



ISSN 0002-3272

КОНОДОНТЫ С. В. Дубинина
и ЗОНАЛЬНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
пограничных отложений
кембрия и ордовика



S.V. Dubinina

**CONODONTS
and ZONAL
STRATIGRAPHY
of the Cambrian-
Ordovician
boundary
deposits**

Transactions, vol. 517

Founded in 1932

Responsible editor
Yu. B. GLADENKOV



MOSCOW «NAUKA» 2000

С. В. Дубинина

**КОНОДОНТЫ
и ЗОНАЛЬНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
пограничных
отложений
кембрия
и ордовика**

Труды, вып. 517

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
Ю. Б. ГЛАДЕНКОВ



МОСКВА «НАУКА» 2000

УДК 551.7/8
ББК 26.33
Д 79

Редакционная коллегия:

Ю.Г. ЛЕОНОВ (главный редактор), М.А. АХМЕТЬЕВ, Ю.О. ГАВРИЛОВ,
Ю.В. КАРЯКИН, С.А. КУРЕНКОВ, М.А. СЕМИХАТОВ

Рецензенты:

А.С. АЛЕКСЕЕВ, В.А. АРИСТОВ

Дубинина С.В.

Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. — М.: Наука, 2000. — 239 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 517)
ISBN 5-02-002497-X

В монографии представлены описание и стратиграфическое расчленение по конодонтам разрезов Центральной Азии, в том числе опорного разреза Батырбай Малого Каратау. Приведена корреляция разрезов мира, рассмотрены закономерности пространственного распределения конодонтов, выделена новая палеобиогеографическая область, обосновано использование основных линий развития эуконодонтов для зонального деления кембро-ордовика. Сопоставлены зональные шкалы по конодонтам, трилобитам и граптолитам; рассмотрены основные этапы и рубежи в их развитии в соответствии с основными абиотическими событиями. Уточнено начало глобального эвстатического события Лэнк Рэнч. Обосновано положение границы кембрийской и ордовикской систем. Приведено монографическое описание конодонтов.

Для геологов, интересующихся вопросами стратиграфии нижнего палеозоя.

Ил. 42. Фототабл. 13. Библиогр.: 462 назв.

ТП-2000-II-137

Editorial Board:

Yu.G. LEONOV (Editor-in-Chief), M.A. AKHMETIEV, Yu.O. GAVRILOV,
Yu.V. KARIAKIN, S.A. KURENKOV, M.A. SEMIKHATOV

Reviewers:

A.S. ALEKSEEV, V.A. ARISTOV

Dubinina S.V.

Conodonts and Zonal Stratigraphy of the Cambrian-Ordovician boundary deposits. — М.: Nauka, 2000. — 239 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 517)
ISBN 5-02-002497-X

The monography contains the description, paleontologic characteristics and stratigraphic conodont subdivisions of the sections of Central Asia including the Batyrbay reference section in Malyi Karatau. Correlations of the sections of the world are submitted for consideration. The conodont paleobiogeography is considered. Besides two early known conodont realms, the new third conodont realm is distinguished. The potential of using each of the main euconodont lineages for the Upper Cambrian-Lower Ordovician conodont biostratigraphy is outlined. Correlations of the conodont, trilobite, and graptolite zonal scales are presented. The main stages and boundaries in the evolution of these faunal groups are evaluated. They are considered in accordance with the main abiotic events. The beginning of the Lange Ranch Eustatic Event has obtained a more precise definition. The position of the Cambrian-Ordovician boundary is substantiated. The monographic descriptions of conodonts are presented.

The book is addressed to geologists interested in Lower Paleozoic stratigraphy.

Il. 42. Photoplates. 13. References: 462.

ВВЕДЕНИЕ

Современный уровень изученности конодонтов позволяет рассматривать эту группу фауны как одну из ортостратиграфических для палеозоя. Быстрые темпы эволюции конодонтов обеспечивают детальное стратиграфическое расчленение древних толщ и очень широкие, вплоть до межконтинентальных, корреляции. Особенно важное значение конодонты приобретают при определении границ ярусов и систем, где требуется повышенная точность расчленения. Это относится и к границе кембрийской и ордовикской систем, являющейся объектом нашего исследования.

Попыткой формального решения проблемы границы систем была рекомендация Международной рабочей группы (МРГ) (Калгари, 1985 г.) установить границу систем в конодонтовой шкале как можно ближе к уровню появления нематофорных граптолитов (другими словами, механически привязать конодонтовую шкалу к подошве “граптолитового” тремадока). Такая попытка недавно (1998 г.) завершилась принятием МРГ чрезвычайно противоречивого, по-сути компромиссного решения в отношении выбора как уровня границы в конодонтовой шкале, так и самого стратотипа границы систем (см. главу I). К сожалению, это означает, что МРГ не только не решила проблем, связанных с границей систем, но лишь усугубила их своим решением.

Именно в связи с проблемой границы кембрийской и ордовикской систем возникла необходимость детального стратиграфического расчленения отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика Казахстана. В этом смысле исключительный интерес представлял и представляет сейчас опорный разрез Батырбай Малого Каратау, характеризующийся непрерывным переходом от кембрия к ордовику, включающий разнообразную фауну трилобитов и конодонтов и являющийся одним из претендентов на роль стратотипа границы.

Основу монографии составляют материалы по опорному разрезу Батырбай Малого Каратау (Южный Казахстан), по серии разрезов Сарыкум Центрального Казахстана, а также обобщение обширной информации по разрезам Северной Америки, Китая, Австралии и Европы. В монографии мы пытаемся показать, как, взяв за основу уникальный разрез Малого Каратау и проведя его сравнительный анализ с другими разрезами мира, можно решать самые сложные и разнообразные проблемы кембро-ордовика, придающие разрезу Батырбай исключительную важность.

Состояние проблемы границы систем, а также степень ее завершенности на сегодняшний день изложены в главе I. В традиционном стиле представлено послышное описание отложений и комплексов конодонтов и трилобитов опорного разреза Батырбай (Южный Казахстан) и трех надстраивающих и дополняющих друг друга разрезов Прибалхашья (Центральный Казахстан). Для обоих типов разрезов — карбонатного (Южный Казахстан) и кремнисто-карбонатного (Центральный Казахстан) — приводится интерпретация палеообстановок осадконакопления (глава II). Далее рассматриваются история разработки зонального деления верхнего кембрия и нижнего ордовика по конодонтам, существующие зональные схемы, принятая методика выделения зон и определения их границ, характеристика зон и слоев разреза Батырбай и их соотношение с трилобитовыми зонами (глава III).

Корреляция верхнекембрийских—нижнеордовикских отложений опорного разреза Батырбай решается с помощью конодонтов в региональном, межрегиональ-

ном и межконтинентальном планах (глава IV). Здесь нам интересны абсолютно все типы отложений кембро-ордовика, охарактеризованные конодонтами. Анализ этой информации потребует в дальнейшем для характеристики конодонтовых биофаций, а также провинций и (или) областей, т. е. для решения одной из фундаментальных проблем стратиграфии — выявления закономерностей пространственного распределения конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике (глава V). С этой целью привлекаются результаты более ранних исследований палеобиогеографии кембро-ордовика [Sweet, Bergström, 1974; Lindström, 1976; Landing, 1983; Miller, 1984; Ethington, Repetski, 1984]. Такой подход позволяет обосновать необходимость выделения, кроме двух (тепловодной и холодноводной) биогеографических (фаунистических) областей, третьей — переходной области. Становится понятным, что все многообразие региональных шкал (глава IV) можно свести к трем основным типам, отвечающим трем палеобиогеографическим областям.

Анализ конодонтовых сообществ трех областей важен не только для получения точных корреляций, но и для оценки этапности развития конодонтов, чему посвящена глава VI.

И, наконец, в заключительной главе VII показано, почему именно последовательность конодонтовых зон решено использовать как основу при определении границы кембрия и ордовика. В этой главе выясняется: конкретно какой уровень в конодонтовой шкале соответствует рубежу крупнейшей перестройки в составе основных групп фауны (конодонтов, трилобитов, граптолитов) и совпадает ли этот уровень с крупными абиотическими событиями (то есть, где с точки зрения событийной стратиграфии может быть отмечена реальная граница кембрийской и ордовикской систем).

Завершает монографию описание прото-, пара- и эуконодонтов опорного разреза Батырбай.

Автор глубоко признателен В.В. Меннеру, А.Ю. Розанову, М.Н. Чугаевой — инициаторам проведения данных исследований, Ю.Б. Гладенкову — научному руководителю темы, чье внимание и поддержка ощущались на всех этапах работы, В.А. Аристову и Х.С. Розман за критические замечания ко многим разделам монографии, М.К. Аполлонову и В.Г. Жемчужникову за сотрудничество, помощь в изучении разрезов и конструктивное обсуждение результатов исследования, А.А. Окуневу за помощь при подготовке фотографий конодонтов, своим коллегам: В.Я. Вийра, И.С. Барскову, А.С. Алексееву, Т.Н. Корень, Н.В. Горевой, Л.Е. Попову, К. Барнсу, Д. Миллеру, Х. Куку, М. Тэйлору, Д. Репетскому, Д. Брутону, Б. Эртману, С. Похлер, О. Ленерту, Е. Дзику, Х. Шанявскому, З. Джи за ценные советы, замечания, консультации.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГРАНИЦЫ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА

Проблема границы кембрийской и ордовикской систем имеет многолетнюю историю.

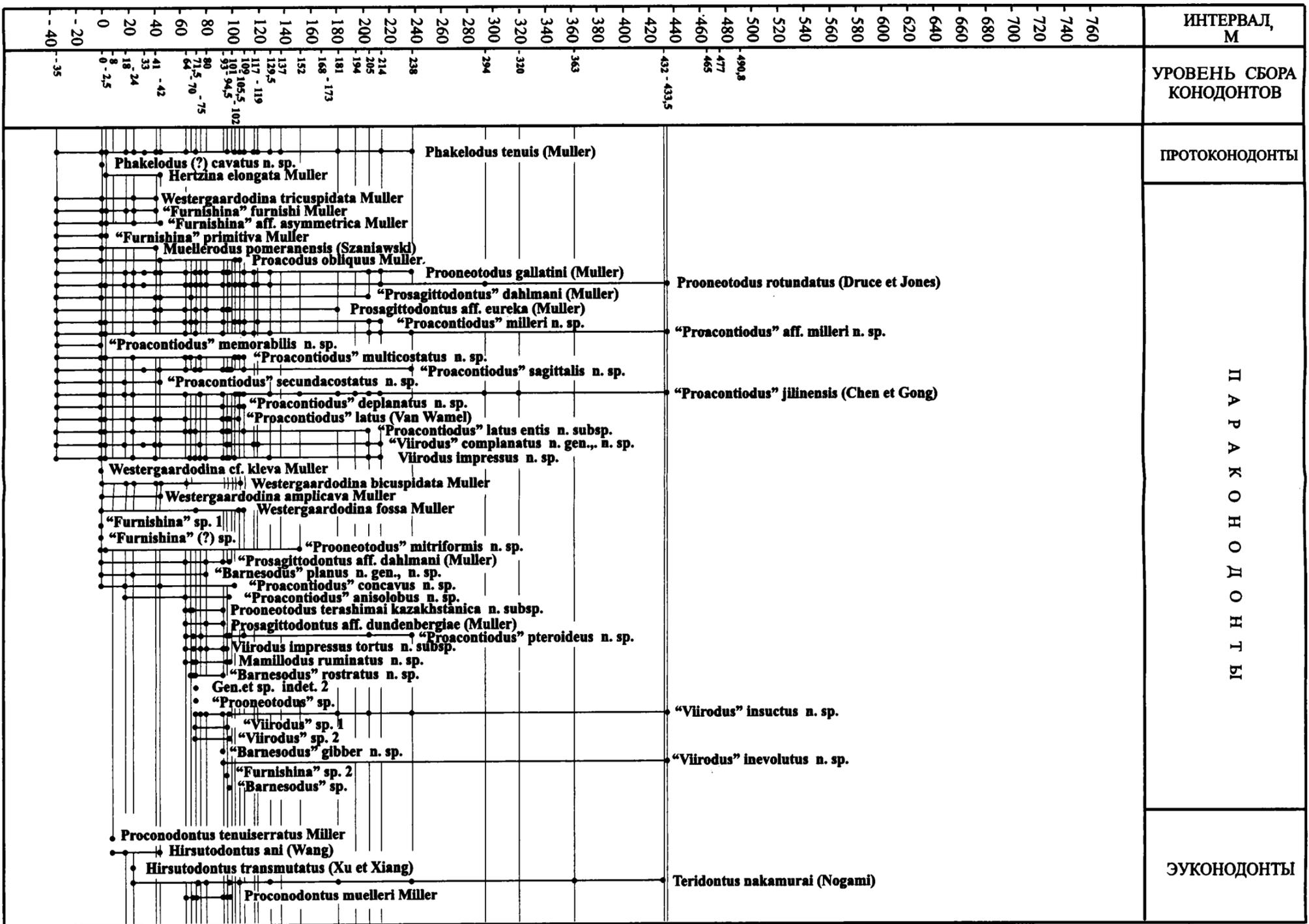
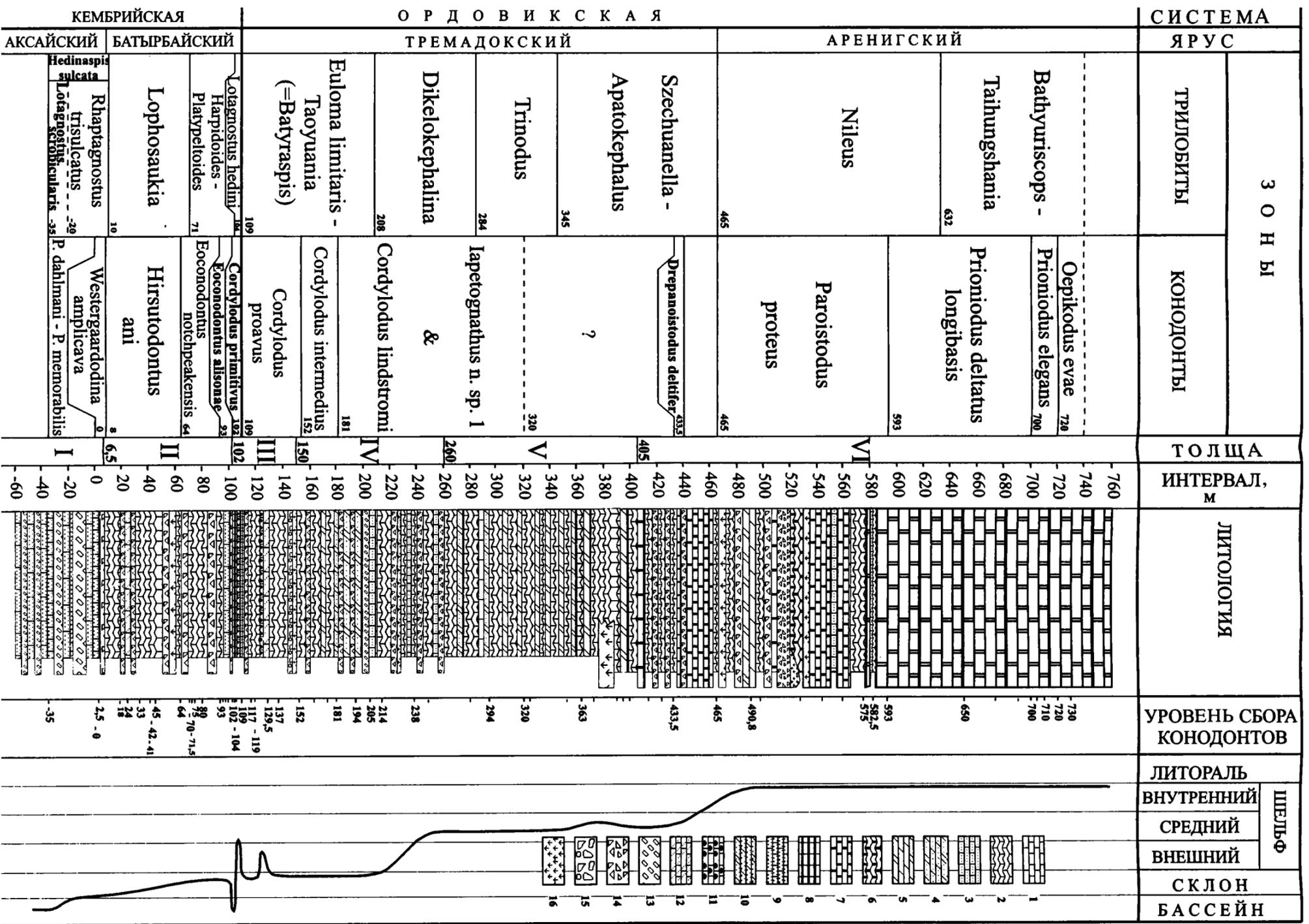
В 1835 г. в Великобритании были выделены кембрийская и силурийская системы. Основоположник силурийской системы Р. Мурчинсон помещал нижнюю границу силура в основании современного кембрия, тогда как автор кембрийской системы А. Седжвик проводил верхнюю границу кембрия в середине лландовери современных схем. Из перекрытия первоначально определенных объемов кембрийской и силурийской систем Ч. Лэпворт впоследствии выделил ордовикскую систему, включающую отложения между основаниями нижнего аренига и нижнего лландовери [Lapworth, 1879]. В качестве типового был указан район, охватывающий территорию от Северо-Западного Уэльса к окрестностям озера Бала и верховьям Хирнантской долины. Таким образом, впервые основание ордовика было определено как основание аренига, и именно этот вариант нижней границы ордовика имеет исторический приоритет. Вскоре появился и второй вариант границы — основание верхнего тремадока. Однако этому в значительной степени способствует ошибка Г. Хикса [Hicks, 1875], который, коррелируя южноуэльские разрезы с типовыми разрезами Северного Уэльса, отнес “верхний тремадок” к аренигу.

