов и подходов. Задача для квартера – это окончательное оформление международного варианта шкалы с разработанной иерархией и номенклатурой, которая пока остается дискуссионной. Для фанерозоя в целом первостепенной задачей может быть определена разработка глобальной хроностратиграфической шкалы с подразделениями ниже яруса. Предполагается, что эта шкала будет также использоваться для калибровки региональных ярусов.

Первая задача стратиграфических исследований не может быть решена без *разработки теоретических и практических основ дробного расчленения древних толщ* (это и есть вторая задача). Она предусматривает, с одной стороны, углубление теории стратиграфии и совершенствование системы стратиграфической классификации и номенклатуры. С другой – отработку методов и приемов стратиграфического расчленения и широких ультраточных корреляций, как и определение разрешающей способности каждого метода и их корреляционных возможностей (палеонтологический, палеомагнит-

ный, циклический, палеоклиматический, сейсмостратиграфический, количественный, изотопный и др.).

Можно, например, обратить внимание на то, что до сих пор ни один стратиграфический кодекс не предложил классификацию подразделений МСШ, которая бы обозначила критерии равноценности одноранговых разновозрастных подразделений (в частности, ярусов – они ведь выделены, например, в девоне, перми или неогене на разной основе). Другими словами, пока не решена задача распределения стратиграфических объектов по всей колонне МСШ по классам в соответствии с мерой их тождества и различия по выбранному общему основанию. Еще не всегда осознается, что МСШ по существу гетерогенна в различных своих частях. И совершенствование этой шкалы в той или иной форме встанет в связи с разработкой стратиграфической классификации как специальная задача.

Конечно, наряду с этим в будущем предстоит решать и другие вопросы, связанные с методикой и принципами выделения стратонов разного ранга (местные, региональные, общие шкалы), обоснованием их реальных границ (их надежность и удобство), корректностью корреляций стратонов разных рангов, возможностью объективного контроля над этими операциями и пр. И все это прямо корреспондируется с использованием системного анализа. Например, проблема стратиграфических корреляций в значительной мере зависит от того, сумеем ли мы определять в разных экосистемах следы одних и тех же геологических событий.

Возвращаясь к методам стратиграфии, следует сказать, что до сего времени остается нерешенным ряд задач, касающихся теоретического обоснования многих ныне модных методов и приемов. Это относится, например, к секвентной стратиграфии (не случайно сейчас созданы рабочие группы по этим проблемам в рамках международных программ). В этой же связи вспоминаются событийная и экостратиграфия (к сожалению, эти модные термины часто "забалтываются" и искажаются, в связи с чем происходит их инфляция). Например, сейчас к месту и не к месту используют термин "событийная" стратиграфия, не расшифровывая, в каком смысле он используется. Между тем этот термин был введен в 1973 г. Д. Эйджером для корреляции мелкомасштабных (по времени) геологических событий. Эти события зафиксированы, в частности, в бентонитовых слоях, ленточных глинах, темпеститах, в палеобиоценозах и пр. Термин "событие" используется обычно для обозначения дискретных явлений или стадий того или иного прерывистого процесса. В свое время П. Гретенер предложил, чтобы продолжительность самого события рассматривалась как 1/100 продолжительности рассматриваемого промежутка времени. Помимо временного масштаба каждое событие имеет также определенный пространственный масштаб. И хотя нельзя утверждать, что существует прямая связь между длительностью и масштабом событий, тем не менее можно предположить, что в ряде случаев субглобальные явления могут быть более продолжительными по сравнению с местными. Для стратиграфии особенно важны следы (протоколы) легко узнаваемых, уникальных событий. Хотя в различных экосистемах каждое событие может отразиться по-разному.

