

**ПУТИ
ДЕТАЛИЗАЦИИ
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ
СХЕМ И
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ
РЕКОНСТРУКЦИЙ**

ГЕОС

**TOWARD DETAILED
STRATIGRAPHIC SCHEMES
AND PALEO GEOGRAPHIC
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 за-

нимают 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 геновских традиций. Они при этом сознают, 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, высоко нравственной 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, феноетика), 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 infrazonal 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 стратона 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 беспроектное. Ведь чем дробнее расчленение разрезов, тем большую ценность оно представляет для стратиграфии (Найдин, 1998), ибо на основе детального деления всегда можно образовать стратона 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 серьез-

ную 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 (Baron 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 сейсмо-стратиграфических 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 гляциозвстатикой, 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 подробных палеогеографических реконструкций.

Вместе с тем геологическая практика отстает пока с анализом этого направления – недостаточно полно разобрана роль различных методов детализации, не обсуждена иерархия предлагаемых подробных 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 фаціальными 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 под-

разделений. 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: биоэона (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 подробных 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 – второго.

Палеонтологический метод и инфразональность

Выше уже говорилось о некоторых возможностях расчленения зон (хронозон) и зон 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 устано-

вить 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 вычленивать 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 мелких 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, характеризующиеся состояниями морфологических признаков. К сожалению, это направление не получило еще широкого развития, но с введением в практику математиче-

ских 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), сменяющихся 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 экстратиграфии 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 инфразональные 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 ламини, 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 захоронения 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, характеризующиеся 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 разработанные 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 на-слой. Некоторые из них пробуют выделять в других системах фанерозоя. Временная продолжительность этих подразделений от тысяч или десятков тысяч до сотен тысяч лет.

Циклические 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 результирующими. 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 детальную 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 детальное 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 детальнее, 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 разным 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 палеомаг-

нитных 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 достоверности, которые маркируют появление отдельных таксонов в толщах. К маркерам можно также отнести дополнительно уровни палеомагнитных инверсий (более 20 в верхней части разреза), прослой 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 используемые при геологическом картировании, и перейти к детальным расшифровкам палеогеографических событий.

Система стратиграфически сменяющихся маркеров (СССМ) 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 мелких 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 удастся 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 мелкие объемные ее части (типа микрогоризонта, интердата и др.). Вышеизложенное свидетельствует, что инфразональность во многих случаях уже достаточно хорошо обеспечена.

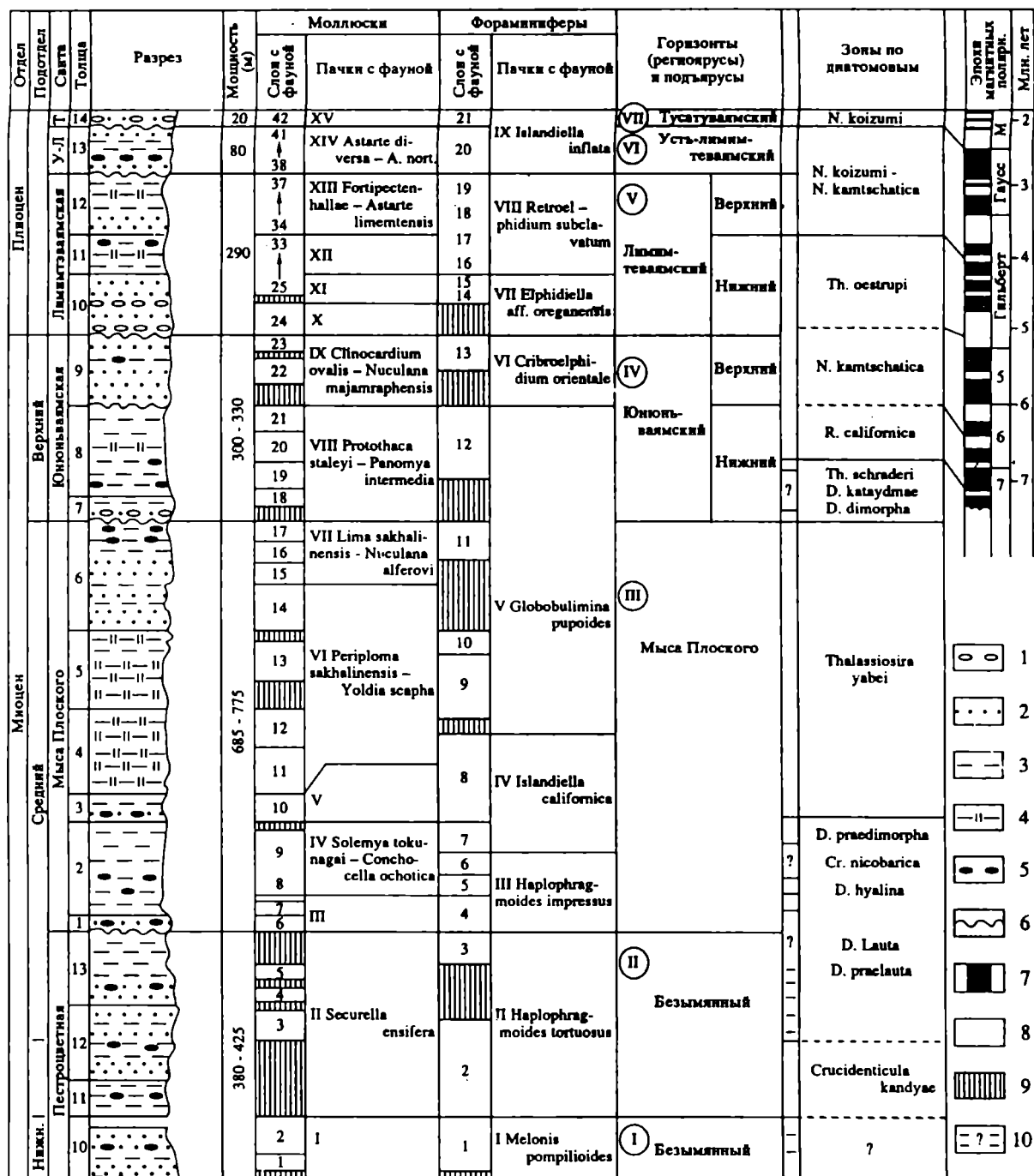


Рис. 1.1.1. Горизонты, зоны, слои и пачки с фауной неогена о-ва Карагинского (Гладенков, 1994)

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-лимимтевальская толща; Т - тусатувальские слои; М - Матуяма.

I-XV - пачки с моллюсками: I - *Hiatella pleshacovi* - *Pseudoliomus praenassula*, III - *Mya karaginskiensis*, V - *Shavodrilla kamtschatica* - *Turricula asawanoensis maxima*, X - *Panomya trapezoidis* - *Yoldia ochotensis*, XI - *Fortipecten kenyoshiensis*, XII - *Filgoraria microsculptata* - *Plicifusus karaginskiensis*, XV - *Mytilus declivis* - *Clinocardium 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 внутрizonальным 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 совершенствования методов корреляции. Постепенно, однако, объектом сопоставления стали не столько стратотипы, 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 стратотипов. Она, как и прежде, должна заниматься расчленением древних толщ с геоисторической и хронологической точек зрения. А это предполагает изучение прежде всего стратотипов, 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" (а) и концепции выделения стратиграфических подразделений как историко-геологических единиц (б). Рассмотрим эти концепции в различных стратиграфическом аспектах.

1. Цель стратиграфических работ.

а) Выделение границ стратотипов считается главным направлением исследования.

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

2. Отношение к геологическому времени.

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

б) Анализируется все время геологической истории осадочной оболочки Земли, т.к. стратотипы МСШ смыкаются.

3. Отношение к МСШ.

а) МСШ фактически считается абстрактной линейкой.

б) 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.

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

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

5. Отношение к методам стратиграфических исследований.

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

б) 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 представляется 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).

а) Проведение границ стратотипов фактически является частным случаем СС.

б) 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.

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

б) 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.

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

б) 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.

а) Обычно дело сводится к пассивному использованию палинспастических моделей.

б) 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.