Наконец, по третьему варианту границы, в состав ордовика включаются слои с *Dictyonema flabelliforme* s. l., т. е. нижний тремадок. К такому заключению пришел скандинавский геолог Д. Мёберг [Möberg, 1900] на основании находок в диктионемовых сланцах цератописевых трилобитов (*Hysterolenus*). Несколько позже к его точке зрения присоединяется и Ч. Лэпворт [Groom, 1902].

С этого времени существуют три основных варианта кембро-ордовикской границы: в основании тремадока, в основании верхнего тремадока, в основании аренига.

В Скандинавии предложение Д. Мёберга о проведении нижней границы ордовика в основании диктионемовых сланцев (и выше зоны Асегосаге верхнекембрийской оленидной серии) общепринято и не оспаривается с 1900 г. В бывшем СССР нижняя граница ордовика официально принимается также в основании зоны *Dictyonema flabelliforme*, т. е. в основании тремадока [Решения..., 1963]. В то же время геологическая служба Великобритании остается верной традиции и в качестве границы принимает имеющее исторический приоритет основание аренига [Whittington, Williams, 1964; Cowie et al., 1972; Кауи и др., 1976]. Геологической предпосылкой этому служат крупный, легко наблюдаемый перерыв в основании аренига, а также тесная связь в площадном распространении отложений тремадока и кембрия Великобритании [Cowie et al., 1972; Леонов, 1973; Чугаева, 1976].

Совершенно естественно выглядит тенденция проведения нижней границы ордовика в основании зоны *Dictyonema flabelliforme* (s. l.) на Таймыре, в Аргентине, Северной Африке, Ньюфаундленде, т. е. в районах, входящих в состав Атлантической биогеографической провинции, выделенной Д. Скевингтоном по граптолитам [Skevington, 1969, 1973]. Однако в ордовикской Тихоокеанской провинции (карбонатно-терригенные разрезы Северной Америки, Австралии, Китая) достоверные находки *Dictyonema flabelliforme* неизвестны [Skevington, 1973]. Отсюда легко объяснимо параллельное существование европейской стратиграфической схемы с кемб-



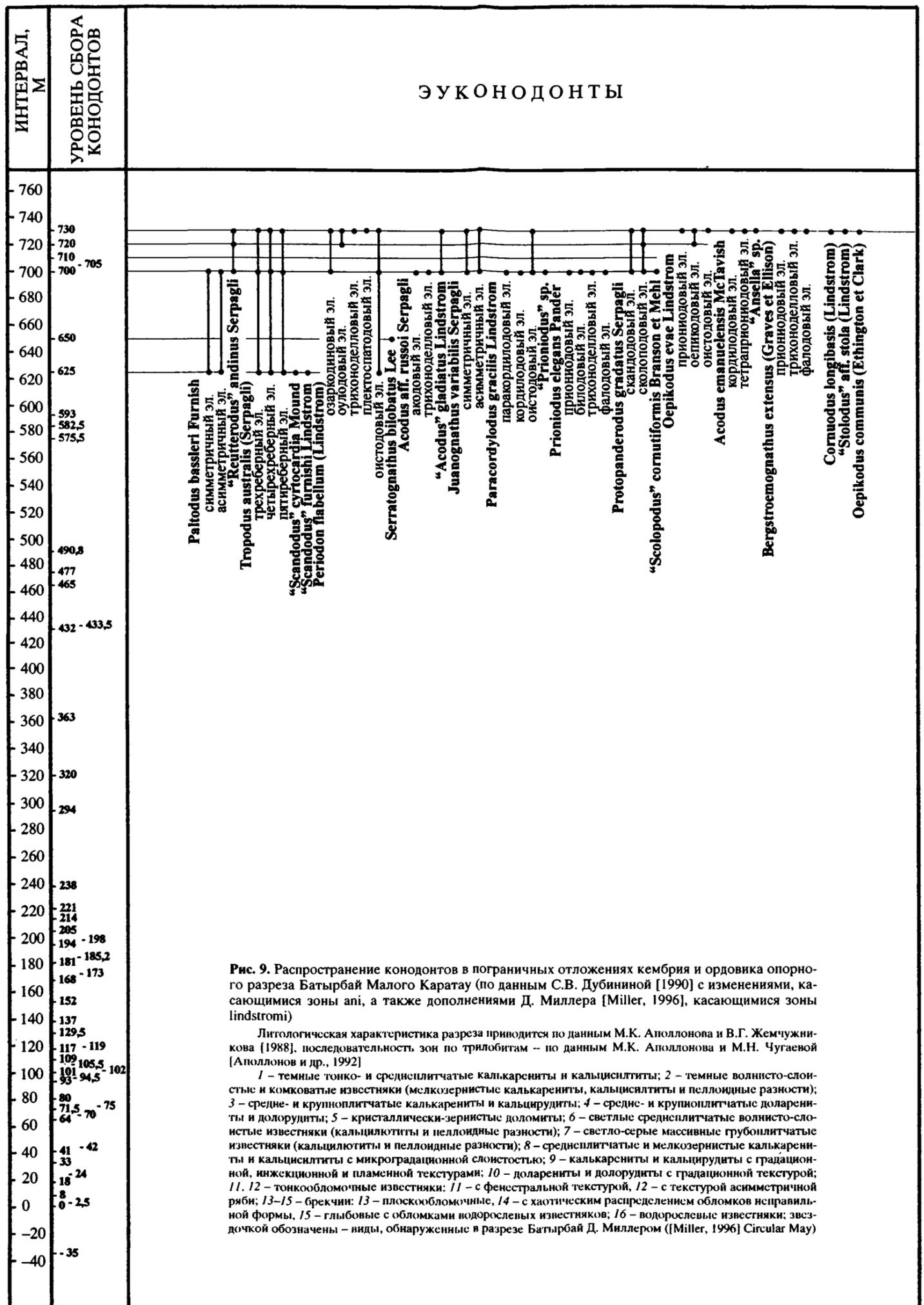
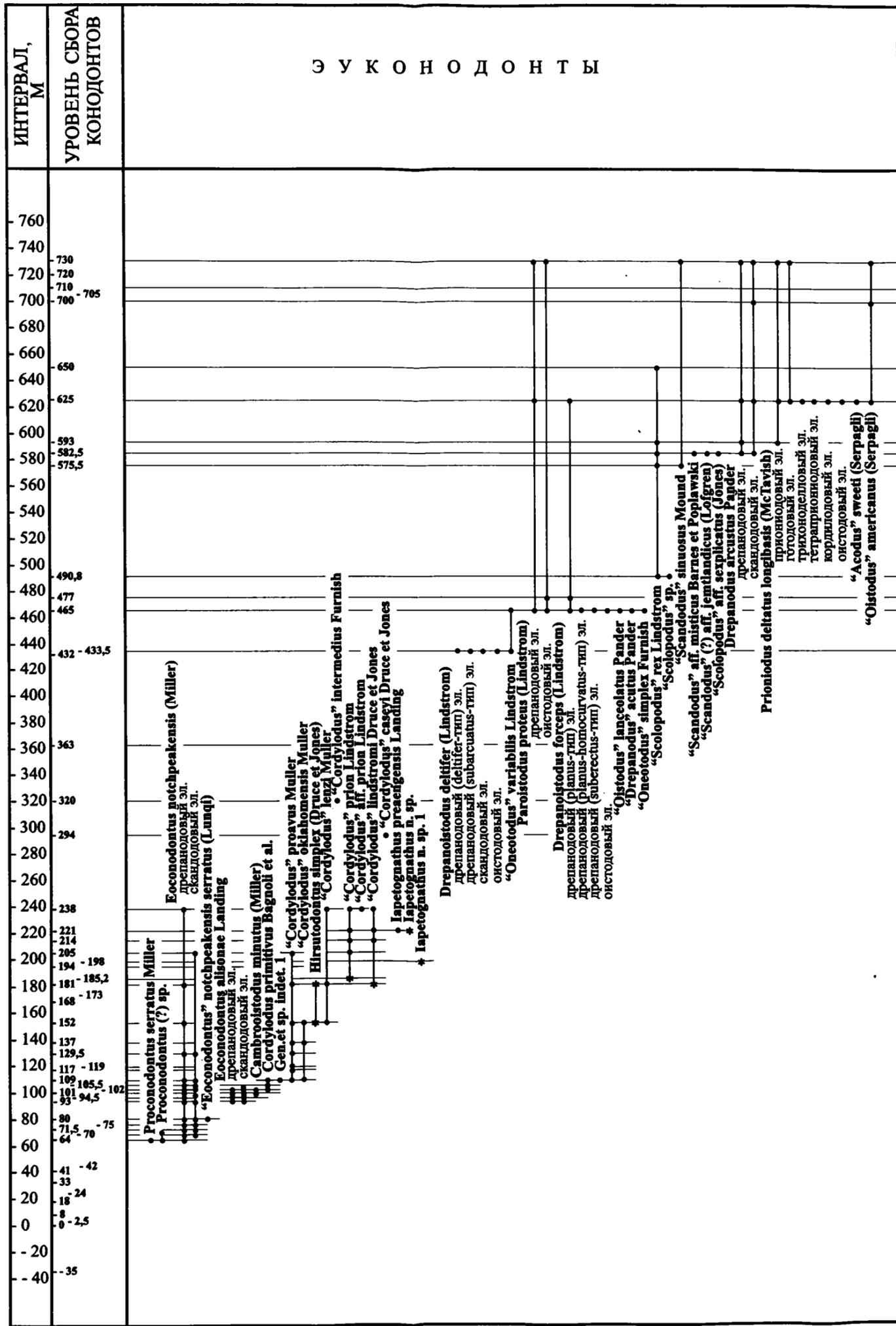


Рис. 9. Распространение конодонтов в пограничных отложениях кембрия и ордовика опорного разреза Батырбай Малого Каратау (по данным С.В. Дубининой [1990] с изменениями, касающимися зоны an1, а также дополнениями Д. Миллера [Miller, 1996], касающимися зоны lindstromi)

Литогеологическая характеристика разреза приводится по данным М.К. Аполлонова и В.Г. Жемчужникова [1988], последовательность зон по трилобитам – по данным М.К. Аполлонова и М.Н. Чугаевой [Аполлонов и др., 1992]

1 – темные тонко- и среднеслитчатые калькарниты и кальцислиты; 2 – темные волнисто-слоистые и комковатые известняки (мелкозернистые калькарниты, кальцислиты и пеллоидные разности); 3 – средне- и крупноплитчатые калькарниты и кальцирудиты; 4 – средне- и крупноплитчатые доларениты и долорудиты; 5 – кристаллически-зернистые доломиты; 6 – светлые среднеслитчатые волнисто-слоистые известняки (кальцилиты и пеллоидные разности); 7 – светло-серые массивные грубоплитчатые известняки (кальцилиты и пеллоидные разности); 8 – среднеслитчатые и мелкозернистые калькарниты и кальцислиты с микроградационной слоистостью; 9 – калькарниты и кальцирудиты с градационной, инъекционной и пламенной текстурой; 10 – доларениты и долорудиты с градационной текстурой; 11, 12 – тонкообломочные известняки: 11 – с фенестральной текстурой, 12 – с текстурой асимметричной ряби; 13–15 – брекчии: 13 – плоскообломочные, 14 – с хаотическим распределением обломков неправильной формы, 15 – глыбовые с обломками подорослевых известняков; 16 – водорослевые известняки; звездочкой обозначены – виды, обнаруженные в разрезе Батырбай Д. Миллером ([Miller, 1996] Circular May)

рием и ордовиком и схем Северной Америки, Австралии и Китая. Последние разрабатывались на основании трилобитовых комплексов, имеющих в каждом конкретном регионе свою специфику.