Конечно, введение в практику новых методов значительно расширяет возможности стратиграфии. Но вместе с тем нельзя списывать со счета самый на сегодня продуктивный - биостратиграфический метод. Почти 20 лет назад Б.С. Соколовым (1980) были сказаны слова: "...Ни о какой стратиграфии...фанерозоя не могло быть и речи, если бы мы не располагали палеонтологическим методом. Методы радиологии, палеогеофизики, палеоклиматологии, литологии, циклического и тектономагматического анализа играют только вспомогательную роль. Многие из них важны для докембрия, хотя и в его пределы сейчас мощно вторгается палеонтологический метод, уже отодвинувший в верхнем докембрии изотопную геохронологию на второй план". Полностью соглашаясь с этими словами, можно лишь добавить, что возможности палеонтологического метода мы и сейчас еще далеко не используем; в лучшем случае они реализуются на "среднем" уровне. Поэтому, не отрицая комплексного использования различных методов, что стало уже нормой, мы должны обратить особое внимание на дальнейшую разработку биостратиграфии и связанных с ней геологических дисциплин и направлений (достаточно сказать, что без дробной биостратиграфии никакие эко- и прочие стратиграфии просто невозможны).

Третья задача – решение одной из главных проблем всей геологии – *определение естественной периодизации истории Земли* или ее частей. Речь идет о выявлении тренда и основных этапов формирования и развития стратисферы и биосферы ("былые биосферы" по В.И.Вернадскому) и ее главных блоков – океанов и континентов. Это предусматривает расшифровку особенностей биосферных ритмов, стадийности развития разного рода экосистем и следов экосистемных перестроек. В этот блок исследований включается также восстановление палеогеографических условий и характера их смены во времени и пространстве, установление периодов эвстатических колебаний, трансгрессивных и регрессивных фаз, эпох аноксических явлений и климатических флуктуаций. Все это в целом открывает дорогу к освещению такой важной проблемы, как определение зависимости развития биосферы от земных и внеземных факторов.

В связи с этим следует обратить внимание на следующее обстоятельство. Хорошо известно, что стратиграфическая практика в ряде случаев использует шкалы, которые эмпирически на хронологической основе составлены по проявлению в истории Земли какого-либо отдельного явления, например, по смене теплого и холодного климата

(климатическая кривая), колебанию уровня Мирового океана (эвстатическая кривая), изменению магнитного поля (палеомагнитная шкала), циклической смене астрономических орбительных событий (кривая орбитальных циклов), изменению каких-либо геохимических признаков и т.п. Если все эти кривые строились на хорошей стратиграфической основе, они могут выполнять роль специальных, как бы параллельных хронологических шкал: на них можно найти точное место того или иного события (определенного потепления, повышения уровня моря и т.п.) и таким образом выявить определенный стратиграфический уровень. Правда, следует помнить, что эти шкалы – как бы "вторичные": они создаются на готовой основе стратиграфической шкалы и должны постоянно поправляться и сверяться с СШ. К сожалению, их авторы и часть геологов забывают об этом и начинают рассматривать эти "параллельные" шкалы чуть ли не как основные. Конечно, нельзя не признать, что в ряде случаев они действительно вносят много полезного в стратиграфические построения, если применяются не формально и с хорошей привязкой к СШ. Однако коррелируемость био-лито-магнито-климато-эвстатико-астрономо-хемо- и прочих событий нуждается еще в глубоком изучении. Кривые, которые популизируются сейчас на этой основе, часто напоминают кривые "каротажного" типа.

Экстраполяция детальных стратиграфических данных играет важную роль в прогнозировании – это надо подчеркнуть – природных обстановок будущих столетий. При этом важное значение в выявлении естественной периодизации Земли принадлежит датированию геологических событий, отразившихся в глобальных или региональных стратонах. Естественно, что без информации по временной оценке тех или иных событий рассчитывать на расшифровку этапов и периодов развития Земли вряд ли возможно.

Одна из тенденций развития стратиграфии будущего в *использовании данных для выявления определенных временных уровней скопления полезных ископаемых* (в частности, нефти, газа, угля, фосфоритов и пр.). Эта – четвертая – задача представляется для последующих поколений чрезвычайно важной, ибо от ее решения зависит будущее многих стран.