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

б) 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 ряду 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 сеймостратиграфией, 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 наметить 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 стратонтов 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. № 1. 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 XXI 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 Provinces. 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 (Roazanov and Zhuravlev 1992, Zhuravlev 1995 и др.)			
				Сибирская платформа	Алтае-Саянская складчатая область		
509	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОЙОНСКИЙ	3		<i>Erbocyathus heterovalium</i>		
			2	<i>Irinaecyathus shabanovi</i> - <i>Archaecyathus okulltchi</i>	<i>Irinaecyathus ratus</i>		
			1		<i>Adaecyathus solidus</i>		
		БОТОМСКИЙ	4		<i>Syringocyathus aspectabilis</i>		
			3		<i>Tercyathus altaicus</i>		
			2				
			1	<i>Carinacyathus squamosus</i> - <i>Botomocyathus zelenovi</i>	<i>Clathricoscinus</i>		
		523	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	АТДАБАНСКИЙ	4	<i>Fansycyathus lemontovae</i> - <i>Nochorocyathus kokoulini</i>	<i>Arturocyathus torosus</i> - <i>Nalivkinicyathus cyroflexus</i>
					3	<i>Carinacyathus pinus</i>	<i>Gordonicyathus howelli</i>
				ТОММОТСКИЙ	2	<i>Leptosocyathus polyseptus</i> - <i>Retecoscinus zegebarti</i>	<i>Nochorocyathus mariinskii</i>
1							
3	<i>Dokidocyathus lenaicus</i> - <i>Tumuliolynthus primigenius</i>						
535	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОММОТСКИЙ	2	<i>Dokidocyathus regularis</i>			
			1	<i>Nochorocyathus sunnaginicus</i>			

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 платфор-

мы 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 *Redlichia*, *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, прикреплённых 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 *Allathea cana* и *Allathea 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	Зоны по трилобитам									
			Сибирская платформа (ацциальные регионы, по Пелман 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 (* - выделяется в Северо-Западном Приангарье)	Турукано-Иркутско-Оймяконский и Турукано-Иркутский	Оломо-Овенецкий и Норинско-Хараукацкий							
509	СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ	АМГИНСКИЙ	Зона									
			Schistocephalus antiquus	Proasaphiscus	Oryctocara	Schistocephalus antiquus	Yaojiayuella	Baltoparadoxides oelandicus	"Plagiura - Poliella"	Pagetides mytmecephagus		
			Anabaraspis splendens	Namanoia	Anabaraspis	Kootenia - Edelsteinaspis	Redlichia nobilis	"Protolenus" interval	Bonnia - Olenellus	Oryctocara granulata - Myoposstrenua sabulosa interval (Зап. Авалония)		
			Lermontovia grandis		Paramicmacca petropavlovskii - Lermontovia		Redlichia chinensis					
			Bergeroniellus ketemensis	Parapoliella - Pseudoeteraspis		Megapalaeolenus	Palaeolenus					
			523	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОЙОНСКИЙ	Bergeroniellus ornata	Bathyriscellus robustus - Jacutus quadriceps	Bergeroniellus expansus	Poliellina - Laticephalus	Drepanuroides	"Ornamentaspis linnarssoni"	"Protolenus" (Вост. Авалония)
						Bergeroniellus asiaticus				Yunnanaspis		
						Bergeroniellus gurarii				Yiiangella		
						Bergeroniellus micmaciformis - Erbiella	Tungusella	Callodiscus - Erbiella		Yunnanocephalus - Malungia - Eoredlichia - Wutingaspis		
						Judomia	Bulaiaspis	Judomia	Sajanaspis - kameschkoviella	Parabadiella - Mianxiandiscus	Holmia	
Pagetiellus anabarus	Hebediscus* prianabarus	Pseudojudomia*						Schmidtellus mickwitzi	"Fallotaspis"			
Fallotaspis*	Fallotaspis*						Resimopsis					
	Profallotaspis jakutensis	Profallotaspis*										

Таблица 2.1.3.

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

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 манькайской 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 пе-

реходных 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 дискусионен, 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	Зоны по хиолитам, моллюскам и целосклеритофорам								
			Хиолиты (Сибирская платформа)				Моллюски		Целосклеритофоры		
			Северный склон Алданской антеклизы	Среднее течение реки Лена	Юдомо-Оленекский эциал. регион	Миссаржевский 1982, 1989	Монголия	Сибирская платформа (Миссаржевский 1982, 1989)			
			Сисоев 1968, 1972, с изменениями по А.К. Валькову 1993	Мешкова 1969, 1974	Вальков 1975, 1987, 1993		Басалова и Зордана 1988, Graber et al. 1990 и др., с изменениями				
523	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	БОТОМСКИЙ Б	Зона								
			4								
			3	Insignicomus rectus		Galicornus lenaicus		Parailsanella dzhargalantica			
			2	Erraticonus debilis							
		1	Inflatocomus striatus	Orthotheca cor	Lenatheca groenlandica - Galicornus anebarus Novitatus laevis	Trapezovitus sinscus		Yochelcionella stilifera	Archiasterella		
		ТОММОТСКИЙ А1	ДАБАНСКИЙ	4	Doliutus inflatus Tetralthea triconcava Grandicomus validus	Trapezovitus primus	Trapezovitus latus Grandicomus validus - Tetralthea hexagona	Doliutus inflatus		Pelagiella lorenzi	Zhurinia plana
				3	Angusticomus acutangulus	Tetralthea clinisepta		Tetralthea clinisepta - Obliquetheca bicostata			
			2	Dorsojugatus multicostatus Dorsojugatus lateriacutus	Malykanotheca cuspidata	Dorsojugatus multicostatus - Tetralthea pentagona	Malykanotheca tumefacta		Aldanella operosa		
			1								
			3	Dorsojugatus sedecostatus Oxytys sagittalis	Lenatheca obrupta	Burithes erum				Cambrobotris lagenaris	
2	Crestatulus compressus Notabilitus simplex		Lenatheca granda	Allatheca anabarica							
535	МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)	1	Spinulitheca billingsi			Egdetheca aldanica	Watsonella crossbyi - Stenothecoides	Watsonella sibirica	Sachites proboscideus		
		4			Allatheca cana	Ladatheca annae	Tanuella gracilis Anabarella plana	Anabarella plana			
		3			Spinulitheca rotunda	Ladatheca dorsocava	Ilisanella 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 (*) (Пельман и др 1992)					
				Сибирская платформа		Алтае-Саянская складчатая обл.			
				Анабаро-Синский и Котуйско-Игарский эоциал. регионы	Юдомо-Оленекский и Норильско-Хараулахский эоциал. регионы				
509	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	ТОЙОНСКИЙ		Homotreta salancaniensis - Acrothele rara - Nisusia	Pegmatreta processa - Botsfordia	Matutella			
			3	Trematobolus pristinus		Matutella			
			2	bicostatus	Pegmatreta tuberculata				
			1	Kutorgina lenaica - Homotreta		Kutorgina			
			4	gorjanskii		* Bagenoviella			
			3	Botsfordia caelata - Lingulella	Linnarssonina anabarica	Bagenoviella			
			2	siniella	Sibiria sikitica - Alisina kuotica				
			1						
			523	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	БОТОМСКИЙ	4	Obolella chromatica	Obolella	* Suilocarina - Kaschkadakia
						3			
2									
1									
3	Cryptotreta neguertchenensis	Cryptotreta				Kundatella			
2									
1	Aldanotreta sunnaginensis								
535	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	МАНИКЕИТ. (ДОЛЫНСКИЙ)							

(Luo et al., 1984; Jiang Zhi-wen, 1992). Зона *Pseudorthiscostata* 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 монокристаллическими 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 unguolata* 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* – *Heraultipegma 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 прикрепленным проблематичным организмам. Последовательность зон по сахитидам и ханцеллоридам 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 целосклеритофор недостаточна для обоснования полноценных биостратиграфических подразделений в отложениях моложе томмотского яруса" (Миссаржевский, 1989, с. 105). Ханцелло-

рииды с уровня зоны *S. proboscideus* встречаются часто и в массовом количестве. Выделение зон по ханцеллоридам 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 склерите ханцеллорииды, 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-лингюлаты (*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 лингюлат и представлены группами *Obolellida* и *Kutorginida* (Григорьева, 1983; Ушатинская, 1987; Попов, 1992). На Сибирской платформе выделяется последовательность зон 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 *Nochoryctus 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 cristata*, 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 *Rhombocorniculum* 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*, помещенные ею в основание томмотского яруса.

По мoberгеллидам (блюдецобразные 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		
523	НИЖНИЙ КЕМБРИЙ	БОТОМСКИЙ	3				
			2				
			1	Mongolitubulus	Lugoviella		
		ТОММОТСКИЙ	АТДАБАНСКИЙ	4	Rhombocorniculum cancellatum	Lapworthella dentata	
				3		Lapworthella bella	
				2	Rhombocorniculum insolutum		Tommotia kozlowskii
				1			
ТОММОТСКИЙ		3	Kijacus	Lapworthella bella			
		2					
		1	Fomichella		Lapworthella tortuosa		
535	МАНЫКАЙСКИЙ (НЕМАКИТ-ДАЛДЫНСКИЙ)		4				
			3				
			2	Protohertzina anabarica			
			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, Lenzion, 1978; Lenzion, 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 (одно-клеточный 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 платисолениды 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 *Schmidtillus mickwitzii*. Указывается на возмож-

ность проведения докембрийско-кембрийской границы по основанию интервал-зоны *Platysolenithes 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 химических 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 зависят 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 способствует 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 выделе-

ние 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 состоящими 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 внутривассейновых 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 (Brasier, 1989b; Brasier et al., 1990), Ирана (Brasier, 1989b; Hamdi et al., 1989), Катары (Миссаржевский, Мамбетов, 1981), Марокко (Geyer, 1990; Geyer et al., 1995), Испании (Liñán, Quesada, 1990; Liñán et al., 1993; Alvaro, 1995), Австралии (Gravestock, Highburt, 1991; Mount, McDonald, 1992; Lindsay et al., 1993; Gravestock, 1995) и Восточно-Европейской платформы (Менс и др., 1987; Mens et al., 1990; Moczydlowska, 1998).

Хемотратиграфия, использующая стабильные изотопы

Углерод

Наибольшее число хемотратиграфических 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 $\delta^{13}\text{C}$ может быть связано с уменьшением биопродуктивности, усилением водной циркуляции, опреснением, эрозией богатых органикой пород, выделением метана при усилении вулканической активности, окислением $\text{C}_{\text{орг}}$, 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 отложенных 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 маркерами при их расчленении и корреляции (Pelechaty et al., 1996).