Границы тремпило—канадий Северной Америки, пейнтон—дэтсон Австралии, фэншань—ксинчань Китая рассматривались как границы систем, но правильность этого можно было доказать только после корреляции американских, австралийских, китайских разрезов и между собой, и с типовыми разрезами Европы. Провинциализм и биофациальные различия трилобитов [Palmer, 1973; Whittington, Hughes, 1974], а также отсутствие первых четырехветвистых планктонных граптолитов *D. flabelliforme* s. l. за пределами Атлантической провинции в целом могли стать факторами, способными задержать решение проблемы. Однако долгий период времени, когда граптолиты и трилобиты были единственными ортостратиграфическими группами ископаемых верхнего кембрия и ордовика, сменился “конодонтовым” периодом. Точной корреляции действительно во многом могли помочь именно конодонты, поскольку в позднекембрийское—раннеордовикское время провинциализм в их распределении (до раннего тремадока включительно) был выражен относительно слабо [Landing, 1983; Miller, 1984].

Но вопрос о границе кембрия и ордовика мог быть решен только после изучения общих закономерностей распределения трилобитов, граптолитов и конодонтов в интервале, включающем три основных варианта положения границы. Наиболее подробно они рассмотрены в сводках Т. Хеннингсмоена [Henningmoen, 1973] и М.Н. Чугаевой [1976]. После оценки каждого из трех рубежей предпочтение было отдано основанию тремадока. Длительный период накопления знаний закончился. Одновременно четко определились и препятствия на пути решения проблемы. Одно из них — существование в раннем палеозое биогеографических провинций. Стало очевидным, что особенно отчетлив провинциализм в распределении трилобитов: для каждой провинции есть своя шкала по трилобитам и в их корреляции еще много неясного. Первые же планктонные граптолиты (рабдинопоры) известны только в пределах Атлантической провинции. В этом случае корреляция может опираться только на данные по конодонтам.

Другое препятствие — малочисленность разрезов с непрерывным переходом от кембрия к ордовика и почти полное отсутствие разрезов, содержащих все три группы фауны. Здесь нужно отметить также, что ни стратоталонный разрез пограничных отложений Уэльса, ни типовые разрезы Скандинавии не отвечают требованиям непрерывности и полноты фаунистической характеристики. Таким образом, поставленную задачу можно было решить только направленным поиском в различных провинциях непрерывных разрезов, содержащих возможно более полную последовательность ассоциаций двух или хотя бы одной из перечисленных групп фауны, и дальнейшим их сопоставлением.

Новый период в изучении проблемы границы систем начался с середины 70-х годов. Судя по тому, как быстро развивались события, можно было заключить, что проблема границы систем кембрия и ордовика близка к своему решению. 1974 год — год создания при Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук Международной рабочей группы (МРГ) по границе кембрия и ордовика, призванной организовать и координировать исследования, направленные на выбор уровня и стратотипа границы. Несколько позже была также создана рабочая группа по границе кембрия и ордовика при Межведомственном стратиграфическом комитете бывшего СССР.

В 1982 г. во время совещания в Осло МРГ пришла к заключению, что основание тремадока или уровень, близкий к нему, является наиболее подходящим в качестве границы. Это решение позже было подтверждено голосованием членов рабочей группы [Norford, 1983].

Для конкретизации этого решения и выбора стратотипа границы члены МРГ в последующие годы посетили многие опорные разрезы пограничных отложений —

Нерснес (Норвегия), Брум Пойнт, Грин Пойнт и др. (Западный Ньюфаундленд), Брин-Лин-Фавр (Северный Уэльс), Лава Дэм (Юта, США), Цзяньшань—Чаншань (Юго-Восточный Китай), Даянча (Северо-Восточный Китай). В 1984 г. восемь членов МРГ во главе с ее председателем Б.С. Норфордом и секретарем Д. Миллером посетили батырбайский разрез в Южном Казахстане [Аполлонов и др., 1985]. В конечном итоге было отобрано несколько разрезов — претендентов на роль стратотипа, в том числе и батырбайский.

С 1974 по 1986 годы появилось более сотни публикаций, посвященных разным аспектам проблемы границы. В их числе — сборник докладов на Кембрийском симпозиуме в Голдене (США) в 1981 г. [Taylor, 1981] и специальный сборник статей, посвященных проблеме границы кембрия и ордовика [Bassett, Dean, 1982]. Такой поток информации дал повод для новой оценки проблемы границы в целом [Аполлонов, Чугаева, 1983 а] и пересмотра ранее произведенной корреляции.

Так появляется тенденция в несколько условной группировке разрезов пограничных отложений кембрия и ордовика по типу осадков и характеру фаунистических комплексов в “тихоокеанский” и “атлантический” типы. Причем сами термины теперь не отвечают выделявшимся ранее одноименным провинциям, а используются лишь для фашиально-палеонтологической характеристики разрезов [Аполлонов, Чугаева, 1983 а]. Толщи “атлантического” типа наблюдаются в Англии, Швеции, Норвегии, по восточному побережью Северной Америки и включают относительно глубоководные осадки, отлагавшиеся на внешней части шельфа, склоне и, возможно, у его подножия. Верхний кембрий представлен здесь темными алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков. Нижняя часть тремадока сложена темными аргиллитами и алевролитами (граптолитовыми сланцами). Ископаемые представлены оленидными трилобитами в верхней части верхнего кембрия; в нижней части тремадока — в основном граптолитами, редкими трилобитами и еще более редкими и единичными конодонтами.

Разрезы, близкие к этому типу, но со своими региональными особенностями широко распространены в Азии — на северо-западе и юго-востоке Китая [Troedsson, 1937; Lu, Lin, 1980], в Казахстане — Большой Каратау, Улутау, Кендыктас, междуречье рек Оленты и Шидерты [Ергалиев, 1971; Никитин и др., 1978; Ившин и др., 1972] и в Алтае-Саянской области [Ившин, 1960; Петрунина, 1968]. Отложения сходного типа известны в Аргентине [Harrington, Leanza, 1957]. Как уже указывалось, в разрезах такого типа граница систем подавляющим большинством исследователей проводится в основании тремадока.

Для разрезов “тихоокеанского” типа, наблюдаемых в Северной Америке (за исключением крайнего западного и восточного обрамления), Австралии, Северном Китае, Корее, Южном Казахстане (Малый Каратау), характерны относительно мелководные карбонатные, иногда карбонатно-терригенные отложения, сформировавшиеся главным образом на платформах, срединных массивах и шельфах периконтинентальных морей, вероятно, в условиях теплого климата [Аполлонов, Чугаева, 1983 а]. Из ископаемых организмов здесь присутствуют преимущественно трилобиты и конодонты, а также брахиоподы, наутилоидеи и гастроподы. Граптолиты крайне редки. Комплексы трилобитов, как правило, различны в каждом из районов. Однако для всех районов в верхнем кембрии характерны трилобиты семейства *Saukiidae*. В разрезах этого типа граница систем проводится между отложениями с комплексом *Saukiidae* и отложениями с *Symphysurina*, *Leiostegium* (s. l.) и др.

Но корреляция только по трилобитам карбонатных разрезов Северной Америки, Австралии, Северного Китая, а также Малого Каратау не могла быть проведена достаточно надежно в силу опять-таки провинциальной и биофашиальной специфики трилобитов. Высокая точность корреляции разрезов этого типа была получена только на основании сопоставления конодонтовых зональных шкал, чрезвычайно подробных и сходных между собой независимо от удаленности регионов [Miller,

1980; Miller et al., 1982; Druce, Jones, 1971; Druce et al., 1982; An, 1982; Wang, 1984; Apollonov et al., 1981; Дубинина, 1982]. Уровень появления *Cordylodus proavus* в непрерывной конодонтовой последовательности и явился тем репером, который позволил скоррелировать все перечисленные разрезы и, как следствие, точно определил стратиграфическое положение пограничных комплексов трилобитов.

Кроме того, ревизия А. Пальмера [Palmer, 1979] границ трилобитовых биомеров Северной Америки показала, что верхний уровень распространения птихаспидного биомера проходит в подошве (а не в кровле, как считалось ранее) подзоны *Corbinia aroposis*. Так было доказано, что рубеж крупных изменений в развитии трилобитовой фауны Северной Америки совпадает с уровнем появления *Cordylodus proavus* и подошвой подзоны *Corbinia aroposis* и проходит немного ниже традиционной границы кембрия и ордовика в этом регионе (то есть ниже кровли подзоны *Corbinia aroposis*). В связи с этим появилась тенденция к переносу границы кембрия и ордовика Северной Америки из кровли подзоны *aropsis* в ее подошву и, тем самым, к понижению верхней границы тремпило [Miller, 1981]. Впрочем, стратиграфический диапазон этих перемещений незначителен.

В целом разрезы пограничных отложений кембрия и ордовика “тихоокеанского” и “атлантического” типов с разной степенью точности, но достаточно определенно коррелировались внутри этих условных подразделений [Аполлонов, Чугаева, 1983 а]. Основные же трудности заключались в сопоставлении двух типов разрезов между собой, что обуславливалось их резкими фаціальными и связанными с ними фаунистическими различиями.

Корреляция пограничных отложений кембрия и ордовика по трилобитам привела к противоречивым результатам. Некоторые исследователи [Whittington, 1966] коррелировали тремпило Северной Америки с низами тремадока. Г. Хеннингсмоен [Henningsmoen, 1957] сопоставлял эти отложения таким же образом, но допускал и иные варианты. В результате изучения трилобитов Малого Каратау к выводу об одновозрастности тремпило и нижнего тремадока пришли Г.Х. Ергалиев [1980] и другие исследователи. Вместе с тем Б. Норфорд [Norford, 1969] на основании находок тремадокских трилобитов *Clelandia* и *Jujuapsis* в нижнем канадии Канады сделал вывод о соответствии тремпило дотремадокским образованиям.

Некоторое время вывод о соответствии тремпило Северной Америки тремадоку Европы явно следовал из результатов изучения трилобитов формации Тинью Мексики [Robison, Pantoja-Alog, 1968], где совместно с типично нижнетремадокскими трилобитами были обнаружены саукиидные (*Saukia*) трилобиты. Но вскоре конодонты и здесь прояснили положение [Miller et al., 1974]: совместно с так называемым смешанным комплексом трилобитов был обнаружен комплекс конодонтов зоны *Cordylodus proavus*. Это позволило Д. Миллеру и его соавторам сделать выводы о соответствии нижнего тремадока Европы нижнему ордовика (= нижнему канадию) Северной Америки, о возрастной близости нижних границ этих подразделений, а также об азиатском облике трилобитов *Saukia* формации Тинью, сопоставленной в итоге с нижним ордовиком североамериканской шкалы.

В пользу данных о соответствии нижнего тремадока низам канадия (а не тремпило) свидетельствовали также находки на о-ве Ньюфаундленд граптолитов *Radiograptus* и *Dictyonema flabelliforme* типа *parabola* и *socialis* непосредственно над отложениями, в которых (в гальках) были найдены трилобиты зоны *Missisquoia* низов канадия [Fortey, Skevington, 1980; Fortey et al., 1982]. Выше в нормальной последовательности прослеживались отложения со *Staurograptus*.

На о-ве Нейви (Нью-Брансуик, Канада) конодонты с *Cordylodus proavus* были найдены в дотремадокских слоях в верхах зоны *Acerocare*, подзоне *Westergaardia* [Landing et al., 1978]. Находка *C. proavus* позволила Э. Лэндингу (и другим авторам статьи) предположить, что основание тремадока может проходить выше подошвы трилобитовой подзоны *Corbinia aroposis* или подошвы зоны *Cordylodus proavus*. В

свою очередь, это привело их к мнению о совпадении традиционных границ кембрия и ордовика Акадо-Балтийской и Североамериканской провинций: по основанию тремадока в первой провинции и по кровле тремпило — во второй.

Наконец, в Уэльсе *Cordylodus proavus* был найден ниже традиционного основания тремадока в отложениях, отнесенных к зоне *Acerocare* [Rushton, 1982]. Кроме того, найденные здесь типично ордовикские трилобиты (*Hysterolenus*, *Dichelepyge*, *Shumardia* и др.) позволили говорить об ордовикском возрасте этих слоев, а также о необходимости изменения объема тремадокского яруса в его типовом разрезе [Аполлонов, Чугаева, 1983 а].

Вскоре состояние проблемы кембрия и ордовика вновь обсуждалось на заседании МРГ в августе 1985 г. в Калгари (Канада). Здесь были приняты решения, определяющие направление работ по выбору уровня границы и стратотипа [Derby, 1986], в том числе следующие.

1. Конодонты являются ведущей группой в установлении границы.

2. Граница должна быть установлена в конодонтовой шкале как можно ближе к уровню первого появления нематофорных граптолитов. Наиболее вероятные уровни для установления границы — основание зоны *Cordylodus intermedius*, либо зоны *Cordylodus lindstromi*.

3. Желательно, чтобы стратотип был пригоден в дальнейшем для изучения палеомагнитным, геохимическим и другими небиологическими методами стратиграфии.