Мы свидетели того, что в последние годы разработка различных аспектов стратиграфии все больше увязывается с системным анализом. Многими уже осознается, что операционные принципы стратиграфии опираются на общесистемные законы. В целом гипергенная оболочка Земли (реальное геологическое пространство – время) обладает всеми признаками системной организации (Симаков, 1997). Несколько десятков лет назад В.И.Вернадский (1988) выявил три класса систем, которые обычно рассматриваются практикой (геологические, геобиоценотические и биологические). Особенность природных систем в том, что они принадлежат к открытым, нестационарным и – что очень важно – самоорганизующимся системам. При этом указывается на два типа эволюции таких систем – с линейным и нелинейным характером развития. Нелинейность развития свойственна биосистемам и геобиоценотическим системам, поэтому она характеризует ход эволюции фактически всех блоков биосферы (при, возможно, линейном типе развития ее отдельных звеньев). Одним из важных проявлений системной организации являются многоуровневые организации гео-био-экосистем, сложное сочетание вероятностных и динамических зкономерностей их развития и т.д. и т.п. Еще раз повторим: многие из нас еще, видимо, не до конца поняли, что мы анализируем системы (биосфера и ее части) - открытые и самоорганизующиеся, а многие законы, которые применимы для стационарных систем закрытого типа, здесь не могут быть использованы.

Недавно из печати вышли несколько крупных обобщений, которые в той или иной мере касаются затронутых выше проблем. Так, в одной сводке, посвященной этапам развития бентоса фанерозойских морей от кембрийских до современных (Невесская, 1999), на основе анализа громадного фактического материала были сделаны важные выводы о возможных причинах эволюции биоты шельфов в фанерозое. В частности, было обращено внимание на периодичность вымираний и радиаций, что может быть в значительной мере отражением самоорганизации и саморазвития биоты как целостной системы биологических сообществ с когерентным и некогерентным типом эволюции.

В другой книге, освещающей методы анализа глобальных катастрофических событий при детальных стратиграфических исследованиях (Веймарн и др., 1998), высказывается мнение, что, несмотря на комплексный подход к изучению этих событий, нельзя считать однозначно установленными первопричины, приведшие, в частности, к массовым вымираниям.

В третьей книге (Красилов, 1997) обращено внимание, в частности, на то, что эволюционные импульсы распространяются от высших системных уровней к низшим (от биосферы к экосистемам), т.е. "сверху вниз", а не "снизу вверх", как это обычно принимается многими палеонтологами. Появление подобных серьезных публикаций 90-х годов – явление отрадное, ибо оно демонстрирует ускорение в познании закономерностей развития биосферы и ее блоков – экосистем разного типа и масштаба.

Следует подчеркнуть, что системный анализ, который стихийно или целенаправленно постепенно внедряется в практику стратиграфических работ, позволяет с новых позиций подойти к трактовке и стратиграфических подразделений – стратонов и их границ: стратон с этих позиций соответствует отложениям, сформировавшимся в период подвижно-равновесного состояния системы, а границы фиксируют события, обусловившие смену од-

ного квазистабильного состояния системы другим.

Еще одно замечание. Складывается впечатление, что в настоящее время стратиграфия в целом в силу разных причин "застыла", образно говоря, на среднемасштабном уровне. В то же время палеонтология наработала столько данных, что фактически обогнала потребности геологической практики, в частности потребности геологической съемки, которая сейчас обычно ограничивается составлением карт м-ба 1:1000000–200000. Однако ресурсы детальной стратиграфии, ныне не до конца реализуемые в геокартировании, могут сейчас широко использоваться в важнейших исследованиях по расшифровке детальной истории биосферы и выявлению особенностей ее развития, многие из которых остаются еще непонятыми. Это научное направление представляется исключительно важным в мировоззренческом и методическом отношении. В конце концов оно приведет к важным результатам и в практической геологии, не говоря уже о детальных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях.

В последнее время среди стратиграфов получила распространение так называемая концепция "золотых гвоздей". Ее сторонники пришли к мысли, что проблема выделения стратонов (прежде всего ярусов) должна решаться через проведение их границ: достаточно обозначить нижнюю границу каждого стратона в стратотипе, образно говоря, забить на этом уровне "гвоздь" – и задача создания общей или региональной стратиграфической шкалы (схемы) может считаться решенной.