Около 600 млн лет назад отмечается максимум, а затем происходит обратная тенденция понижения содержания $\delta^{13}\text{C}$ 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 маньчжуйского 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 слоях, 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 $\delta^{13}\text{C}$ не являются уникальным явлением, характеризующим переходные отложения, но по своей амплитуде это уникальный минимум содержания $\delta^{13}\text{C}$ 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 $\delta^{13}\text{C}$ (с положительными пиками Z, I–IV) определены и прослежены в обнажениях Алдана, средней Лены (Magaritz et al.,

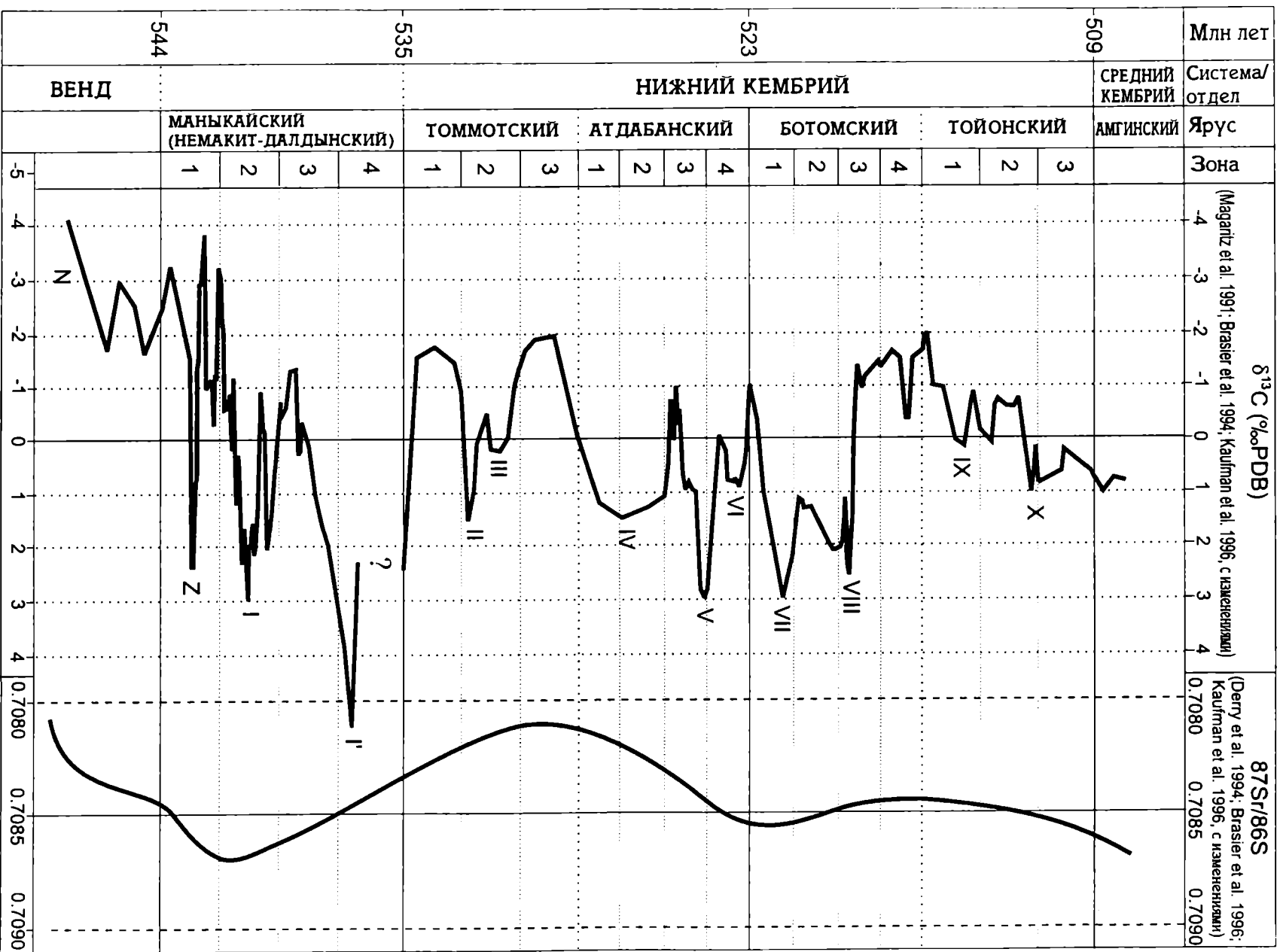
1986, 1991; Kirschvink et al., 1991) и Учупа (Brasier et al., 1993). Еще шесть циклов были установлены вплоть до верхов тойонского яруса нижнего кембрия на Сибирской платформе (Brasier et al., 1994). Выявленный в Прианабарье дополнительный положительный пик Г интерпретируется как непосредственно дотоммотский (Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996). Таким образом, всего из переходных и нижекембрийских 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 хемотратиграфии необходим 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 перемещению 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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.



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 впоследствии 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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 $\delta^{18}\text{O}$ 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 $\delta^{18}\text{O}$ на 2–4‰ вслед за падением $\delta^{13}\text{C}$

в разрезах верхов венда Сибирской платформы и Монголии (Покровский, 1996; Brasier et al., 1996).

Серa

Соотношение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ (выражаемое как $\delta^{34}\text{S}$) 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 обогащенных ^{34}S (около +35 ‰) за всю геологическую историю Земли (Donnelly et al., 1990; Shields et al., 1999). Существует отрицательная корреляция между долговременным изменением $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах и $\delta^{34}\text{S}$ 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 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (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 Присяня, 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 цир-

кона 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 манькайский 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 прослойки 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 манькайского 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 отложениями 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 удреваются 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 непосредственно или лабораторному наблюдению) и их изменения обрабатываются и сопоставляются следующими стратиграфическими методами: палеонтологическим (биостратиграфия), геологическим (анализ осадочных последовательностей и цикличности) и физико-химическими (хемотратиграфия, 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 докембриско-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 хемотратиграфия 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, повидимому, 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 $\delta^{13}\text{C}$ может быть приурочен к таким биособытиям, как появление фауны зоны Purella (Kirshvink 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 хемотратиграфия 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 хемотратиграфии 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 прешествующей 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 раз-

резах 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 хемотратиграфического 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 хемотронов 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 манькайского (немакит-далдынского) яруса выделяемые в Западном Прианбарье 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 манькайский 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 манькайского 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 ниже-среднекембрийской границы, определен 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., Пашквичине Л.Т. и др. Растительные микрофоссилии // Палеонтология верхнекембрийских 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 биофауны кембрия Сибирской платформы (Западное Прианбарье). 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 ниже- 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 объёмная запись). 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. Томтотский 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. СНИИГТИМС; Вып. 32. Новосибирск, 1972. С. 53–60.
- Стратиграфия верхнекембрийских 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 ортоциморфы 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 Прианбарья (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., Lenzion 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 eustasy: 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. Calibrating 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 carbon 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 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 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., von 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 biostratigrafisi: 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., Hibbert 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 Tornetråsk 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 Paleozoceans // *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.
- Kirshvink 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 // *Palaio.* 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. Paleocology 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 bilateral 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., Lenzion 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., Signor III 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 correlation 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., Zhernovskiy 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.* Biostratigrafía 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.
- Tucker 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., Hattelid 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 // *Interriferial 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 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ 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, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ 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 paraconcovata*.

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 paraconcovata*.

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. Используются

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 выделении 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 (Remaïne 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* (Mogmod) в основании аммонитовой зоны *Vascoceras cauvinii* (Salaj, 1986). Границу турона и коньяка обычно проводили по появлению вида *Concavototruncana 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 Африке (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 определено. Виды-индексы этих зон распространены значительной шире, чем обозначаемый ими стратиграфический интервал, а в сопутствующих им комплексах не выделены характерные виды, позволяющие уверенно проследивать 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 средним 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 (Schifisma, 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 преглоботрунканами**” 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 Xiaobao, 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, Schifisma, 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 Xiaobao, 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 *Sigalitruca 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 *Marginotruncana 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 (Bagg, 1972); зона *Marginotruncana sigali* в Италия (Stock, 1996); зона *Marginotruncana fundicamerata* в Испании (Lamolda, 1982); зона *Dicarinella primitiva*-*Marginotruncana 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 вверх): *Praeglobotruncana gibba* (зона конических прелоботрункан), *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), *Whiteinella 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*, *Collignoniceris 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, Рангульской 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 позднемереловой эпохи. Однако по-настоящему разнообразным комплекс становится в интервале между находками аммонитов *Sciponoceras gracile* (Schumard) и *Collignoniceris 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*, *Kanabiceris septemseriatum*.