4. Основными кандидатами в качестве стратотипа являются разрезы Западного Ньюфаундленда и Северо-Восточного Китая (Даянча), где совместно встречаются конодонты, граптолиты и трилобиты.

Однако трудно согласиться со стремлением выбрать в качестве границы кембрия и ордовика уровень основания конодонтовых зон *intermedius*, либо *lindstromi* с тем, чтобы любой ценой (в том числе пренебрегая данными по трилобитам) максимально приблизить границу к первому появлению нематофорных граптолитов в типовом разрезе тремадока в Уэльсе. Скорее, нужно стремиться к осуществлению другого решения — необходимости изменения объема тремадокского яруса в его типовом разрезе. К этому вопросу вновь возвращается М.К. Аполлонов [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992]. Автор напоминает, что основание тремадока в типовом разрезе Северного Уэльса определяется по появлению граптолитов *Dictyonema flabelliforme*. Однако поскольку за пределами Акадо-Балтийской провинции в пограничном интервале граптолиты обычно редки, реально кембро-ордовикская граница во многих регионах определялась по появлению трилобитов тремадокского облика, исходя из априорных представлений об одновременности этого события и появления тремадокских граптолитов (как и в типовом разрезе Уэльса).

Более позднее появление тремадокских граптолитов сравнительно с тремадокскими трилобитами во многих разрезах столь же априорно рассматривалось как результат частных бионических особенностей конкретных палеобассейнов, и это несмотря на то, что разновозрастность уровней появления трилобитов и граптолитов прослеживалась в Аргентине [Harrington, Leanza, 1957], Казахстане [Никитин, 1972; Цай, 1974; Никитин и др., 1978; Ергалиев, 1983 а], Китае [Lai, 1984].

После того, как А. Раштон [Rushton, 1982] обнаружил в типовом разрезе тремадока в Уэльсе тремадокские трилобиты (*Niobe homphrayi*, *Parabolina frequens*, *Beltella*, *Shumardia*, *Hysterolenus*, *Proteuloma* и *Dichelepyge*) в зоне *Acerocare* ниже традиционного основания тремадока, диахронность трилобитового и граптолитового уровней стала бесспорным фактом. Столь же очевидным стало и то, что подошва ордовика, установленная во многих районах (Казахстан, Алтай-Саянская область, Китай, Сибирь, Аргентина) по появлению тремадокских трилобитов, на самом деле отвечает уровню в зоне *Acerocare* типового разреза Уэльса. И более того: уровень появления тремадокских трилобитов синхронен с подошвой конодонтовой зоны *proavus* [Аполлонов, Чугаева, 1983 а; Чугаева и др., 1989].

Таким образом, принятие рекомендации совещанию МРГ в Калгари (1985 г.) о проведении подошвы ордовика по подошве конодонтовой зоны *intermedius* или *lindstromi* автоматически выводит трилобиты из числа ортостратиграфических групп пограничного кембро-ордовикского интервала: нижняя граница ордовика в этом случае пройдет внутри интервала с единым комплексом трилобитов [Аполлонов и др., 1992]. В связи с этим М.К. Аполлонов предлагает еще раз сравнить корреляционные возможности основных групп фауны пограничного интервала и еще раз обсудить возможные уровни границы кембрия и ордовика [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992].

Возможности конодонтов как основы биостратиграфического расчленения и корреляции пограничных отложений сейчас хорошо известны. Это единственная группа фауны, для которой субглобально прослежена принципиально тождественная эволюционная смена ассоциаций в пограничных отложениях (различия между глубоководными и мелководными комплексами мало сказываются на точности сопоставлений) и которая, таким образом, является незаменимым инструментом субглобальной зональной корреляции [Miller et al., 1982; и др.]. Поэтому естественным было решение МРГ в Калгари считать конодонтовую шкалу основой для установления границы систем [Derby, 1986].

Граптолиты принадлежат к группе, традиционно используемой для определения границы кембрия и ордовика [Erdtmann, 1982, 1985]. Поэтому психологически понятно стремление некоторых исследователей приблизить границу в конодонтовой шкале к уровню появления нематофорных граптолитов [Derby, 1986; Barnes, 1988—1989]. Однако в каждом конкретном разрезе этот уровень определяется только через конодонтовую или трилобитовые шкалы [Чугаева и др., 1989]. На практике это сделать затруднительно, так как в настоящее время за пределами Акадо-Балтийской провинции (в узком смысле) известны лишь единичные разрезы (Ньюфаундленд, Нью-Брансуик, Северо-Восточный Китай), где нематофорные граптолиты в пограничном интервале встречаются вместе с другой фауной. Причем, если в китайском разрезе Даянча [Chen et al., 1985; Chen, 1986] и в разрезах Ньюфаундленда [Barnes, 1988] первое появление нематофорных граптолитов отмечено выше основания зоны *lindstromi*, то на северо-западе Европейской платформы (Ленинградская область, Эстония) первые нематофорные граптолиты обнаружены у основания зоны *intermedius* [Kaljo et al., 1986]. Следовательно, нет гарантий, что в типовом разрезе Уэльса они не будут найдены ниже, в зоне *Asceocare* [Аполлонов и др., 1992].

Использование “первых” нематофорных граптолитов *D. flabelliforme* ограничивается и тем, что они крайне редки в пограничном интервале на Сибирской платформе [Ядренкина и др., 1984]; отсутствуют в центральных районах Северной Америки и в Австралии. Их нет в Казахстане [Цай, 1988 б] и в Юго-Восточном Китае [Sheng, 1980; Lu, Lin, 1984], где самой ранней ассоциацией планктонных граптолитов является анизограптидная.

Все это не позволяет использовать граптолиты *D. flabelliforme* для определения границы кембрийской и ордовикской систем, и тогда наиболее приемлемым в качестве границы выглядит уровень появления первых анизограптид, который фиксируется во многих разрезах мира — и атлантического, и тихоокеанского типов [Цай, 1988 а, б]. Недостаток предлагаемого Д.Т. Цаем уровня возможной границы в том, что он основан на данных по одной (хотя и традиционной) группе и не учитывает закономерностей развития трилобитов и конодонтов.

Трилобиты широко представлены в пограничных отложениях, встречаются в осадках широкого фациального спектра и во многих районах применяются для установления местного уровня границы кембрия и ордовика. Особенности пространственного распространения трилобитов позволяют выделить несколько провинций [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992]: Североамериканскую, Сибирскую и

Австрало-Северокитайскую (экваториальные), Южноамериканско-Евразийскую (нотальную), Тетическую (приполярную). Корреляция пограничных отложений между провинциями затруднена; внутри провинций она осуществляется с большой точностью. Зональные трилобитовые шкалы в пограничном интервале по дробности практически не уступают конодонтовым.

В основном по трилобитам устанавливаются местные уровни границы на большей части территории бывшего СССР (Урал, Казахстан, Алтае-Саянская область, Сибирская платформа, Северо-Восток СССР), в Северной Америке, во Франции, Баварии, Турции, Иране, Афганистане, по единичным находкам трилобитов — в Антарктиде. Даже в разрезе Нерснес в Норвегии, где пограничные отложения хорошо охарактеризованы граптолитами, граница проведена не по появлению нематофорных граптолитов, а по появлению тремадокского трилобита *Woesckaspis hirsuta* [Bruton et al., 1982]. В Аргентине долго не мог быть решен вопрос, проводить ли границу кембрия и ордовика в основании зоны *Parabolina argentina* (= *P. frequens*), как предлагали Г. Харрингтон и А. Линза [Harrington, Leanza, 1957], или по подошве зоны *Jujuyaspis keideli*—*Dictyonema flabelliforme* [Acenolaza, 1983].

Во всех крупных регионах между кембрием и ордовиком выражена кардинальная перестройка в составе комплексов трилобитов на уровне основания зоны *proavus* [Аполлонов и др., 1992]. Так, в Северной Америке птихаспидный биомер сменяется хистиркуридным [Palmer, 1979]. В Сибири эндемичные комплексы кембрия с *Plethopeltides*, *Saukiella* и др. сменяются широко распространенным комплексом с *Aratokephalus puaiicus* [Розова, 1968, 1986]. В Австралии и в Северном Китае эта перестройка выражена слабее и определяется появлением комплекса с *Mictosaukia*. На территории Южноамериканско-Евразийской провинции кембрийские комплексы с *Lotagnostus* сменились комплексом тремадокского типа с *Hysterolenus*, *Parabolina*, *Jujuyaspis*, *Shumardia*, *Macropyge* (*Macropyge*), *Euloma* (*Euloma*), *Mictosaukia* и др.

Наличие крупнейшего рубежа в эволюции трилобитов и конодонтов, совпадающего с основанием конодонтовой зоны *proavus*, следует рассматривать как важнейший довод в пользу проведения границы кембрийской и ордовикской систем именно на этом уровне [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992].

Нужно отметить, что этот рубеж маркируется и некоторыми глобальными абиотическими событиями. В частности, на этом рубеже произошло крупнейшее эвстатическое событие [Erdtmann, Miller, 1981; Miller, 1984], которое, видимо, явилось причиной крупных перестроек в составе практически всех групп фауны и перерывов в осадконакоплении во многих регионах. На этом уровне в нескольких разрезах фиксируются отчетливые геохимические аномалии [Wright et al., 1984], в том числе в батырбайском разрезе (Д. Райт, устное сообщение). Непосредственно ниже основания зоны *proavus* в разрезе Хуанхуачань Южного Китая и в разрезе Батырбай отмечена инверсия палеомагнитной полярности [Ripperdan, Kirschvink, 1988; Apollonov et al., 1988]. Подобные явления не отмечены ни в основании зоны *intermedius*, ни в подошве зоны *lindstromi*, т. е. вблизи так называемого традиционного основания тремадока.

Таким образом, не уровень появления нематофорных граптолитов (т. е. не формально определенное основание тремадока), а уровень появления тремадокских трилобитов с *Hysterolenus* и др. (т. е. основание зоны *Acrocara*), который совпадает с основанием зоны *Cordylodus proavus*, несомненно является наиболее обоснованным уровнем границы кембрия и ордовика. Соответственно, потребует решения вопрос о пересмотре объема тремадокского яруса.

В 1983 г. рабочая группа по кембро-ордовикской границе (СССР) приняла переопределение границы на основе использования конодонтовых комплексов опорного разреза Батырбай и дала рекомендацию МСК СССР на проведение границы кембрийской и ордовикской систем в основании зоны *Cordylodus proavus*.

Заключительным этапом работы МРГ можно считать последнее десятилетие

(1988—1998 гг.). В 1988 г. в Канаде (г. Сент-Джонс) на заседаниях МРГ, проходивших во время V Международного симпозиума по ордовикской системе, внимание было сконцентрировано на разрезе Грин Пойнт Западного Ньюфаундленда и разрезе Даянча Северо-Восточного Китая — основных претендентах на роль стратотипа границы. В качестве возможных уровней допускались два варианта — основание зоны *lindstromi* или зоны *proavus* [Barnes, 1988—1989].

В 1989 г. на заседании МРГ во время сессии Международного геологического конгресса в Вашингтоне ни один из упомянутых разрезов не был принят в качестве стратотипа границы. Батырбайский разрез наряду с разрезами Запада США [Cook et al., 1989 b] вновь рассматривался в качестве претендента на роль Международного стратотипа границы.

В 1990 г. после III Международного симпозиума по кембрийской системе (Новосибирск, 1990 г.) была вновь организована Международная экскурсия на разрез Батырбай. Наступил период доизучения перечисленных разрезов.

В 1993 г., после того, как МРГ (COBWG-1) отклонила все разрезы, в том числе и последний — разрез Даянча (с уровнем границы, определяемым первым появлением *Cordylodus lindstromi*), была создана новая МРГ (COBWG-2). Задачами последней являлось дополнительное изучение единственного кандидата на роль стратотипа границы систем — разреза Даянча и пересмотр уровня границы систем¹. В качестве нового варианта границы предлагался уровень, совпадающий в Даянча с первым появлением конодонтов *Iapetognathus n. sp. A.*, — наиболее близкий к уровню первых тремадокских *Rhabdinopora f. parabola*.

В 1995 г. в Лас Вегасе во время VII Международного симпозиума по ордовикской системе члены МРГ сошлись во мнении по поводу опасения остаться без альтернативных вариантов в случае, если Даянча — единственный кандидат — вновь не наберет необходимых 60% голосов. Было принято решение о включении в список кандидатов к заключительному голосованию (кроме Даянча) еще двух экстракандидатов: разрез Грин Пойнт (Западный Ньюфаундленд) и разрез Лаусон Кав (Юта, США). Таким образом, к заключительному рассмотрению были приняты разрезы, представляющие, соответственно, обстановки: мелководного шельфа платформы (Лаусон Кав), внешнего шельфа (Даянча), континентального склона и подножия склона (Грин Пойнт). Для каждого из трех представленных разрезов отмечались достоинства и недостатки ([Cooper, 1996] Circular May).

К достоинствам Даянча относились: прекрасная последовательность конодонтов внутри пограничного интервала (до уровня 22 м разреза); присутствие других групп фауны: трилобитов, цефалопод и акритарх; наличие пригодных для глобальной корреляции видов конодонтов и граптолитов; подверженность геохимическим и магнитостратиграфическим анализам.

К недостаткам Даянча относились: относительно небольшое число горизонтов с граптолитами; низкое таксономическое разнообразие граптолитов; не очень хорошая сохранность конодонтов (однако вполне определимых); наличие как раз над уровнем предлагаемой границы не охарактеризованного ископаемыми интервала разреза (от 22 до 26 м), приходящегося на среднюю и верхнюю части зоны *parabola*; возможный перерыв в осадконакоплении в основании зоны *C. lindstromi* s.l.

К достоинствам Грин Пойнт относились: доступность и прекрасная обнаженность разреза; прекрасная сохранность конодонтов; наилучшая представительность разнообразных кордиллодусов; прекрасная сохранность граптолитов, позволяющая на нескольких уровнях проследить отдельные стадии роста граптолитов; одна из лучших в мире последовательность граптолитов раннего тремадока.