Международная комиссия по стратиграфии дала в 80-х годах официальные рекомендации по выбору "точки глобального стратотипа границы" (ТГСГ) (Cowie et al., 1986). Она же рекомендовала прослеживать выбранные по точкам (или "гвоздям") уровни границ любыми методами в разных районах. Как положительный факт можно отметить, что комиссия при этом ввела жесткие требования к разрезам, где выделяются ТГСГ (непрерывность, насыщенность разнообразными ископаемыми и др.). Однако, к сожалению, при гипертрофированном внимании геологов к выделению "гвоздей"-границ чуть было не произошла подмена основной задачи стратиграфии – выделение стратиграфических подразделений с геоисторической и хронологической точек зрения. Между тем, противопоставлять стратотип границы (лимитотип) стратотипу подразделения, конечно, нельзя. Более того, обозначение нижней границы какого-либо подразделения можно считать лишь частью основного процесса стратиграфического расчленения. Эта часть фактически заключается в выборе одного из многих (но в каком-то отношении удобных) реперов, которые отмечаются в разрезах древних толщ.

Практически "забивание гвоздей" – одна из форм технологии по обособлению стратиграфических подразделений. Но главной задачей все-таки остается выделение подразделений! Уровни границ – по-существу линейные рубежи, отражающие лишь кратковременные геологические (часто палеобиологические) события. Естественно, что в сумме они не могут дать представления ни о стратиграфическом объеме стратонов, ни об истории и времени их формирования. В то же время сами стратиграфические единицы в целом составляют реальные объемные последовательности стратиграфической шкалы и действительно отражают этапность развития стратосферы и геологическую историю внешних оболочек Земли (прежде всего биосферы). Именно они получают изображение на геологических картах и определенным образом маркируются.

Стратиграфическая шкала не может состоять только из ТГСГ. Ее объем заполняется стратонами, поэтому ориентировка на технологию выделения ТГСГ как генеральную линию стратиграфии кажется неверной. И поэтому это направление, полезное как технология решений важных, но частных задач, не может называться "концепцией стратиграфии". Концепция – это, видимо, более солидная система взглядов на строение стратиграфической шкалы и ее подразделений (с включением принципов выделения стратонов, рассмотрения их иерархии и т.п.).

Частным выражением соотношения точек-"гвоздей" (ТГСГ) и стратонов является соотношение датум-плейнов и зональных подразделений. Известно, что многие зоны выделяются с использованием каких-либо датированных уровней (появление или исчезновение отдельных таксонов в разрезе). Поэтому комплексные зоны и особенно интервал-зоны обеспечивают свои границы именно через такие датум-плейны, но ни у одного специалиста по зональной стратиграфии не появилось желание заменить выделение зон как стратиграфических подразделений при построении стратиграфических шкал разного масштаба обозначением только датированных уровней.

Выявление разных маркеров в разрезах – дело важное и перспективное. Особенно, как уже говорилось, оно полезно при инфразональном расчленении и детальных сверхточных корреляциях. Но всегда надо помнить о соотношении частного и общего, в данном случае о границах тех или иных стратиграфических подразделений и самих подразделениях, которые собственно и составляют наши региональные и субглобальные шкалы.

Кстати, поскольку границы зон и ярусов обычно проводятся по смене тех или иных биотаксонов или комплексов, встает вопрос о необходимости анализа этих таксонов в филогенетическом и экологическом отношениях. Если отсутствует представление о закономерностях смены таксонов, то и проведение реальных границ стратонов будет невозможным. Но это представление об эволюции древних комплексов может основываться только на их изучении по всему разрезу, т.е. по всему объему стратонов. Именно такое изучение и может помочь выбору (калибровке) тех или иных биостратигра-

фических реперов для их использования в качестве границ стратонов. Без такого анализа разреза получить границы стратонов просто невозможно. Это можно рассматривать дополнительным аргументом в пользу обязательности полного исследования стратонов, а не только их границ в процедуре стратиграфического расчленения.

В заключение можно сказать, что в современной стратиграфии, которая должна рассматриваться как единая и неделимая, наметились два направления. Одно из них – традиционная стратиграфия, направленная на дальнейшую детализацию стратиграфических схем на базе комплексного использования разных методов при главенстве биостратиграфического. Второе – это так называемая каузальная стратиграфия, которая реализуется в экособытийной-сигнальной-динамической стратиграфиях. Эта тенденция сохранится и в будущем.