Ниже приводится обновленная схема зонального расчленения нижнего – среднего турона восточных районов Средней Азии. Зонам этой схемы, таким как *Praeglobotruncana gibba*, *Verotruncana imbricata*, *Bollitruncana baissuensis*, *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. roddei* (Marianos and Zingula), *Bollitruncana mandelschiamia* (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 *Kanabiceris 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*

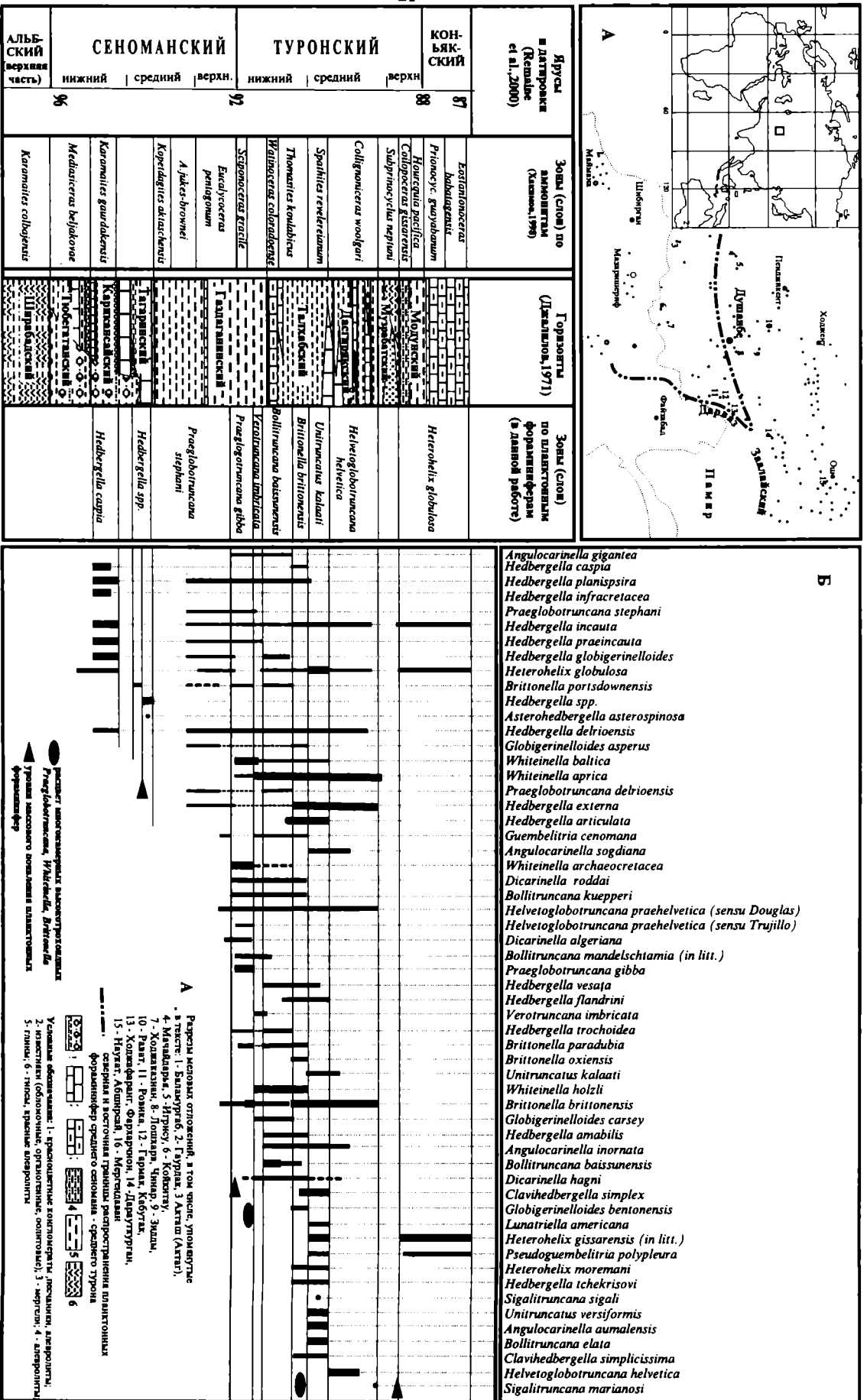


Рис. 2.2.1. Распределение plankтонных формифер и зональное расчленение сеноманских и туронских отложений на Востоке Центральной Азии

(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 основанием 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* (Thalman), *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Globigerinelloides carsey* Bolli, *Guembelitra cenomana* Keller, *Guembelitra* sp..

Зона представлена глинами газдаганинского го-

ризонта, 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 cavini* 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* (Thalman), *Brittonella portdownensis* (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, *Guembelitra 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 киями и принадлежащих виду *Bollitruncana baissunensis* (V. Korchagin). Типичные *Bollitruncana baissunensis* с 5–5,5 камерами в последнем обороте и двумя массивными киями, смещенными на спиральную сторону, происходят от 4-х камерных в последнем обороте со слабо выраженными двумя киями, 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* (no 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* (Thalman), *Angulocarinella inornata* (Bolli), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) (sensu Douglas), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *D. roddai* (Marianos and Zingula), *Globigerinelloides asperus* (Ehrenberg), *Guembelitra 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* Bronnmann 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 (O. 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), *Pseudoguembelitra polypleura* Cushman. Этот комплекс прослеживается в самой верхней части талхабского горизонта, где встречается с аммонитами зоны *Jeanrogericeras reveliereanum* (Courtilier) и верхней части слоев с *Proplacentoceras kharemsense* (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 дастриякского 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 принадлежащих 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 paraconcovata*, 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 так-

же 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 нижний границы одноименной подзоны, выделенной в Тунисе и Западных Карпатах и зоной, рассматриваемой в данной работе. В Тунисе основание подзоны *Verotruncana imbricata* 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* (Mognod) 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. mandelschamtania* – *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 revelierianum* в Таджикистане и продолжает встречаться в нижней части зоны *Romaniceras kallei* 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; Schifmsa, 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 kallei*. Так, в стратотипе турона, в Самюре, вид *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) встречается выше слоев с находками аммонитов *Jeanrogericeras reveliereanum* (Courtil-ler) и первыми *Kamerunoceras turoniense*, но ниже слоев с аммонитами *Romaniceras kallei* (Robaszynski et al., 1982). В Тунисе вид *H. helvetica* распространен в верхней части зоны *Kamerunoceras turoniense*, в зоне *Romaniceras kallei* и в нижней части слоев с *Coilopoceras*, ниже *Romaniceras deveria-*

num (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 “пенусовых 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 kallei* и в нижней части слоев с *Coilopoceras* 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 paraconcovata* (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 *Concovatotruncana* – видов *Concovatotruncana concovata* (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 paraconcovata* (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* Namaoui, 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 *Kamerunceras 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, отмеченная появлением многих новых подсемейств и родов, происходила 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 позднемиоценовых 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 по-разному 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; *Costelagerina* S.W.Petters, El-Nakhal and Cifelli, 1983; *Clavihedbergella* Banner and Blow, 1959; *Schackoia* Thalman, 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* Brötzten, 1942 и вида *Rotalipora cushmani* Brötzten 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 *Conotruncana*, затем родов *Falsotruncana* и, несколько позднее, *Concavotruncana* и *Globocarinata*. Из них роды *Sigalitruncana* и *Concavotruncana* – 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 *Concavotruncana* – вида *Concavotruncana 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 petrocensis*, 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-

Стандартное расчленение туронского яруса (в данной работе)			Датум-плэйны	Зоны по аммонитам (вспомогательная схема) в данной работе	Зоны по аммонитам (стандарт) (Kennedy, 1984)	Зоны по планктонным фораминиферам Robaszynski, Caron (1979)	
Ярус	Подъярус	Зоны по планктонным фораминиферам (стандарт)					
ТУРОНСКИЙ	коньякский	нижний	<i>Contusotruncana fornicata</i> (3)			<i>Marginotruncana praecoacavata</i>	
			<i>Concavatoituncana concavata</i> (3)				
			<i>Coronotruncana paracoacavata</i> (3)			<i>Marginotruncana schneegansi</i>	
		верхний	<i>Coronotruncana paracoacavata</i>				
		средний	<i>Falsotruncana maslakovae</i>				<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>
			<i>Helvetoglobotruncana posthelvetica</i>				
			<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>				
			<i>Bollitruncana elata</i>				
			<i>Bollitruncana baissunensis</i>				
		нижний	<i>Verotruncana imbricata</i>				<i>Whiteinella archaeocretacea</i>
	<i>Bollitruncana kuepperi</i>						
	<i>Rotalipora cushmani</i> (2,7)						
	<i>Dicarinella algeriana</i>						
сеноманский	верхний (частич.)	<i>Rotalipora cushmani</i> (верхняя часть)				<i>Rotalipora cushmani</i> (верхняя часть)	

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) Robaszynski 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] (Robaszynski 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), *Sigalitrunca* 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), *Concavatotruncana* 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*, *Sigalitrunca*, *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; = planconvexe in Robaszynski, Caron, 1979), спирально-вогнутые (вогнутые со спиральной стороны, = concavoconvexe in Robaszynski, Caron, 1979) и двусторонне-уплощенные (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; *Sigalitrunca* V. Korchagin, 1982; *Coronotruncana* V. Korchagin, 1993; *Concavatotruncana* 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 периферической полосой; поверхность стенки ровная или шиповатая; апертура внутрикравая 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.

Туповой 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 кия, дифференцированного на два ряда бугорков - *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Praeglobotruncana oraviensis* (Scheibnegeva) (только со сложным строением кия), 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.

Туповой 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 кия *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 киями 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.

Туповой 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 раковины 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 кия, 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 кия; 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* (Bart), *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 кия; 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 кия 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 внутрикравой апертуры прикрытой портиками, уплощенно шарообразная форма камер и два тонких кия 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 *Concavotrouncaninae* O. & V. Korchagin, subfam. nov.

Диагноз. Раковина трохоспиральная, периферический край с двумя киями, 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 кия, 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, позднеуронские представители рода имеют малокамерные раковины с неразвитыми киями, к концу сантона они становятся более многокамерными, с сильно вогнутой спиральной стороной и хорошо развитыми киями.