¹ Уровень, определяемый первым появлением *Cordylodus lindstromi*, исключался из рассмотрения прежде всего из-за таксономической неопределенности *C. lindstromi* как самостоятельного вида.

К недостаткам Грин Пойнт относились: отсутствие вблизи с граптолитовым уровнем подходящего уровня с конодонтами. Рекомендуемый уровень находится ниже уровня с первыми планктонными граптолитами настолько, что лишает последних возможности быть использованными для точной корреляции; кроме конодонтов и граптолитов другие группы фауны не представлены (за исключением очень редких трилобитов); фации неблагоприятны для получения хороших значений на кривой изотопов углерода.

К достоинствам Лаусон Кав относились: доступность и прекрасная обнаженность разреза; прекрасная последовательность конодонтов, многочисленных и таксономически разнообразных; обилие трилобитов и других ископаемых (таких как брахиоподы), имеющих потенциал для биоэональных построений; близость предложенного уровня границы к основанию подзоны *Symphysurina bulbosa* зоны *Symphysurina* и к уровню первого появления *Jujuaspis*; хорошая выраженность эвстатических событий; хорошие значения кривой изотопов углерода, близко совпадающие с таковыми разрезов Батырбай (Казахстан) и Блэк Маунтин (Австралия).

К недостаткам Лаусон Кав относились: отсутствие граптолитов; возможность корреляции с граптолитовыми биофациями только через разрезы со смешанными биофациями, такие как Даянча и Грин Пойнт; непригодность разреза для магнито-стратиграфии.

Официальное трехступенчатое голосование двенадцати членов МРГ завершилось 15 января 1998 г. (Circular November, 1997 г.) отбором разреза Грин Пойнт в качестве глобального стратотипа границы систем и положением в нем границы, совпадающей с уровнем первого появления конодонтов *Iapetognathus n. sp. 1* Miller et al. (Circular May, 1996 г.) = *Iapetognathus fluctivagus* Nicoll et al. (слой 23) (рис. 1). Однако рекомендованный Международной рабочей группой кандидат будет считаться официально принятым только после получения подтверждения (т. е. получения 60% голосов в ходе голосования) ордовикской Подкомиссии и, аналогично, Международной Комиссии по стратиграфии.

Между тем вернемся к периоду отбора кандидата из трех возможных претендентов. Именно в этот период (1996—1998 годы) выявилось максимальное число как положительных, так и отрицательных черт, свойственных трем конкурирующим между собой разрезам. Интересно, что отрицательные черты для каждого из разрезов выявлялись и особенно остро обсуждались противоположными (конкурирующими) сторонами и, по-возможности, замалчивались и (или) нивелировались представителями своего разреза. Такая позиция сторон все же позволяла членам МРГ, с одной стороны, “докопаться” до истины, но, с другой стороны, заставляла найти ответы на вновь возникающие и, как правило, еще более трудные вопросы.

В этой связи стоит остановиться на некоторых последних выступлениях представителей конкурирующих сторон.

Г. Багноли и С. Стоудж дали комментарий по поводу *Iapetognathus* и границы систем ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November). Эти исследователи были очень удивлены, что опытные специалисты по конодонтам предложили *Iapetognathus* в качестве маркера для основания ордовикской системы, хотя для этой цели успешно мог использоваться (близкий по времени) уровень первого появления *Cordylodus intermedius*. Действительно, *Iapetognathus* очень редок и является, по-видимому, одним из наиболее слабо изученных конодонтовых родов кембро-ордовика.

Кроме того, совместные находки *Iapetognathus* с оленидными трилобитами *Jujuaspis* в США (разрез Лаусон Кав) [Miller, Taylor, 1995] связаны с вполне определенной обстановкой осадконакопления на карбонатной платформе (см. ниже).

Очевидно также, что первое появление *Iapetognathus* в глубоководной обстановке континентального склона (Грин Пойнт) и первое появление *Iapetognathus* в обстановке карбонатонакопления платформы (Лаусон Кав) — не одно и то же. Считать,

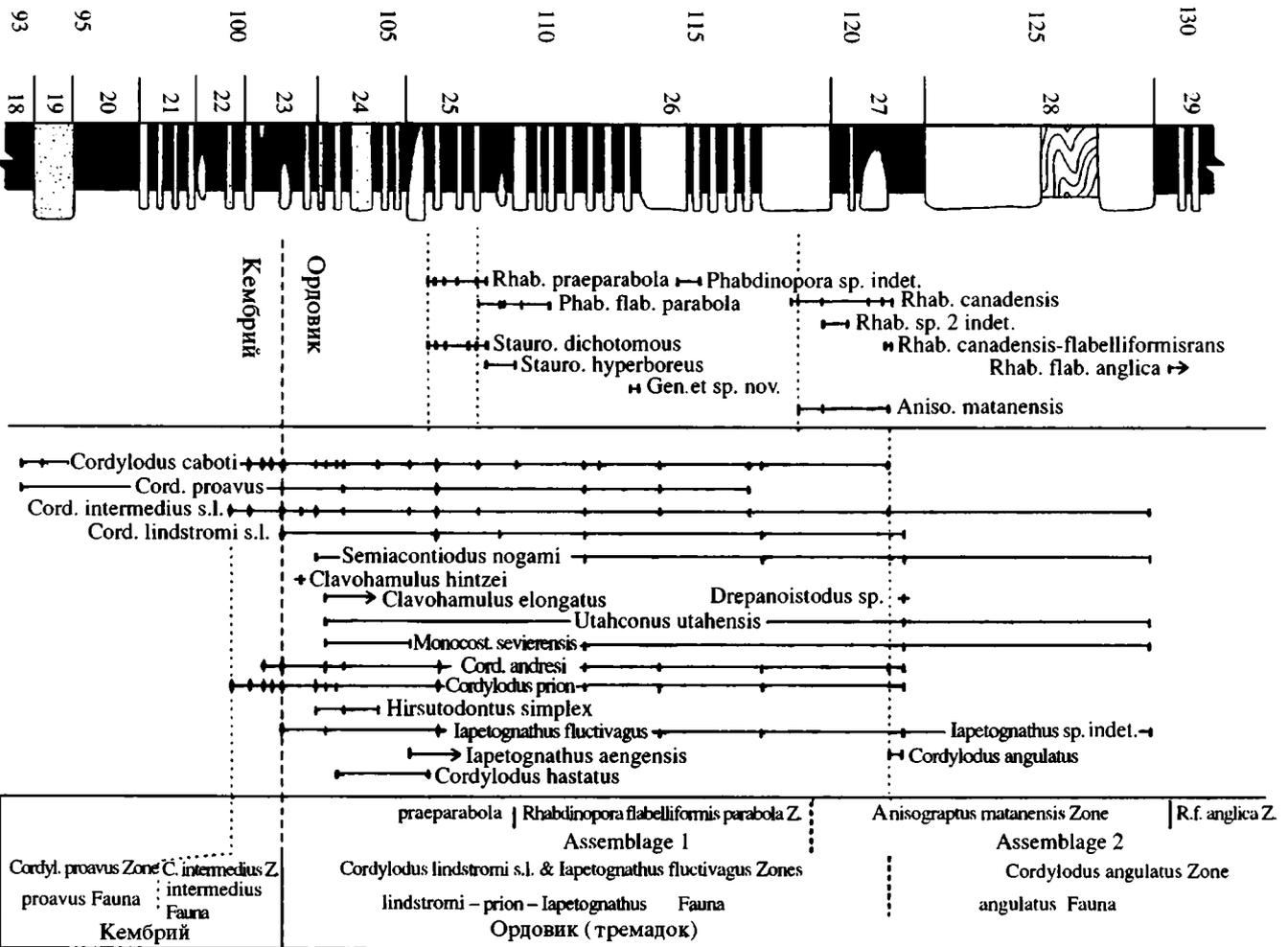


Рис. 1. Положение границы систем и стратиграфическое распространение конодонтов и трагголитов в стратотипическом разрезе Грин Поинт [Соорер, Nowlan, 1991]

		Зоны/подзоны по конодонтам		Распространение некоторых видов конодонтов в Лаусон Кав	
Известняки Хаус	eroded top				
	Зона				
	Rossodus				
	manitouensis				
	Зона				
	Cordylodus angulatus				
	Iapetognathus				
	Cordylodus lindstromi s.l.				
	Подзона				
	Clavoham. hintzei				
Формация Ноч Пик	Подзона				
	Hirsuto. simplex				
	Clavoham. elongatus				
	Подзона				
	Fryxell. inornatus				
	Подзона				
	H. hirsutus				
	Подзона				
	Cambrooist. minutus				
	Зона				
Eococonodontus					
Зона					
Cordylodus proavus					

Рис. 2. Стратиграфическое распространение некоторых видов конодонтов на пограничном интервале кембро-ордовика в разрезе Лаусон Кав, территория Айбекс, Юта ([Miller, 1997] Circular November)

что уровень с *Iapetognathus* — изохронный, в отличие от уровней с другими, хорошо известными родами и видами конодонтов, по меньшей мере странно, особенно в случае корреляции Грин Пойнт и Лаусон Кав. Местный уровень появления *Iapetognathus* в разрезе Лаусон Кав не просто моложе, а намного моложе такового в Грин Пойнт. Поэтому упомянутые два уровня не могут быть скоррелированы так, как предлагает Д. Миллер ([Miller, 1997 a] Circular January), и без серьезных перес-

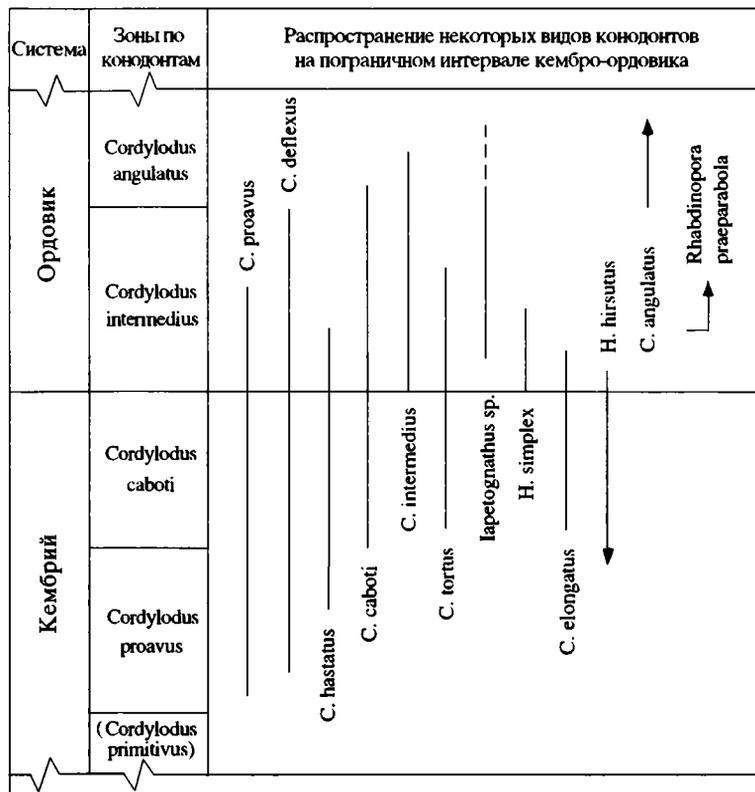


Рис. 3. Стратиграфическое распространение некоторых видов конодонтов и граптолитов на пограничном интервале кембро-ордовика в разрезе Грин Пойнт (Западный Ньюфаундленд) ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November)

чений линий во времени. В разрезе Лаусон Кав *Iapetognathus* появляется как раз перед первым появлением *Cordylodus angulatus* (рис. 2), тогда как в Грин Пойнт *Iapetognathus* появляется намного раньше — вблизи уровня первого появления *C. intermedius* (рис. 3).

Если говорить об основании ордовикской системы, то уровень первого появления *Iapetognathus* надежен только в двух разрезах — Грин Пойнт [Bagnoli et al., 1987; Barnes, 1988] и Нерснес в Норвегии [Bruton et al., 1988]. Этот изохронный уровень следует коррелировать в разрезе Лаусон Кав с горизонтом, расположенным в 150 м ниже уровня, предложенного в качестве границы систем, используя уровень первого появления *C. intermedius* ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November).

Корреляционные проблемы можно было бы избежать и можно было бы сэкономить много времени, если бы к рассмотрению был принят уровень первого появления *C. intermedius* вместо редкого и плохо известного *Iapetognathus* sp. Уровни же появления обоих таксонов практически совпадают в Грин Пойнт и в Скандинавии. *C. intermedius* — широко распространенный вид, хорошо распознаваемый во всех разрезах, изученных с целью установления кембро-ордовикской границы и имеющих хорошую конодонтовую характеристику [Miller, 1988]. Ранее он уже был использован для определения границы систем [Chen, Gong, 1986]. Последовательность кордиллодусов *C. proavus*—*C. caboti*—*C. intermedius*—*C. angulatus* хорошо выверена и

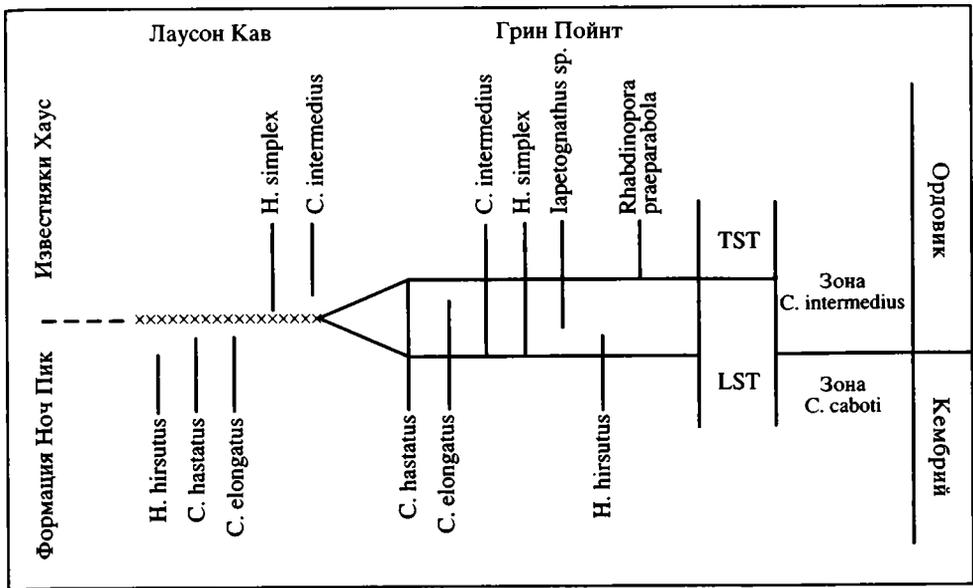


Рис. 4. Сравнение (на предложенной МРГ границе систем) интервалов распространения некоторых видов конодонтов в разрезах Лаусон Кав (США) и Грин Пойнт (Западный Ньюфаундленд) ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November)

подтверждена на огромном материале ([Nowlan, Barnes, 1996] Circular May). Другие виды кордилодусов интересны, но не имеют такого, как *C. intermedius*, влияния на определение границы ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November).