Можно надеяться, что в стратиграфические исследования XXI века произойдет более решительное внедрение системного анализа. Все это предвидел В.В.Меннер еще в 70-80 годы В одной из своих статей он написал: "До последнего времени геологи старались расчленять и индивидуализировать категории, выделяемые на основе той или иной методики... Теперь же человечество подходит к гораздо более важной и интересной задаче – синтезу уже накопленных материалов, которые должны вскрыть единство окружающего нас мира, а использование новых методов и циклического анализа, статистических методов и даже ЭВМ может значительно облегчить освоение материалов, которые ранее использовались разрозненно отдельными специалистами" (Меннер, 1991, с. 200).

Литература

Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука; 1988. 520 с.

Веймарн А.Б. Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальных стратиграфических исследованиях. М.: МГУ, 1998. 190 с.

Гладенков Ю.Б. Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 3–15.

Гладенков Ю.Б. Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XXI веков // Известия секции наук о Земле РАЕН, спец. вып. 1998. МГУ. С. 86–96.

Красилов В.А. Метаэкология. М.: ПИН РАН, 1997. 208 с.

Меннер В.В. Детальность Стратиграфических построений // Меннер В.В. Избранные труды. Т. 1. Общие вопросы стратиграфии. М.: Наука, 1991. С. 191–200.

Невесская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 503 с.

Соколов Б.С. Об основах стратиграфической классификации // Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 7–11.

Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J., et al. A guideliness and status of the International Commission on Stratigraphy // Courier Forschungsinstitut Zenckenberg. 1986. №. 83. P. 1–13.

Содержание

Введение (*Ю.Б.Гладенков*) 5
Раздел 1. Общие подходы к созданию дробных стратиграфических схем фанерозоя 9
1.1. Проблема детализации стратиграфических схем на фоне современных тенденций развития стратиграфии (*Ю.Б.Гладенков*) 9
1.2. Факт в стратиграфии (*Д.П. Найдин*) 21
Раздел 2. Зональные схемы фанерозоя и их совершенствование 28
2.1. Пути совершенствования стратиграфических схем пограничных отложений венда и кембрия (*А.В.Кучинский*) 28
2.2. Зональный стандарт турона по планктонным фораминиферам (*О.А.Корчагин*) 52
2.3. Анализ тенденций морфогенеза бухий и возможности использования полиморфных групп фауны в целях повышения детальности стратиграфии (*С.К. Паракецов*) 73
2.4. Зональная шкала морского неогена северотихоокеанского региона по диатомеям: становление, современное состояние и перспективы детализации (*А.Ю.Гладенков*) 85
Раздел 3. Корреляция разнофациальных толщ отдельных бассейнов и отложений бассейнов разного типа 109
3.1. Пути и методы детального расчленения древних тощ палеозоя морских бассейнов разного типа (*С.В.Дубинина*) 109
3.2. Биоразнообразие и развитие юрских фораминифер в бассейнах Восточного Средиземноморья (*К.И.Кузнецова*) 136
3.3. Особенности расчленения глубоководных отложений по моллюскам на примере кайнозоя Дальнего Востока (*В.Н.Синельникова*) 144
3.4. Зональные радиоляривые шкалы кайнозоя бореальной области Пацифики и ее северо-западного обрамления (история, современное состояние и проблемы) (*Д.И.Витухин*) 159
Раздел 4. Расчленение кремнистых толщ . . . 169
4.1. Опыт расчленения конденсированных кремнистых толщ палеозоя и разноплановые подходы к их изучению на основе конодонтов (*В.А.Аристов*) 169
4.2. Детализация стратиграфии мезозойских кремнистых толщ подвижных поясов (*Н.Ю.Брагин*) 184
Раздел 5. Региональные схемы и их совершенствование, палеогеографические реконструкции 194
5.1. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии (*В.Г.Ганелин, А.С.Бяков, Н.И.Караваева*) 194
5.2. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области (*В.Н.Беньямовский*) 210
Раздел 6. Стратиграфия континентальных образований 224
6.1. Биостратиграфия позднего кайнозоя по млекопитающим (некоторые итоги и перспективы) (*Э.А.Вангенгейм, М.А.Певзнер*) 224
6.2. Основные проблемы расчленения и корреляции континентальных толщ (на примере перми и триаса Ангариды) (*А.В.Гоманьков*) . . 234
Раздел 7. Физические методы в стратиграфии 241
7.1. Абсолютное летосчисление в стратиграфии (*В.И.Виноградов*) 241
7.2. Сейсмостратиграфический метод и секвентная стратиграфия в совершенствовании стратиграфических схем (*Ю.Б.Гладенков, А.Е. Шлезингер*) 258
Раздел 8. Перспективы стратиграфических исследований 271
8.1. Общие задачи стратиграфических исследований в начале XXI в. (*Ю.Б.Гладенков*) 271