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 кия; 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.Лебlich и Х. Тэппэн отказались от выделения рода *Dicarinella* из-за проблем с ти-

повым 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 кия, 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* (Thalman) (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 слабо развитыми киями 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 киями видов *B. mandelschtamia* – *B. baissunensis* – *B. elata* – *B. fusani* малокамерные маленькие с неотчетливыми киями. 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, truncus – срединный.

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.

Туповой 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 кила, 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*, *Concavotruncana*, *Bollitruncana* отличается двусторонне-уплощенной раковиной и широкой межкилевой полосой, разделяющей кили. От других морфологически близких к новому роду групп *Planotruncana pseudolinneiana* (Pessagno), *Planotruncana majzoni* (Sagal 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 киями 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 киями 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.

Туповой 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).

Туповой 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.

Туповой вид: Globotruncana lapparenti coronata Bolli.

Видовой состав и возраст. *Coronotruncana coronata* (Bolli), *Coronotruncana sinuosa* Porthault, *Coronotruncana tarfaensis* (Lehmann), *Coronotruncana paraconavata* 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; Robaszynski, Gonzalez Donoso, Linares et al., 2000, p. 417. *Rosita* Caron, Gonzalez Donoso, Robaszynski and Wonders, 1984 (т. в. *Globotruncana fornicata* Plummer).

Туповой 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 *Bolliitruncana kuepperi*, зону *Verotruncana imbricata*, зону *Bolliitruncana baissunensis*, в среднем туроне зону *Bolliitruncana 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 *Concavotruncana*, 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 простираения 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 великодушное 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 от-
- ложений 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 Академии 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. Полумом 1. С. 1–339.
- Стратиграфический кодекс. МСК. Санкт-Петербург, 1992. 120 с.
- Субботина Н.Н. Глоботрунканиды, ханткениды и глоботрентиалиты // 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 Mediterranee. 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 foraminifères planctoniques du turonien-type // *Mem. Mus. nat. Hist.* 1982. Ser. C. V. 49. P. 29-33.
- Bellier J.-P.* Zones de foraminifères planctoniques du cenomanien Tunisien // *Geol. Mediterranee*. 1978. T. 5. N 1. P. 27-30.
- Bilotte M.* Approche biostratigraphique du turonien Sous-Pyrénées // *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 foraminifères planctoniques // *Mem. Mus. nat. Hist.* 1982. Ser. C. V. 49. P. 43-48.
- Dalbiez F.* The genus *Globotruncana* in Tunisia // *Micropaleontol.* 1955. V. 1. N 2. P. 161-171.
- De Vries H.E.* Late cenomanian to early turonian planktonic foraminifera from a section of Javermant (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 Carpathian 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 sequence chronostratigraphy. SEP. 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-Douitschland 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., Eicher D.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-XXIII.27.
- 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. Geol. Soc. Denmark.* 1984. V. 33. P. 147-161.
- Klaus J.* La repartition stratigraphique des globotruncanides au turonien et au coniacien // *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 ses 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. Mediterranee*. 1978. T. 5, N 1. P. 115-124.
- Malapris M., Rat P.* Foraminifères 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 foraminifères 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 foraminifères et faciès 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 inférieur de Puget-Theniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune // Geobios. 1970. V. 3. Fasc. 2. P. 41-106.
- Porthault B.* Le crétacé supérieur de la "Fosse Vocontienne" et des régions limitrophes (France, Sud-East). These Lyon. 1974. P. 1-342.
- Premoli Silva J., Boersma A., Doherty L.* Cretaceous planktonic foraminifera. 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 Caribbean 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., Decrouart 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. Aspetke 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 faciès 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., Sorinay J.* Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonation, sédimentologie. Turonian of the type region: Saumurois and Touraine. Stratigraphy, biozonations, sedimentology // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. 1982. V. 6. N. 1. P. 119-225.
- Robaszynski F., Caron M.* Atlas de foraminifères planktoniques du Crétacé Moyen (Mer Boreale et Tethys) // Cahiers de micropaléontologie 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 Tunisia: 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 crétacé et du paléogène 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 foraminifera // 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.
- Schiffsma 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., Jauhr A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Samsó 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 micropaléontologiques Nord-Africains 1. du cenomanien au santonien: zones et limites en faciès pélagiques // C. R. Somm. S.G.F. 1955. V. 8. P. 157-160.
- Sigal J.* Notes micropaléontologiques Nord-Africaines. 5. A propos de Globotruncana helvetica Bolli // C. R. Somm. S.G.F. 1956. P. 36-37.
- Sigal J.* Essai de zonation du crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères 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.* Planktonische 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 Xiaogiao.* Cretaceous planktonic foraminiferal zonation in Xizang (Tibet). 1987. V. 18. P. 112-121.
- Wan Xiaogiao.* 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 Süddeutschland // 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 позднемезозойских 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 приходится 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. Стантоном (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 вы-

делил 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 выделения 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 стратиграфической 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 aberrантные и ювенильные формы, что повышает надежность выделения вида.

Иногда также могут встречаться и aberrантные популяции. Так из верхнего оксфорда среднего течения р. Алучин была изучена ископаемая популяция *Buchia concentrica* (Sow.), в которой около 70% особей имели на раковине четкий 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 aberrаций и возможно связаны с прижизненным повреждением

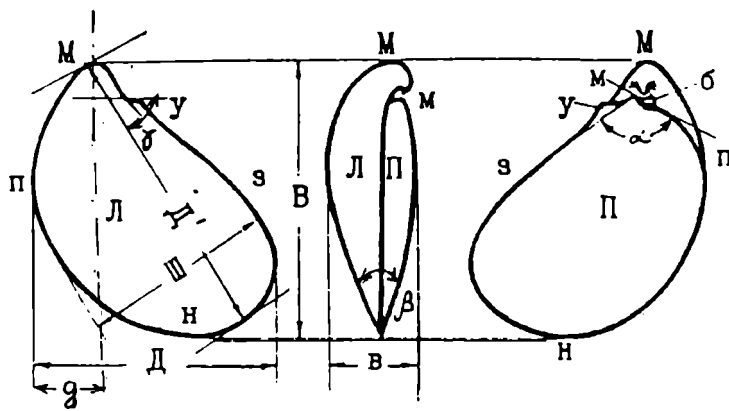


Рис. 2.3.1. Морфология и схема замеров раковины бухий. (По Г.И. и К.В. Паракецовым, 1989, с дополнениями и изменениями.)

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 разновозрастных 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 *V. 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 *V. 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 удлинненности $K_D = Д / Д'$
- 2) коэффициент вытянутости $K_B = В / Д'$
- 3) коэффициент расширенности $K_{Ш} = Ш / Д'$
- 4) коэффициент выпуклости $K_T = в / Д'$
- 5) коэффициент округлости $K_O = В / Д$
- 6) коэффициент неравносторонности $K_C = д / Д$

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				
	Очень крупный	Крупный	Средний	Небольшой	Маленький
значение	> 65	46-65	26-45	10-25	< 10
Кэффициент удлиненности $K_d = D / D'$	Удлиненная	Средней длины		Укороченная	
значение	> 0,95	0,80-0,95		< 0,80	
Кэффициент вытянутости $K_B = B / D'$	Высокая	Умеренно высокая		Средней высоты	Низкая
значение	> 0,92	0,87-0,92		0,82-0,87	< 0,82
Кэффициент расширения $K_{ш} = Ш / D'$	Широкая	Средней ширины		Умеренно узкая	Узкая
значение	> 0,8	0,6-0,07		0,5-0,6	< 0,5
4) коэффициент выпуклости $K_T = v / D'$	Сильно выпуклая	Умеренно выпуклая		Слабо выпуклая	
значение	> 0,55	0,40-0,55		> 0,40	
Кэффициент округлости $K_O = B / D$	Почти круглая	Округлая	Слегка округлая	-	
значение	~ 1,00	1,0-1,2	1,2-1,4	> 1,4	
Кэффициент неравносторонности $K_C = d / D$	Сильно неравносторонняя	Умеренно неравносторонняя		Слабо неравносторонняя	
значение	< 0,3	0,3-0,45		> 0,45	
Угол скошенности	Сильно скошенная	Умеренно 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. Центрическая 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 изменчиво-