Далее Г. Багноли и С. Стоудж отмечают, что интервал, охарактеризованный *C. saboti* в разрезе Грин Пойнт (см. рис. 3), отсутствует в разрезе Лаусон Кав (см. рис. 2). Это указывает на перерыв в осадконакоплении, прослеживаемый в разрезе Лаусон Кав от кровли формации Ноч Пик до подошвы известняков Хаус (рис. 4). Таким образом, уровень, отмеченный первым появлением *C. intermedius* и *Iapetognathus* sp. в разрезе Грин Пойнт (граница систем), коррелируется с основанием известняков Хаус в разрезе Лаусон Кав. То есть граница формаций Ноч Пик-Хаус в Лаусон Кав эквивалентна границе систем, и основание ордовикской системы связывается с первым появлением *H. simplex*—*C. intermedius*.

Предложенный же в качестве границы систем уровень (на отметке 151,6 м) отмечает в разрезе Лаусон Кав лишь событие миграции конодонтовой и трилобитовой фауны *Iapetognathus*—*Jujuaspis* на карбонатную платформу Северной Америки и, в частности, в район Лаусон Кав.

Исходя из вышесказанного, Г. Багноли и С. Стоудж дают несколько советов голосующим членам МРГ ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November).

Голосуя за разрез Лаусон Кав и предложенный уровень границы (первое появление *Iapetognathus* n. sp. 1), члены МРГ фактически голосуют за уровень внутри тремадока. Если же в этом разрезе будет выбран уровень первого появления *C. intermedius* (действительно эквивалентный первому появлению *Iapetognathus* n. sp. 1 в Грин Пойнт), то граница систем окажется в основании известняков Хаус, т. е. как раз над перерывом в осадконакоплении.

Голосуя за Грин Пойнт и предложенный уровень границы (первое появление *Iapetognathus* n. sp. 1), члены МРГ не совершат ошибки, так как в данном случае уровень корректен, и первое появление *C. intermedius* и *Iapetognathus* n. sp. 1 отмечает

основание ордовикской системы, близко совпадающее с появлением граптолитов *Rhabdinopora f. parabola*.

Кроме того, вряд ли стоит тратить время в ожидании истинной таксономической интерпретации слабоизученного и очень редкого рода *Iapetognathus* для использования последнего в качестве маркера для основания ордовикской системы, особенно тогда, когда хорошо изучены и повсеместно распространены виды линии *Cordylodus* и, в частности, наиболее близкий к основанию ордовикской системы, — *C. intermedius*, обеспечивающий точность корреляции между платформенными и склоновыми фациями в Северной Америке, Китае, Казахстане, Австралии и Балтоскандии. *Iapetognathus* не обладает этими качествами. Это очень диахронный таксон, особенно когда уровень его первого появления прослеживается и сравнивается от обстановок склона к платформенным фациям.

Интересно, что китайские специалисты [Chen, Gong, 1986] уже использовали уровень *C. intermedius* как основание ордовикской системы (разрез Даянча). Однако после новой интерпретации китайского разреза МРГ сосредоточила свое внимание на более высоком уровне, т. е. на первом появлении *Iapetognathus* sp. Теперь же остается только осознать, что это — уровень внутри тремадока как для Даянча, так и для Лаясон Кав ([Bagnoli, Stouge, 1997] Circular November).

Комментарий Г. Багноли и С. Стоуджа очень убедительный и в целом воспринимается в защиту Грин Пойнт. Но для того, чтобы выявить недостатки этого разреза, следует обратиться, как уже говорилось, к точке зрения конкурирующей стороны, а именно, к обсуждению Д. Миллером проблем, связанных с Грин Пойнт ([Miller, 1997 b] Circular November). Остановимся на наиболее важных из них.

1. Грин Пойнт имеет очень слабохарактеризованный ископаемыми интервал разреза (пачки 20—22) ([Nowlan, Barnes, 1996] Circular May), заканчивающийся непосредственно в 1 м под уровнем предлагаемой границы систем (см. рис. 1). Наличие таких пустых интервалов было одной из главных проблем для Даянча и одной из причин, по которой этот разрез был отклонен МРГ как глобальный стратотип (GSSP).

2. Конодонтовый комплекс, который появляется в 1 м ниже уровня предлагаемой границы и продолжается на несколько метров вверх (пачки 23—25), включает встреченные совместно переотложенные виды, являющиеся диагностическими для нескольких конодонтовых зон (подзон).

3. Переотложенные конодонты (пачки 23—25) (см. рис. 1) образуют перевернутую гомотаксальную последовательность, формирующуюся в результате эродирования дебризными и турбидитными потоками нормальной последовательности и переотложения видов в обратном порядке. Это относится прежде всего к видам *Clavohamulus elongatus*, *Hirsutodontus simplex* и *Clavohamulus hintzei*. В большинстве разрезов Северной Америки, Австралии, Китая и Казахстана они образуют одинаковую нормальную гомотаксальную последовательность. В Грин Пойнт эти виды (пачки 23—25) образуют перевернутую гомотаксальную последовательность, в которой самый молодой вид оказывается в основании последовательности, а самый древний вид — в верхней ее части. Ясно, что переотложение фауны недопустимо для стратотипа границы систем.

4. Самая нижняя находка конодонтов *Iapetognathus* n. sp. 1 находится в Грин Пойнт внутри этой перевернутой гомотаксальной последовательности, поэтому не исключено, что и этот диагностический вид может быть переотложенным (не встреченным *in situ*).

5. Трилобиты, обнаруженные в большом конгломерате (пачка 19) в нескольких метрах под уровнем предлагаемой границы, включают переотложенные таксоны, являющиеся диагностическими по крайней мере для трех различных зон.

Все эти проблемы делают невозможной корреляцию любого разреза, имеющего нормальную гомотаксальную последовательность конодонтов и (или) трилобитов с потенциальным глобальным стратотипом в Грин Пойнт.

Относительно недавно председатель МРГ Р. Купер ([Cooper, 1996 b] Circular May) представил корреляцию разрезов Лаусон Кав, Даянча и Грин Пойнт, основываясь на допущении, что все ископаемые в Грин Пойнт формировались *in situ*. Однако при прослеживании корреляционных линий от Лаусон Кав к Грин Пойнт видно, что несколько линий пересекают друг друга. Причина — переотложенная перевернутая последовательность в Грин Пойнт. Многие из корреляционных линий, широко отстоящих друг от друга у Лаусон Кав, сходятся у основания пачки 23 разреза Грин Пойнт. Такое схождение линий, с точки зрения Д. Миллера, обусловлено как “пустотой” интервала непосредственно под этим уровнем (основание пачки 23), так и переотложением ископаемых. Например, 1 м слоев в Грин Пойнт из пограничного интервала (от самого низкого *Hirsutodontus simplex* до самого низкого *Iapetognathus n. sp. 1*) соответствует интервалу разреза в 50 м в Лаусон Кав ([Miller, 1996] Circular May) и интервалу в 46 м в разрезе Батырбай. Если при этом кто-нибудь допустит, что ископаемые в Грин Пойнт формировались *in situ*, то он вынужден будет сделать заключение о том, что Грин Пойнт имеет очень конденсированный интервал или несогласие непосредственно на предложенной границе.

“Уникальная” гомотаксальная последовательность в Грин Пойнт создает небольшие ошибки в корреляции, основанной на конодонтах. В действительности перспективы корреляции в пограничном интервале будут ограничены для всех разрезов с нормальной гомотаксальной последовательностью, за исключением глобального стратотипа (GSSP), имеющего перевернутую последовательность. В этой ситуации научная ценность предложенного GSSP в Грин Пойнт становится минимальной ([Miller, 1997 b] Circular November).

Более нейтрально к факту переотложения фауны в Грин Пойнт относятся председатель МРГ Р. Купер и секретарь МРГ Г. Ноулэн (Circular November, 1997 г.).

Г. Ноулэн охотно допускает, что виды родов *Clavohamulus* и *Hirsutodontus*, являющиеся обитателями мелководья и встреченные в Грин Пойнт скорее всего переотложены с шельфа в глубоководную обстановку (Грин Пойнт). Поэтому (по отношению к последовательности на платформе) они могут быть стратиграфически не на месте. Однако их присутствие в разрезе не должно вызывать сомнений по поводу стратиграфического распространения других видов. Обстановка осадконакопления, представленная в Грин Пойнт, — домашняя для зубчатых конодонтов, а именно, для видов родов *Cordylodus* и *Iapetognathus*, — диагностичных в пограничном интервале. Поэтому Г. Багноли и С. Стоудж (см. выше) обращают внимание на то, что эти виды (в частности, *Iapetognathus n. sp. 1*) могут появляться в глубоководной обстановке раньше, чем на мелководье. Но если мы собираемся провести границу на уровне появления вида, который, очевидно, развивался в глубоководной обстановке, то в этом случае (для выбора стратотипа границы) предпочтителен глубоководный разрез ([Nowlan, 1997] Circular November).

С краткими замечаниями по поводу возможного переотложения ископаемых в Грин Пойнт выступил председатель МРГ Р. Купер ([Cooper, 1997] Circular November). Он отметил, что действительно существует утверждение о том, что некоторые мелководные виды конодонтов переотложены в разрезе Грин Пойнт ([Miller, 1997] Circular November). Но, поскольку существуют также данные о том, что некоторые виды конодонтов в глубоководном разрезе Грин Пойнт имеют стратиграфическое распространение, несколько отличное от такового в мелководных разрезах, доказать переотложение трудно. Прежде всего необходимо установить интервалы стратиграфического распространения этих предположительно переотложенных таксонов в других глубоководных разрезах для того, чтобы исключить влияние обстановки осадконакопления на стратиграфическое распространение таксонов. Если же мелководные формы в конце концов действительно окажутся значительно переотложенными, то верхний предел их стратиграфического распро-

странения станет ненадежным в отличие от нижнего, который не может быть перенесен в более древние слои и, следовательно, может использоваться для корреляции ([Cooper, 1997] Circular November).

Итак, мы рассмотрели заключительный период работы МРГ, закончившийся выбором глобального стратотипа и уровня границы систем (GSSP), а именно, выбором разреза Грин Пойнт и уровня первого появления *Iapetognathus* n. sp. 1 = *Iapetognathus fluctivagus* Nicoll et al., 1999 (слой 23) [Cooper, Nowlan, 1999].

“Понятно, что в сложившейся ситуации члены МРГ вынуждены были пойти на компромисс и допустить определенные погрешности при выборе разреза и уровня, понимая, что полностью идеального кандидата не существует. Все мы болезненно сознаем недостатки как уровня *Iapetognathus* n. sp. 1, так и разреза Грин Пойнт, но при этом понимаем, что конкурирующие кандидаты были отклонены из-за того, что их недостатки оказались еще больше. Срок в 23 года работы МРГ — определенно достаточный для принятия окончательного решения. Кроме того, нам всегда следует помнить, что наше решение, как и все в науке, непостоянно. И, если наш выбор GSSP окажется слишком проблематичным и появится лучший альтернативный вариант, возможность изменить принятое решение будет реализована в десятилетний срок, согласно кодексу Международной Комиссии по стратиграфии”, — отметил в заключительной речи председатель МРГ Р. Купер ([Cooper, 1997] Circular November).

Между тем понятно, что быстрое и во многом вынужденное одобрение голосующими членами МРГ предложенного компромиссного решения означает, что по сути МРГ зашла в тупик, не только не решив проблем, связанных с границей систем, но лишь усугубив их своим решением.

Принятие голосующими членами МРГ столь противоречивого решения еще не означает его одобрения Международной Комиссией по стратиграфии. Не исключено, что недостатки, относящиеся как к уровню границы, так и к последним кандидатам (Даянча, Лаусон Кав, Грин Пойнт), рано или поздно заставят МРГ возобновить свою работу, найти новое решение или вернуться (теперь уже в третий раз) к не так давно забытому старому — уровню в основании зоны *Cordylodus proavus* и разрезу Батырбай.

Действительно, Батырбай — это тот разрез, к которому возвращаются, поскольку на его основе можно решать самые сложные и разнообразные проблемы кембро-ордовика, придающие этому разрезу огромный потенциал.

РАЗРЕЗЫ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (КАЗАХСТАН)

Отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика прослежены во многих структурно-фациальных зонах Казахстана [Никитин, 1972; Никитин и др., 1990]. На западе и юго-западе Казахстана пограничные отложения известны в пределах Ишим-Каратауской структурно-фациальной подзоны (рис. 5) и представлены темными тонкослоистыми мелкозернистыми известняками (кембрий) и переслаиванием аргиллитов с тонкозернистыми известняками (ордовик) с фауной трилобитов, граптолитов, беззамковых брахиопод [Никитин, 1972; Никитин и др., 1978; Ергалиев, 1983 а]. Изучение конодонтов в пределах этой структурно-фациальной подзоны начато в разрезах Байконурского синклиория [Дубинина и др., 1996 а].

В Степняк-Бетпақдалинской структурно-фациальной зоне пограничные отложения представлены песчаниками без фауны (условно кембрий), алевролитами с фауной трилобитов и граптолитов раннего тремадока и известняками с трилобитами и брахиоподами позднего тремадока (хр. Кендыктас) [Келлер, Рукавишников, 1961].