Content

Introduction (*Yu. B. Gladenkov*) 5
Section 1. General approaches to refined stratigraphic schemes for the Phanerozoic. 9
1.1. Detailization of stratigraphic schemes against the background of recent stratigraphic tendencies (*Yu. B. Gladenkov*). 9
1.2. Fact in stratigraphy (*D. P. Naidin*) 21
Section 2. Phanerozoic stratigraphic schemes and their development. 28
2.1. Development of stratigraphic schemes for the Vendian/Cambrian boundary interval (*A. V. Kuchinsky*) 28
2.2. The Turonian zonal standard by means of planktic foraminifers. (*O. A. Korchagin*). 52
2.3. Morfogenetic trends of Buchia and possible application of polymorphic faunal groups to increase stratigraphic resolution (*S. K. Paraketsov*). . . 73
2.4. North Pacific marine Neogene diatom zonation: origination, modern state and prospects of detalization (*A. Yu. Gladenkov*). 85
Section 3. Correlation of different facies of individual basins and sediments of different-type basins . 109
3.1. Ways and method of detailed subdivision of Paleozoic deposits of different sea basins (*S.V.Dubinina*). 109
3.2. Biodiversity and evolution of Jurassic foraminifers in the Eastern Mediterranean basins (*K.I.Kuznetsova*). 136
3.3. Subdivision of deepwater deposits by means of mollusks, as exemplified by Cenozoic deposits of the Far East (*V. N. Sinelnikova*). 144
3.4. Radiolarian-based correlation of Neogene stratigraphic schemes for oceanic and neritic zones (*D. I. Vitukhin*). 159
Section 4. Subdivision of siliceous deposits . . . 169
4.1. Experience of subdivision of condensed siliceous Paleozoic deposits and different approaches to their study on the base of conodont data (*V. A. Aristov*). 169
4.2. Detailed subdivision of Mesozoic siliceous deposits of mobile belts (*N. Yu. Bragin*). 184
Section 5. Regional schemes and their development, paleogeographic reconstructions. 194
5.1. Carboniferous and Permian stratigraphic schemes for the Arctic areas as reflection of geological events (developmental stages of basins and evolution of biotic communities) (*V.G.Ganelin*). 194
5.2. Detailed stratigraphic scheme for the Lower Paleogene of the Crimea-Caucasus region (*V. N. Beniamovsky*). 210
Section 6. Continental stratigraphy. 224
6.1. Upper Cenozoic mammalian biostratigraphy (some results and perspectives) (*E. A. Vangengeim, M. A. Pevzner*). 224
6.2. Main problems of subdivision and correlation of continental deposits (A. V. Gomankov). . 234
Section 7. Physical methods in stratigraphy. . . . 241
7.1. Absolute dating in stratigraphy (*V. I. Vinogradov*). 241
7.2. Application of seismostratigraphic method and sequence stratigraphy to improve stratigraphic schemes (*Yu. B. Gladenkov, A. E. Shlezinger*). 258
Section 8. Perspectives of stratigraphic investigations. 271
8.1. General tasts of stratigraphic investigations in the early XXI century (*Yu. B. Gladenkov*). . . . 271

Научное издание

ПУТИ ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Ответственные редакторы
Юрий Борисович Гладенков, Кирилла Ивановна Кузнецова

Редактор *И.И.Щехура*

Подписано к печати 05.01.2001.
Формат 60x90 1/8. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 35,0. Тираж 300 экз.
Тип. зак. № 108С , Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия *ИД* № 01613 от 19.04.2000
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43