сти (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-

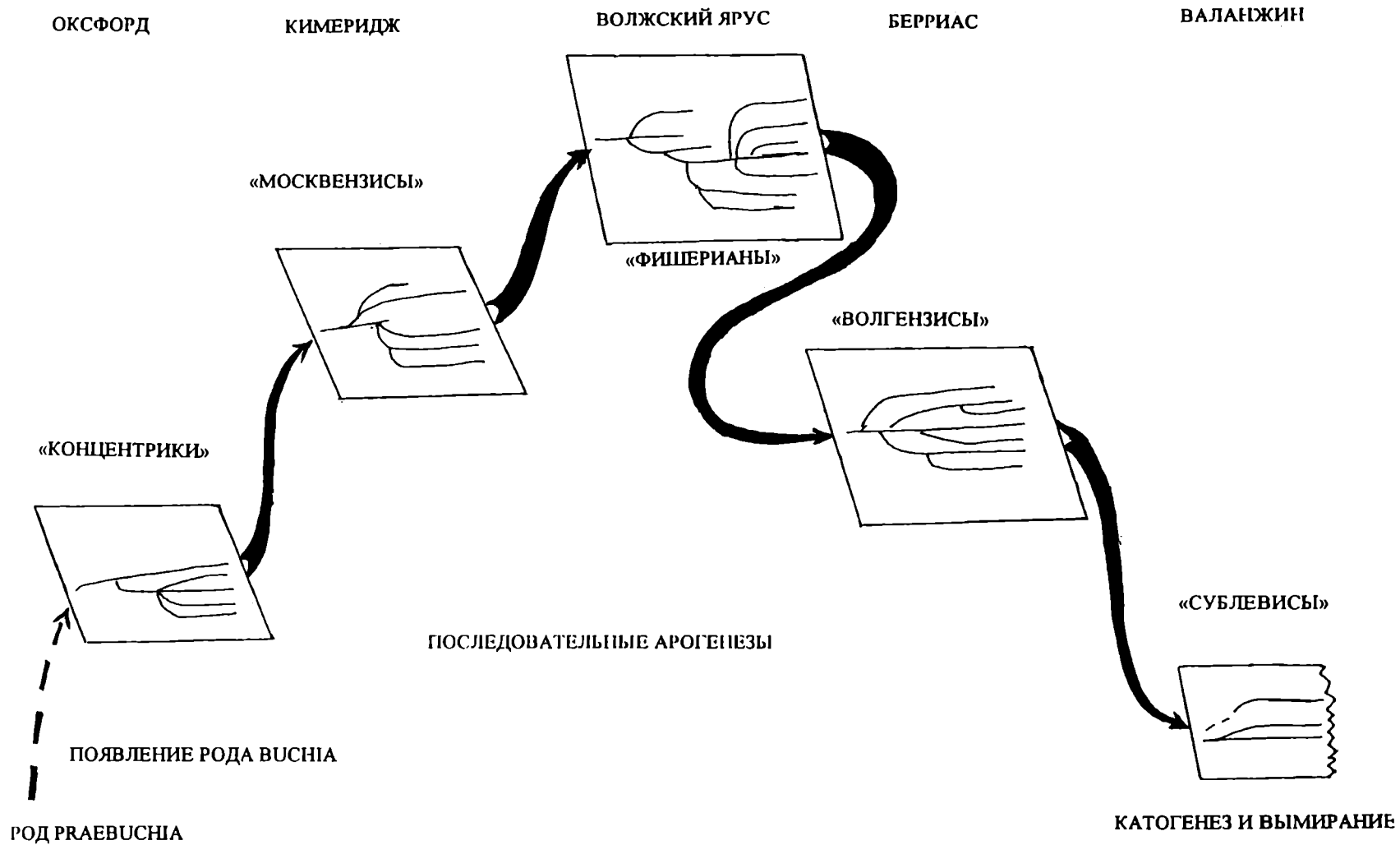


Рис. 2.3.2. Этапы эволюции бухий.





















МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ГРУППА И ВРЕМЯ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ	СИЛЬНО СКОШЕННЫЕ	УМЕРЕННО СКОШЕННЫЕ	СЛАБО СКОШЕННЫЕ	УЗКИЕ	ШИРОКИЕ	ОКРУГЛЫЕ
"ВОЛГЕНЗИС" K ₁ - v ₂	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	<i>B. volgensis</i> 	<i>B. inflata</i> 	<i>B. nuciformis</i> 	<i>B. okensis</i> 	<i>B. sibirica</i> 
"ФИШЕРИАНА" J ₃ - K ₁	<i>B. flexuosa</i> 	<i>B. piochii</i> 	<i>B. fisheriana</i> 	<i>B. tenuicollis</i> 	<i>B. terebratuloides</i> 	<i>B. circula</i> 
"МОСКВЕНЗИС" J ₃ - v ₂	<i>B. paradoxa</i> 	<i>B. mosquensis</i> 	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	<i>B. lindstroemi</i> 	<i>B. rugosa</i> 	<i>B. orbicularis</i> 
"КОПЦЕНТРИКА" J ₃ - k ₁	<i>B. concentrica</i> 	<i>B. vuquaamensis</i> 	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	ГОМОЛОГ ОТСУТСТВУЕТ	<i>B. jeropolensis</i> 	<i>B. discoida</i> 

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. discoidea* 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. discoidea* были определены автором при изучении коллекции бухий Аляски, а *B. discoidea* 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, черепацеобразная. Эта группа объединяет *Buchia mosquensis* (Buch), *B. lindstroemi* (Sok.), *B. rugosa* (Fisch.), *B. orbicularis* (Hyatt) и некоторые другие. Все эти виды – космополиты. Распростра-

нение – поздний оксфорд – средневожский подъярус.

3. "Группа фишерман". 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 "фишермана", в то время как более поздние, несомненно, ближе к "фишерманам". 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. unshensis* (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 фишерман.

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 направленность (во времени) изменчивость. Такая направленность выражена не всегда отчетливо из-за того, что она заглушается 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. crassicollis* 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 "фишериян", 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 "фишериян" 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. crassicollis* 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. crassicollis* 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 раскрытию 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 "фишериян" 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-

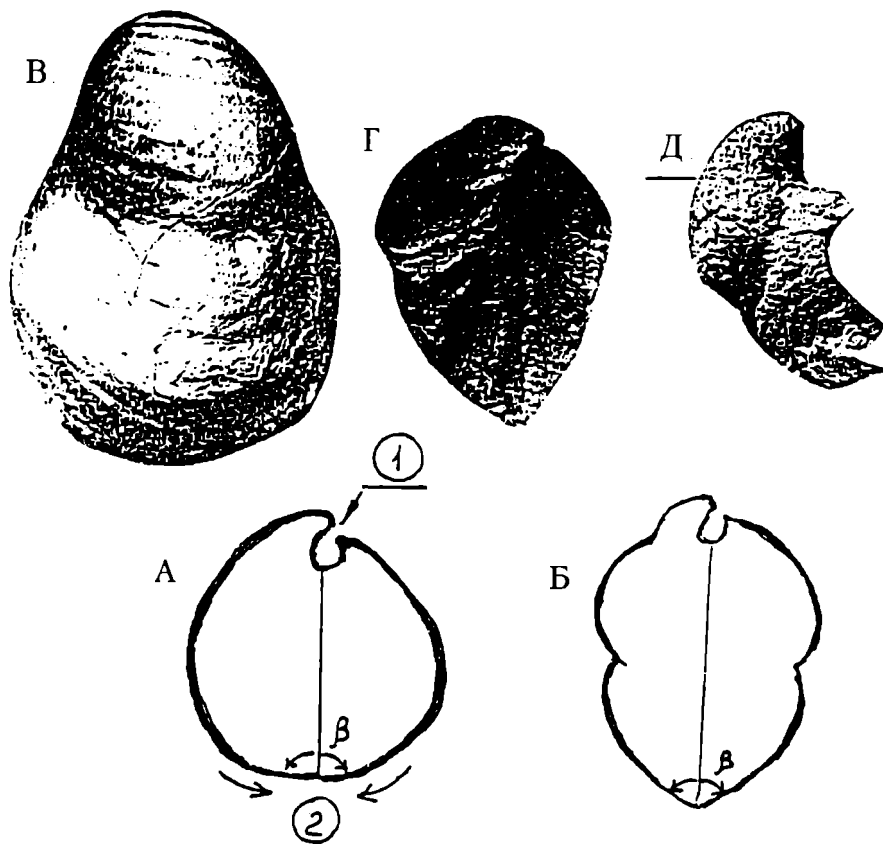


Рис. 2.3.4. Морфофункциональное объяснение образования пережимов на раковине бухий.

А – Увеличение выпуклости раковины ($1/2 \beta = 90^\circ$) 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 валажжина р. Умкувеем (Чукотка). Г – *B. crassa* из верхнего валажжина р. Гытыгыткон (Чукотка). Д – *B. crassicolis* из валажжина Пенжинского края (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 "фишериян", 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. crassicolis* (группа "сублевис"). Однако, собственно у *B. sublaevis* – одного из последних представителей бухий – инверсионный онтогенез проходит только правая 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 "воз-

расте" 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-

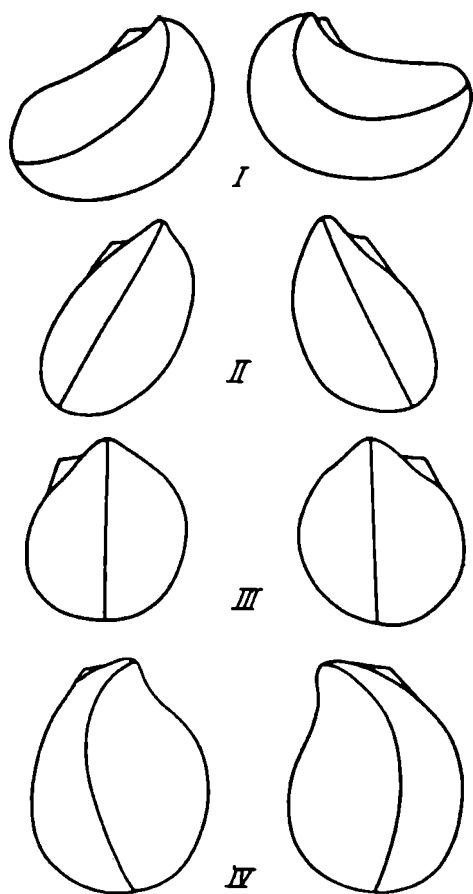


Рис. 2.3.5. Типы онтогенезов бухий (по В.А. Захарову, 1981, с. 34, рис. 11):