На северо-востоке Ерементау-Чуилийской зоны в междуречье рек Оленты—Шидерты известны карбонатно-терригенные отложения с фауной трилобитов и конодонтов позднего кембрия [Ившин, Покровская, 1968; Цай, 1983] и туфогенные отложения с трилобитами и брахиоподами позднего тремадока [Никитин, 1972]. Находки фауны приурочены здесь к отдельным местонахождениям. Последовательность (неполная) конодонтовых комплексов позднего кембрия—раннего ордовика установлена в пределах Ерементау-Чуилийской зоны только в кремнистых разрезах гор Ерементау [Двойченко, Абаимова, 1987].

В Юго-Западном Прибалхашье (Бурунтауский антиклинорий) отложения верхов верхнего кембрия—нижнего ордовика, представленные кремнями бурубайтальской свиты, охарактеризованы непрерывной последовательностью конодонтов [Корень и др., 1993; Попов, Tolmacheva, 1995; Толмачева, 1996] (см. главу IV).

Наиболее перспективными для разработки детальной стратиграфии кембрия—ордовика на основе изучения трилобитов и конодонтов оказались карбонатные отложения Таласской (Южный Казахстан) и карбонатно-кремнистые отложения Агадырь-Джунгарской (Центральный Казахстан) структурно-фациальной подзон (см. рис. 5).

Впервые непрерывная последовательность конодонтовых комплексов верхнего кембрия—нижнего ордовика была установлена автором в опорном разрезе Батырбай Малого Каратау (Южный Казахстан) и в трех надстраивающих и дополняющих друг друга разрезах Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан).

РАЗРЕЗ БАТЫРБАЙ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Разрез расположен в северной части хр. Малый Каратау. Изученная 800-метровая часть разреза охватывает в непрерывной последовательности отложения от верхов верхнего кембрия до среднего аренига включительно и представляет собой часть шабактинской свиты тамдинской серии. Возраст серии, ранее считавшийся ордовикским [Вебер, 1932, 1948], сейчас определяется как раннекембрийский-лланвирнский [Лисогор, 1966, 1975, 1977; Ергалиев, Покровская, 1977]. Карбонатные от-

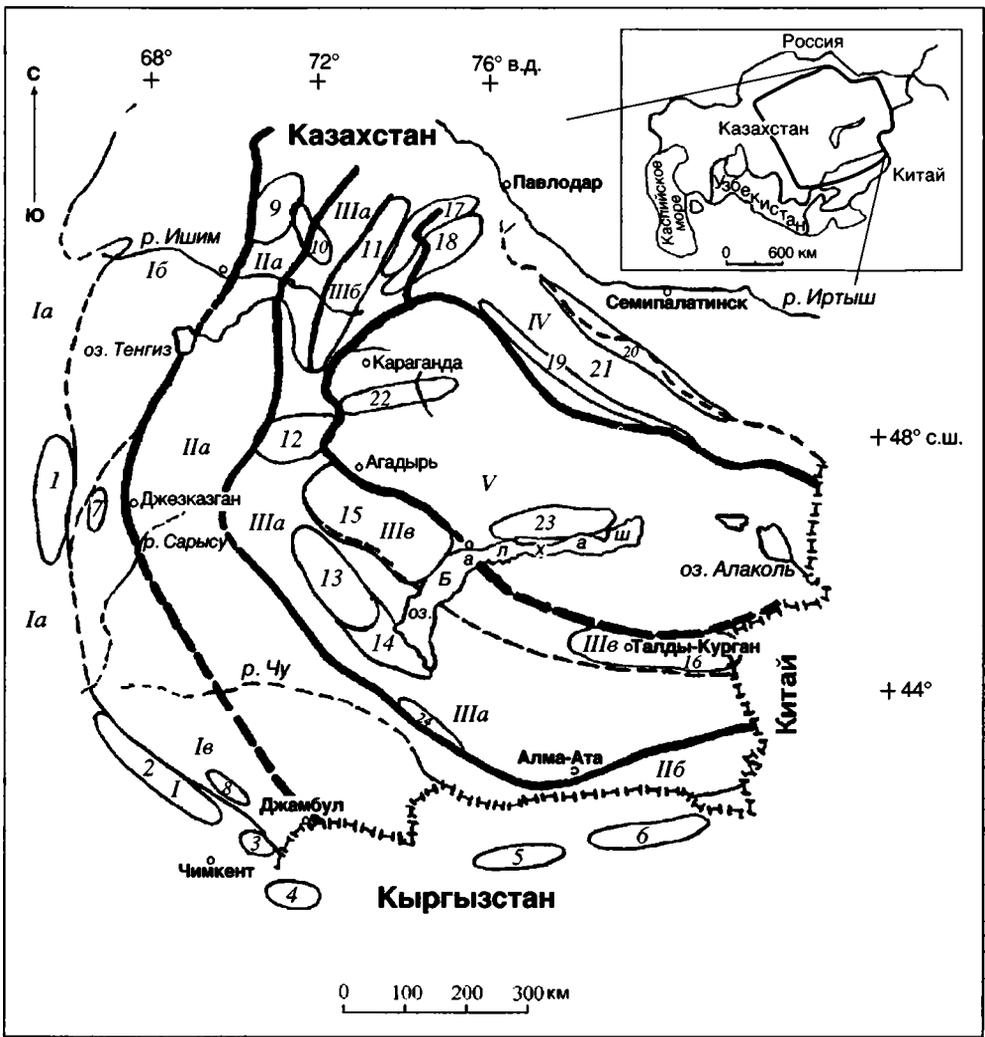


Рис. 5. Схема структурно-фациального районирования ордовикских отложений Казахстана и Тянь-Шаня ([Никитин, 1972; Никитин и др., 1990] с дополнениями)

Границы структурно-фациальных зон (*a*) и подзон (*б, в*): *Ia* — Ишим-Каратауская подзона, *Iб* — Калмыккульская подзона, *Iв* — Таласская подзона; *IIa* — Степняк-Бетпакалинская зона; *IIб* — Северо-Тяньшаньская зона; *IIIa—IIIв* — Еремантау-Чуилийская зона; *IIIa* — Селеты-Чуилийская подзона, *IIIб* — Олентинская подзона, *IIIв* — Агадырь-Джунгарская подзона; *IV* — Чингиз-Тарбагатайская зона; *V* — Джунгаро-Балхашская зона.

Основные тектонические структуры, включающие ордовикские и кембро-ордовикские образования с конодонтовой фауной (1–24): 1 — Байконурский синклиниорий; 2 — Большой Каратау; 3 — горы Джебаглы; 4 — Сандалашский хребет Срединного Тянь-Шаня; 5 — хребет Джетымтау Срединного Тянь-Шаня; 6 — хребет Сарыджаз Срединного Тянь-Шаня; 7 — Улутауский антиклинорий; 8 — Малый Каратау (разрез Кыршабакты, опорный разрез Батырбай); 9 — Степнякский синклиниорий; 10 — Ишкеольмесский антиклинорий; 11 — Еремантау-Ниязский антиклинорий; 12 — Атасуйский антиклинорий; 13 — Северная Бетпак-Дала; 14 — Бурунтауский антиклинорий (разрез Бурубайтал); 15 — Актау-Моинтинский антиклинорий (разрез Сарыкум); 16 — Текелийский антиклинорий; 17 — Бошекулский антиклинорий и Кендыктинский синклиниорий; 18 — Майкаин-Кызылтасский антиклинорий; 19 — Юго-Западное Предчингизье; 20 — Северо-Восточное Предчингизье; 21 — Чингизский антиклинорий; 22 — Тектурмаский антиклинорий; 23 — Северо-Балхашский антиклинорий; 24 — Юго-Восточная Бетпак-Дала

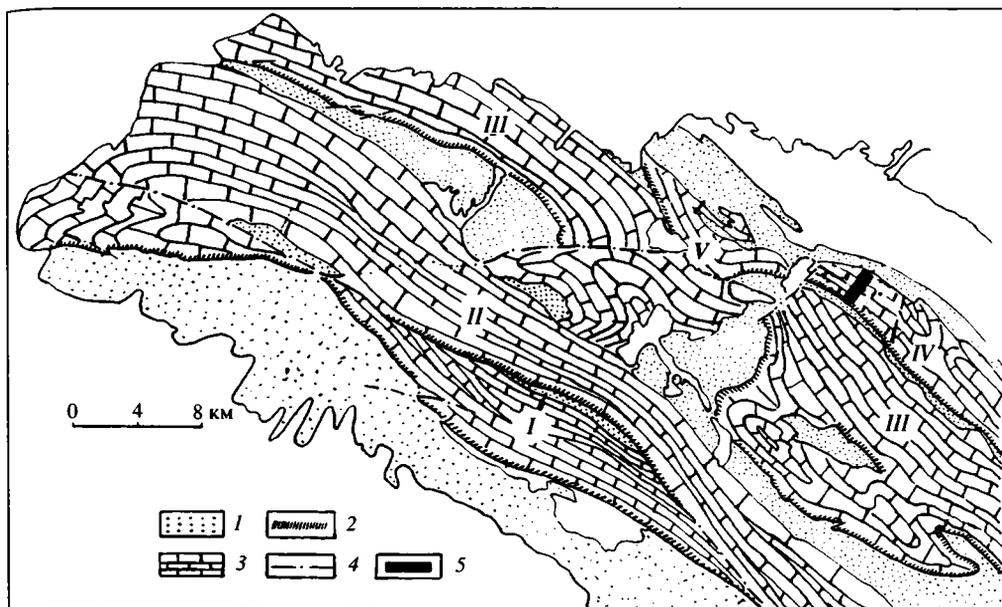


Рис. 6. Геологическая схема хр. Малого Каратау (составлена В.Г. Жемчужниковым с использованием материалов С.Г. Анкиновича [1961], Э.А. Еганова, Ю.К. Советова [1979], Е.И. Паталахи [1986])

I—V — блоки: I — Джанатасский, II — Большекарыйский, III — Малокарыйский, IV — Аксайский, V — Ушбулакский

1 — терригенные отложения R—V; 2 — фосфориты чулактауской свиты E_1 ; 3 — карбонатные отложения шабактинской свиты E_2-O_2 ; 4 — разломы; 5 — опорный разрез Батырбай

ложения шабактинской свиты (средний кембрий—средний ордовик) образуют в Малом Каратау структуру пяти моноклинальных тектонических блоков (рис. 6) [Анкинович, 1961; Еганов, Советов, 1979; Паталаха, 1986]. Разрезы Аксайского блока наиболее благоприятны для биостратиграфических исследований. В их числе разрез по р. Кыршабакты, предложенный Г.Х. Ергалиевым [1979, 1980; Спизарский и др., 1983; Ергалиев, Спизарский, 1985] в качестве опорного для ярусного и зонального расчленения верхнего кембрия по трилобитам, и разрез Батырбай — возможный стратотип границы кембрия и ордовика.

Батырбайский разрез впервые упомянут в работе К.А. Лисогор [1977], а впоследствии детально рассмотрен в ряде публикаций [Apollonov et al., 1981; Chugaeva, Apollonov, 1982; Дубинина, 1982; Аполлонов, Чугаева, 1982, 1983 а, б; Аполлонов и др., 1984, 1985; Жемчужников, 1986, 1987; Аполлонов, Жемчужников, 1988; Apollonov et al., 1988; Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992]

Разрез непрерывен, хорошо обнажен, сложен крутопадающими пластами карбонатных пород, слабонарушенных разломами, содержит разнообразную фауну конодонтов и трилобитов, а в отдельных интервалах — беззамковых и замковых брахиопод, редких хитинозоев и дендроидных граптолитов. Разрез представлен разнообразными породами известково-доломитового ряда при явном преобладании известняков. Наиболее распространены обломочные карбонаты, включающие все гранулометрические классы от глыбовых брекчий до афанитовых известняков [Жемчужников, 1986]. Карбонатные брекчии слагают линзы и пласты, резко выделяющиеся в рельефе среди слоистых пород в виде массивных гряд. В нижних 350 м разреза они образуют около 30 линз и пластов общей мощностью 90 м.

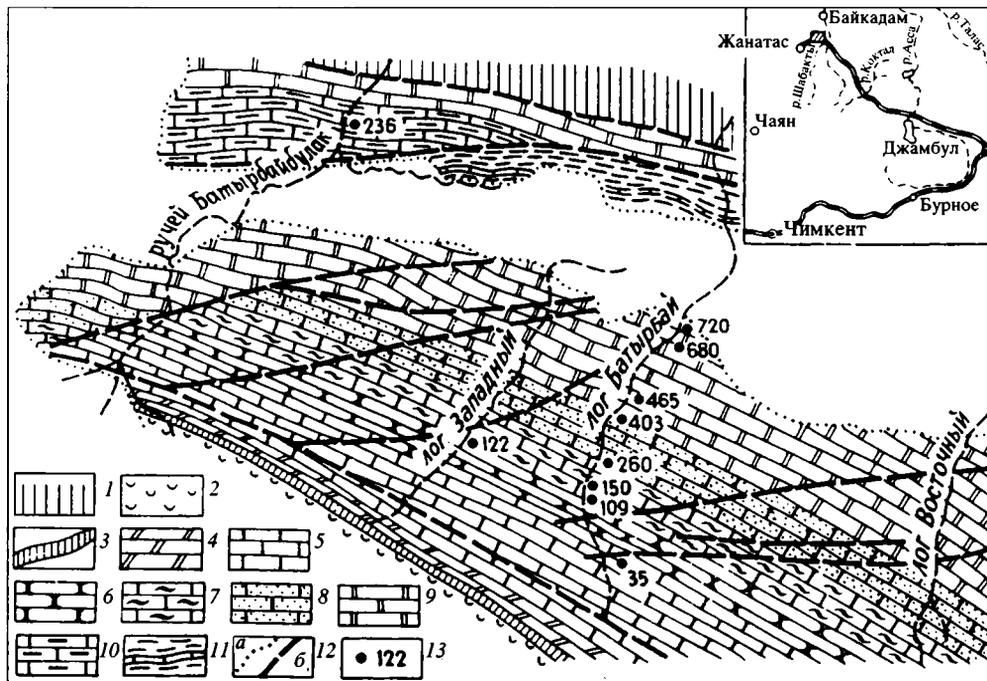


Рис. 7. Геологическая схема района лога Батырбай (составлена М.К. Аполлоновым и В.Г. Жемчужниковым [Аполлонов и др., 1992])

1 — нерасчлененные отложения кембрия и докембрия; 2 — малокаройская свита докембрия; 3 — чулактауская свита нижнего кембрия; 4—10 — шабактинская свита: 4 — массивные доломиты, 5 — темные тонко- и среднеплитчатые известняки с горизонтальной слоистостью (в верху обособляется толща I с мощными плоскообломочными брекчиями), 6 — толща II (тонко- и среднеплитчатые волнисто-, либо комковато-слоистые известняки с мощными пластами грубообломочных брекчий), 7 — толщи нерасчлененные III и IV (тонко- и среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки с редкими маломощными прослоями брекчий в нижней части и среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки с прослоями доломитов, доларенитов и брекчий — в верхней части), 8 — толща V (среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки, чередующиеся с крупно- и грубоплитчатыми калькаренитами и кристаллически-зернистыми доломитами и доларенитами), 9 — толща VI (светлые массивные известняки с прослоями доломитов), 10 — темные тонко- и среднеплитчатые известняки верхнего кембрия и нижнего ордовика; 11 — жырыкаузская свита среднего ордовика; 12 a — граница четвертичных отложений; 12 б — тектонические разрывы; 13 — некоторые местонахождения фауны с указанием интервала разреза (в м). На врезке — местоположение района

Карбонатные породы, включающие брекчии, очень разнообразны. Сопоставление состава слоистых карбонатных пород и обломочного материала в брекчиях свидетельствует об их близости [Жемчужников, 1986] и позволяет предполагать внутрибассейновый источник обломочного материала, а также практическую одновременность процессов накопления, дезинтеграции и переотложения осадков. Совокупность разнообразных структурно-текстурных признаков и, в меньшей степени, особенности состава пород позволили выделить в разрезе шесть толщ [Аполлонов и др., 1985; Жемчужников, 1986; Аполлонов, Жемчужников, 1988] (рис. 7—9).