I – курводный, 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, фороминифер 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 исполь-

зующихся 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.: Госгеолгиздат, 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 нижнего 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 Mesozoic. - 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, British Columbia. Ottawa, 1965, 70 p. (Bull. Geol. Surv. Can., N 103).
25. *Jeletzky J. A.* Jurassic - 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 aucellenähnliche 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; Капуа, 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 утратили 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 индекса-вида, верхняя – по уровню его исчезновения; верхняя граница зоны *Rhizosolenia curvirostris* фиксировалась по уровню вымирания индекса-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 (Schradler, 1973; Koizumi, 1973b). 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, 1973b) (рис. 2.4.1). В ка-

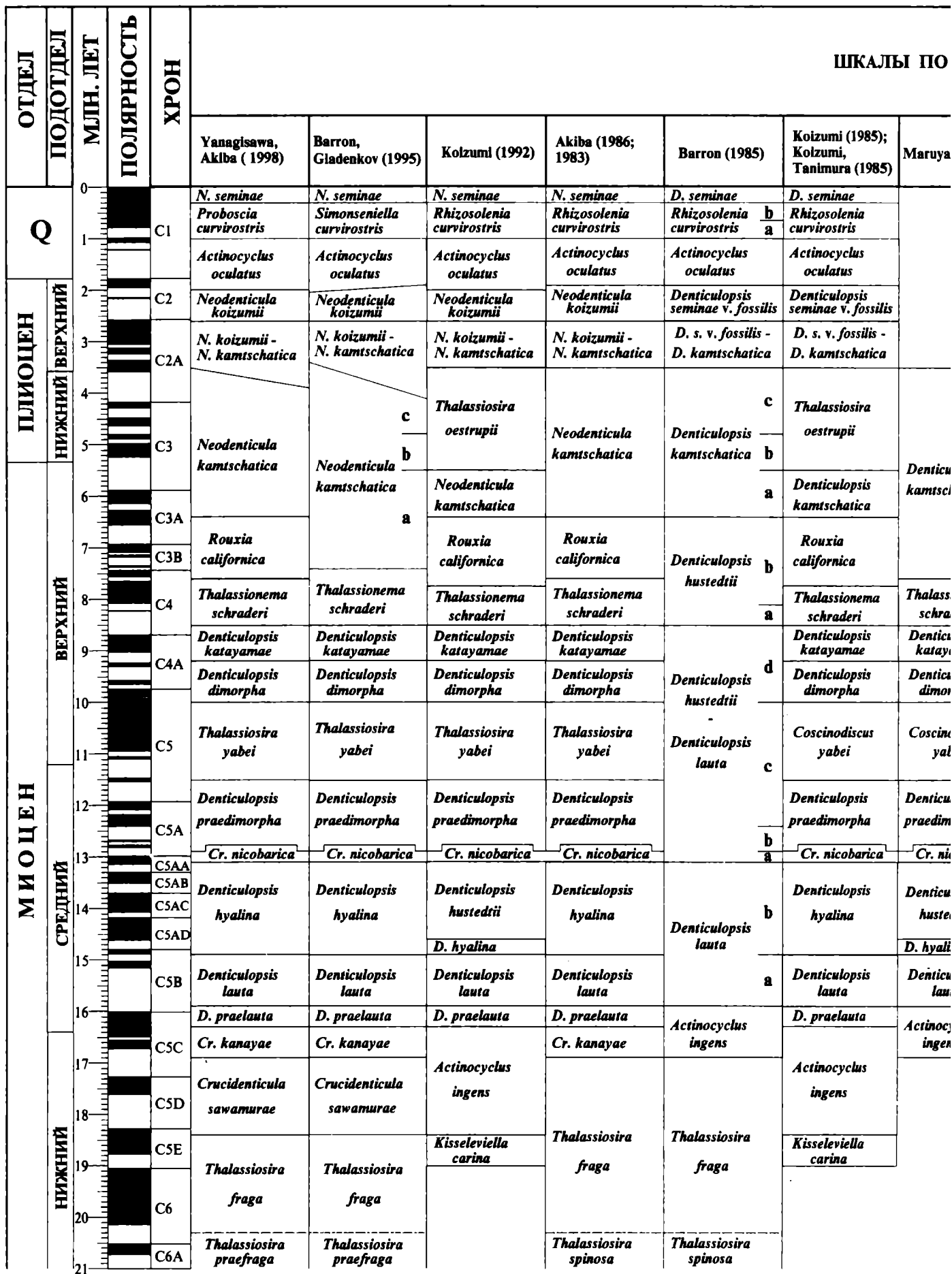


Рис. 2.4.1. Корреляция вариантов зональных шкал по диатомеям для верхнего кайнозоя высоких-средних широт Северной пачифи палеомагнитной шкалой Berggen et al. (1995)
 Q – четвертичная система; a–d – подзоны.

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)
<i>D. seminae</i>	<i>D. seminae</i>		<i>Denticula seminae</i>	<i>Denticula seminae</i>	<i>Denticula seminae</i>	<i>Denticula seminae</i>		<i>Denticula seminae</i>
<i>Rhizosolenia curvirostris</i> ^b / _a	<i>Rhizosolenia curvirostris</i>		<i>Rhizosolenia curvirostris</i> ^b / _a	<i>Rhizosolenia curvirostris</i>	<i>Rhizosolenia curvirostris</i>	<i>Rhizosolenia curvirostris</i>		<i>Rhizosolenia curvirostris</i>
<i>Actinocyclus oculatus</i>	<i>Actinocyclus oculatus</i>		<i>Actinocyclus oculatus</i>	<i>Actinocyclus oculatus</i>	<i>Actinocyclus oculatus</i>	<i>Actinocyclus oculatus</i>		<i>Actinocyclus oculatus</i>
<i>Denticulopsis seminae</i> v. <i>fossilis</i>	<i>Denticulopsis seminae</i> v. <i>fossilis</i>		<i>Denticula seminae</i> v. <i>fossilis</i>	<i>Denticula seminae</i> v. <i>fossilis</i>	<i>Denticula seminae</i> v. <i>fossilis</i>	<i>Thalassiosira zabelinae</i>	<i>Denticula seminae</i>	
<i>D. s. v. fossilis</i> - <i>D. kamtschatica</i>	<i>D. s. v. fossilis</i> - <i>D. kamtschatica</i>		<i>D. s. v. fossilis</i> - <i>D. kamtschatica</i>	<i>D. s. v. fossilis</i> - <i>D. kamtschatica</i>	<i>D. s. v. fossilis</i> - <i>D. kamtschatica</i>	<i>Denticula seminae</i> <i>D. kamtschatica</i>	<i>Denticula seminae</i> <i>D. kamtschatica</i>	
<i>Denticulopsis kamtschatica</i> ^c / _b / _a	<i>Thalassiosira oestrupii</i> <i>Denticulopsis kamtschatica</i>	<i>Denticulopsis kamtschatica</i>	<i>Denticula kamtschatica</i> ^c / _b / _a	<i>Denticula kamtschatica</i> ^a / _b	<i>Denticula kamtschatica</i>	<i>Denticula kamtschatica</i>	<i>Denticula kamtschatica</i>	
<i>Denticulopsis hustedtii</i> ^b / _a	<i>Rouxia californica</i> <i>Thalassionema schraderi</i>	<i>Thalassionema schraderi</i>	<i>Denticula hustedtii</i> ^b / _a	<i>Denticula hustedtii</i> ^a / _b	<i>Denticula hustedtii</i>	<i>Denticula hustedtii</i>	<i>Denticula hustedtii</i>	
<i>Denticulopsis hustedtii</i> ^d	<i>Denticulopsis katayamae</i> <i>Denticulopsis dimorpha</i>	<i>Denticulopsis katayamae</i> <i>Denticulopsis dimorpha</i>	<i>Denticula hustedtii</i> ^d			<i>Denticula lauta</i>		
<i>Denticulopsis lauta</i> ^c / _b / _a	<i>Coscinodiscus yabei</i> <i>Denticulopsis praedimorpha</i> <i>Cr. nicobarica</i>	<i>Coscinodiscus yabei</i> <i>Denticulopsis praedimorpha</i> <i>Cr. nicobarica</i>	<i>Denticula hustedtii</i> ^c / _b / _a	<i>Denticula hustedtii</i> ^a / _b / _c	<i>Denticula hustedtii</i> ^a / _b / _c		<i>Denticula hustedtii</i> ^a / _b / _c	
<i>Denticulopsis lauta</i> ^b / _a	<i>Denticulopsis hyalina</i> <i>Denticulopsis lauta</i>	<i>Denticulopsis hustedtii</i> <i>D. hyalina</i> <i>Denticulopsis lauta</i>	<i>Denticula lauta</i> ^a / _b	<i>Denticula lauta</i> ^a / _b	<i>Denticula lauta</i>		<i>Denticula lauta</i>	
<i>Actinocyclus ingens</i>	<i>D. praelauta</i> <i>Actinocyclus ingens</i>	<i>Actinocyclus ingens</i>	<i>Actinocyclus ingens</i>	<i>Actinocyclus ingens</i>				
<i>Thalassiosira fraga</i>	<i>Kisseleviella carina</i>			<i>K. carina</i> - <i>A. ingens</i> <i>Kisseleviella carina</i>				
<i>Thalassiosira spinosa</i>								

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, 1973b). 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. Шрэддером в отложениях миоцена-голоцена была выделена последовательность из 24 биостратиграфических зон по диатомеям (Schradler, 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 международ-

ной 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, 1975a, 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 среднего миоцен-голоцен было выделено девять зон, отнесенных к хронозомам (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-

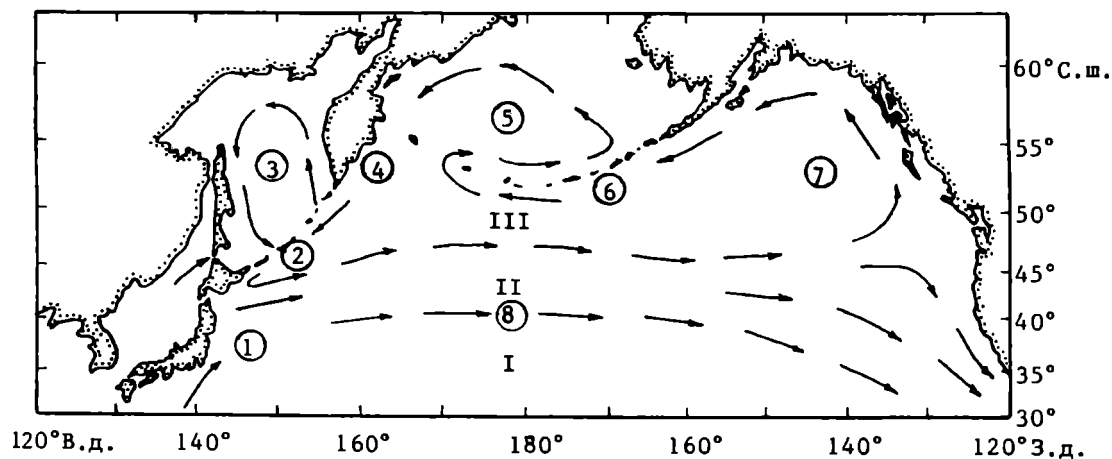


Рис. 2.4.2. Современная циркуляция поверхностных вод и распределение водных масс в Северной Пацифике (по Sancetta, Silvestri, 1986; Koizumi, 1986)

I—III — водные массы: I — субтропическая, II — переходная (субарктический фронт), III — субарктическая; 1, 2, 4, 6, 8 — течения: 1 — Куросио, 2 — Ойасио, 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 высокисредних 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 бы-

ли 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 Тихого океана, 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 (Вагтон, 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

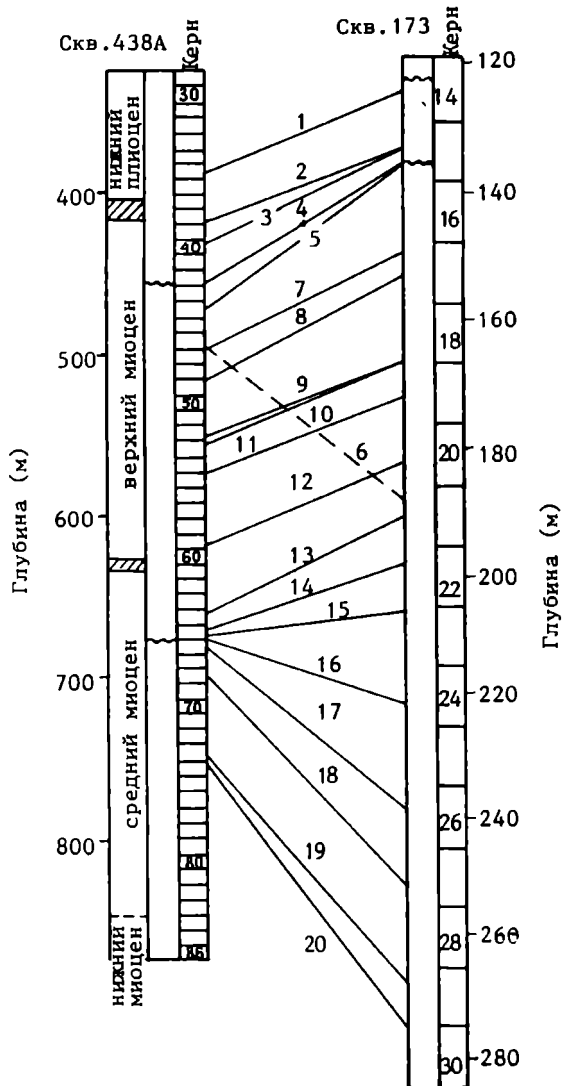
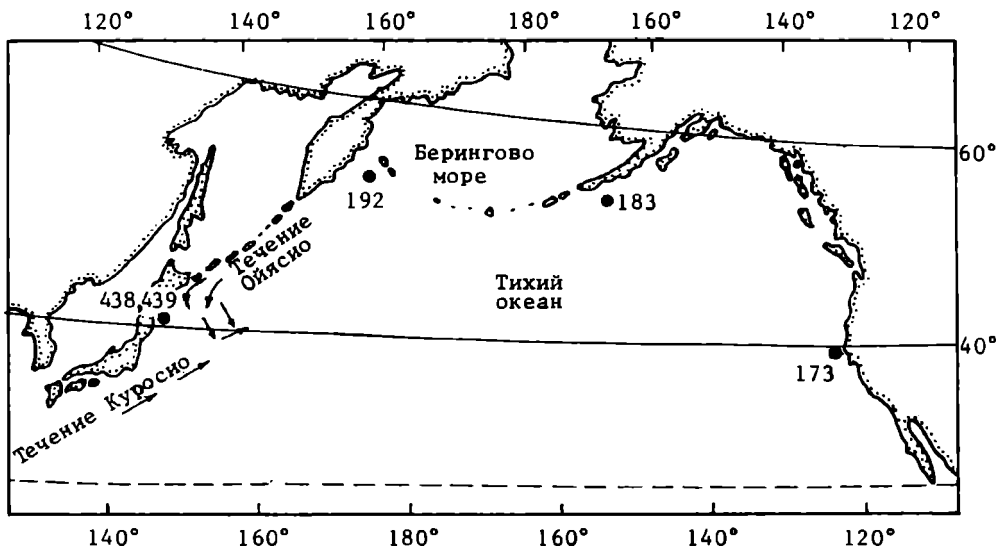


Рис. 2.4.3. Последовательность 20 важнейших датированных уровней по диатомеям в разрезах неогена скважин DSDP 438 и 173, пробуренных у побережья Японии и Калифорнии (по Varon, 1980)

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 *Crucidentricula 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). Немногом 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, 1981b). Результаты, полученные при изучении смешанных тепловодных и холодноводных ассоциаций средних широт из разрезов скважин глубоководного бурения у побережья Японии и Калифорнии (Barton, 1980; 1981a), 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., 1982a, 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, 1981a). 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 северо-тихоокеанской 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 (Bagton, 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 отли-

чить 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 (Bagton, 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 *Crucidentacula 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 палеомагнитной 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 использовались 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 соответствии 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 *Neodenticula 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 C3Vn (7,091–6,935 млн лет). В первую очередь, это дало возможность на реальной основе датировать границы зональных подразделений мио-

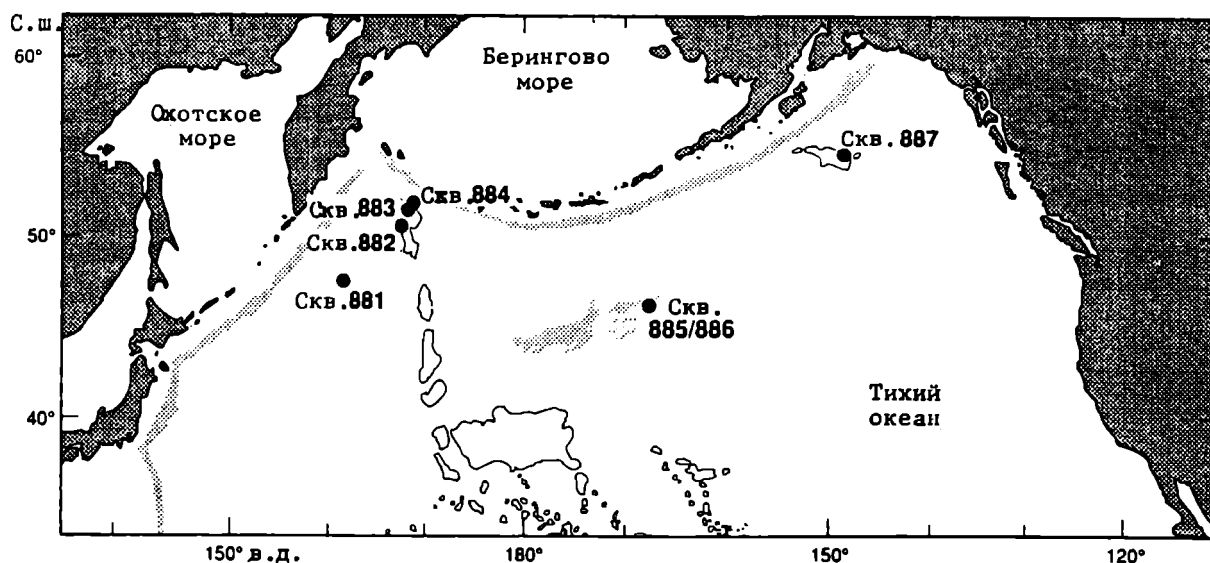


Рис. 2.4.4. Расположение скважин, пробуренных в рейсе ODP 145