Литологическая характеристика разреза приводится по данным М.К. Аполлонова и В.Г. Жемчужникова [1988]; интерпретация обстановок осадконакопления — по данным В.Г. Жемчужникова [1986, 1987], М.К. Аполлонова [Аполлонов и др., 1985] и Х. Кука [Cook et al., 1989b]; характеристика трилобитовых комплексов — по данным М.К. Аполлонова и М.Н. Чугаевой [Чугаева и др., 1989]. При описании разреза используется гранулометрическая шкала [Гринсмит, 1981], включающая сле-

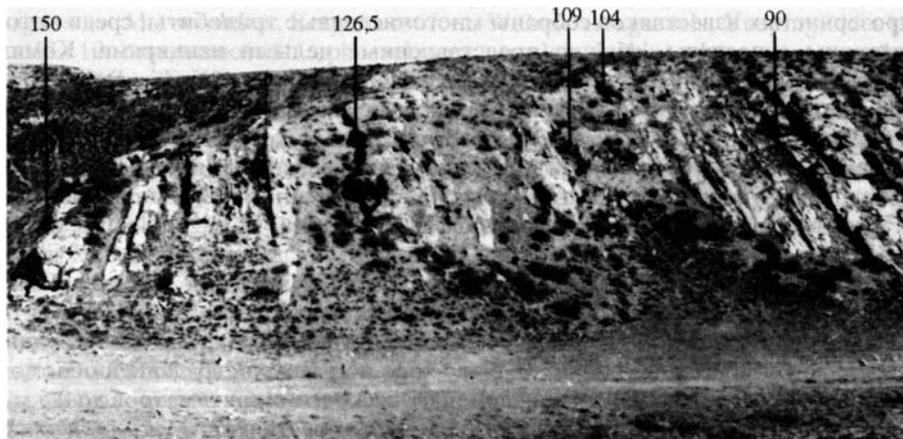


Рис. 8. Общий вид разреза пограничных отложений кембрия и ордовика по логу Батырбай, Южный Казахстан (пограничный интервал разреза)

Цифрами обозначена разметка пограничного интервала разреза (в м)

дующие типы пород: кальцирудит (размер обломков от 2 до 4 мм), калькаренит (от 0,06 до 2 мм), кальцисилтит (0,004—0,06 мм), кальцилютит (0,001—0,004 мм). Размерность обломков долорудита и доларенита аналогична таковой кальцирудита и калькаренита.

Толица 1 (от - 60 до +6,5 м). (Пачки 1—5.) Темные мелко- и тонкозернистые, тонко- и среднеплитчатые известняки с горизонтальной и волнистой слоистостью. Верхняя часть сложена мощными пластами и линзами плоскообломочных брекчий с прослоями известняков с градационной слоистостью.

Пачка 1 (от - 60 до - 45 м). Темно-серые тонко- и среднеплитчатые волнисто-слоистые и горизонтально-слоистые пеллоидные известняки, кальцисилтиты и мелкозернистые калькарениты с экзо- и эндокластовыми обломками. Они незакономерно переслаиваются со средне- и крупноплитчатыми среднезернистыми калькаренитами с прямой и инверсной градационной текстурой (мощностью до 20 см) и с пластами и линзами грубоплитчатых брекчий (мощностью 0,5—2 м). Градация обломочного материала отчетлива. В составе обломков — слои и зерна оолитовых известняков и кальцилютитов. В низах пачки пласты и линзы калькаренитов и брекчий встречаются через 0,5—1 м, а в верхах — примерно через 3 м. На отметке -55 м встречаются остатки многочисленных трилобитов и редких беззамковых брахиопод.

Пачка 2 (от - 45 до - 40 м). В низах пачки обособляется пласт плоскообломочной брекчий с хорошо развитой градацией обломочного материала с каналовой формой ложа. Состав обломков поликластовый, с фрагментами слоев калькаренитов и кальцилютитов. Верхняя часть сложена светло-серыми зернистыми калькаренитами с отчетливой градационной слоистостью (слои по 1—3 см). Две линзы брекчий, в обломках которых присутствуют водорослевые и пеллоидные известняки, а также зерна оолитов.

Пачка 3 (от - 40 до -31,5 м). Темно-серые тонко- и среднеплитчатые (2—3—5 см), средне- и тонкозернистые калькарениты, кальцисилтиты, кальцилютиты с градационной слоистостью. Плитки известняков обычно разделены тонкими (до 2 см) прослоями листоватых глинисто-известковых пород. Внутри пачки через неравные интервалы залегают линзы и пласты градационно дифференцированных кальцируди-

тов и брекчий (по 0,5—1 м). В верхах пачки на отметках –35 и –33 м из темно-серых микрозернистых известняков собраны многочисленные трилобиты, среди которых характерны агностиды, обычно представленные целыми панцирями. Комплекс включает: *Lotagnostus* (P.) *scrobicularis*, *Pseudagnostus* (P.) *angustirahis*, P. (S.) *rugosus*, *Rhaptagnostus* (T.) *trisulcus*, *Ketyna ketyensis karatauensis*, *Plicatolina partita*, *Hedinaspis* (A.) *sulcata*, *Macropyge* (P.) *foveata*, *Norinia batyrbaense*, *Charchagia levis* и др. На –35 м встречены (см. рис. 9, вкл.) протоконодонты *Phakelodus tenuis* и разнообразие паракондонты: *Westergaardodina tricuspидata*, *Furnishina furnishi*, *Muellerodus pomeranensis*, *Proacodus obliquus*, *Prooneotodus rotundatus*, P. *gallatini*, “*Prosagittodontus*” *dahlmani*, P. *aff. eureka*, “*Proacontiodus*” *milleri*, “P.” *aff. milleri*, “P.” *memorabilis*, “P.” *jilimensis*, “P.” *secundacostatus*, “P.” *latus*, “P.” *deplanatus*, *Viirodus impressus*, “V.” *complanatus* и др. На этих же уровнях обнаружены беззамковые брахиоподы.

Пачка 4 (от –31,5 до –7,5 м) сложена карбонатными брекчиями, образующими восемь пластов мощностью от 0,5 до 5 м с хорошо развитой градацией обломочного материала. В брекчиях обломки длиной от нескольких сантиметров до 0,5 м сложены фрагментами слоев темных зернистых известняков. Матрикс глинисто-карбонатный и кальцитовый. В его составе встречаются обломки водорослевых известняков, калькаренитов, оолитовых известняков. В нижней половине пачки обособляется трехметровый пакет среднеплитчатых калькаренитов с градационной слоистостью. На отметке –20 м встречены *Lotagnostus* (P.) *scrobicularis*, *Rhaptagnostus* (T.) *trisulcus*, *Norinia batyrbaense*, а также *Neagnostus* spp., *Ketyna ketyensis ketyensis*, *Macropyge* (P.) *transita*, *Proceratopyge ablata* и др.

Пачка 5 (от –7,5 до +6,5 м) сложена чередующимися пакетами слоистых известняков и пластами брекчий с хорошо развитой градацией обломочного материала. Слоистые разности известняков представлены средне- и мелкозернистыми калькаренитами с градационной текстурой. Верхний пласт брекчий (2,5—6,5 м) характеризуется разнообразной формой обломков и компактным сложением. На уровнях –4,5 и 0 м — трилобитовые ракушняки, состоящие из переотложенного детрита панцирей мелководных трилобитов: *Ketyna ketyensis ketyensis*, *Hospes* spp., *Koldinioidia* sp. (отм. –4,5 м), *Rhaptagnostus* (T.) *trisulcus*, *Ketyna ketyensis karatauensis*, K. *ketyensis ketyensis*, *Macropyge* (P.) *transita*, *Rhaptagnostus* (R.) *anhuiensis*, *Geragnostus* (M.) *acrolebes* и др. (отм. 0 и 0,7 м). Конодонты на 0 и 2,5 м представлены протоконодонтами *Phakelodus tenuis*, *Hertzina elongata* и паракондонтами: *Westergaardodina tricuspидata*, W. cf. *kleva*, W. *bicuspidata*, W. *amplicava*, W. *fossa*, *Prooneotodus rotundatus*, “P.” *mitriiformis*, “*Barnesodus*” *planus*, “*Proacontiodus*” *multicostatus*, “P.” *sagittalis*, “P.” *concauus*, “P.” *latus entis* и др.

Толща II (от 6,5 до 102 м). (Пачки 6—11.) Темно-серые мелко- и тонкозернистые тонко- и среднеплитчатые волнисто-слоистые и комковато-слоистые известняки с пластами грубообломочных брекчий. В середине толщи обособляется мощный (до 7 м) переотложенный биогерм.

Пачка 6 (от 6,5 до 30,5 м) сложена преимущественно средне- и тонкоплитчатыми волнисто-слоистыми известняками с тремя пластами брекчий. В интервале 6,5—10,8 м известняки представлены интенсивно биотурбированными кальцилититами с линзочками пеллоидных разностей. Отмечены полости, заполненные кальцитом, возможно, являющиеся норками зарывания. Интервал 10,8—14,0 м сложен плоскообломочной брекчий с градационным распределением обломочного материала. Обломки разнообразны по составу, матрикс состоит из поликластового калькаренита. Выше (интервал 14,0—23,5 м) — мелко- и среднезернистые калькарениты с многочисленными обломками водорослей. На интервале 23,5—25,0 м — среднезернистые экзокластовые калькарениты с мелкомасштабной асимметричной рябью. Верх пачки (25,0—30,5 м) сложены брекчиями с неокатанными изометричными обломками калькаренитов и водорослевых известняков. Трилобиты собраны преимущественно в виде детрита на отметках 8; 10; 18; 23; 24,5 м. Комплекс с уровня 8 м

включает *Macropyge* (P.) *transita*, *Hospes* sp., *Rhaptagnostus* (R.) *anhuiensis*, *Geragnostus* (M.) *acrolebes*, *Ketyna costifera*, *Wuhuia aktugaensis*, *Yuepingioides parallelus*. На 10 м появляются: *Lophosaukia rectangularata*, *Ivshinaspis* sp., *Loganopeltoidea* sp. На уровнях 18, 23 и 24,5 м обнаружены *Prochuangia shabaktensis*, *Rhaptagnostus levis*, *Ketyna venusta*, *Wuhuia angustus*, *Geragnostus* (M.) *angularis*, *Acrocephalina armata*, *Kitatella granulata*. Конодонтовый комплекс с уровней 8, 18 и 24 м включает, кроме многочисленных прото- и параконодентов, первые эуконоднты *Hirsutodontus ani*, *H. transmutatus*, *Proconodontus tenuiserratus* (встречен только на отметке 8 м), *Teridontus nakamurai*.

Пачка 7 (от 30,5 до 42,5 м). В низах (30,5—32,5 м) — темно-серые среднеплитчатые эндокластовые калькарениты со слабонаклонной рябью; выше — среднеплитчатые волнисто-слоистые известняки, хорошо сортированные кальцисилтиты и мелко- и среднезернистые пеллоидные известняки. Немногочисленные сильно перемытые остатки трилобитов обнаружены на отметках 33; 42 и 42,5 м. К ним относятся: *Ketyna venusta*, *Araioleura* spp., *Charchaia norini*, *Diceratopyge* sp., *Lophosaukia* sp. Коноднты известны с 33; 41; 42 м. Это многочисленные прото-, параконоднты и единичные эуконоднты *Hirsutodontus ani*.

Пачка 8 (от 42,5 до 60 м) сложена массивными брекчиями с плохоокатанными изометричными обломками со слабовыраженной градацией. В составе обломков преобладают эпифитоновые водорослевые известняки, а в матриксе — зерна калькаренита, мелкие обломки водорослевых биогермов и водорослей. На интервале 45—46 м — пакет волнисто-слоистых известняков. Выше (49,5—51,5 м) выделяется пакет волнисто-слоистых известняков и калькаренитов. От 56 до 60 м пачка сложена светло-серыми массивными эпифитовыми известняками.

Пачка 9 (от 60 до 77,3 м) сложена темно-серыми волнисто-слоистыми известняками с тремя линзами брекчий. В низах (до отметки 65 м) известняки представлены тонкоплитчатыми мелкозернистыми полимиктовыми калькаренитами. Интервал 65—71 м образован среднезернистыми калькаренитами, кальцисилтитами с линзовидными прослоями мелкозернистых калькаренитов с отдельными зернами оолитов. Верхняя часть пачки (73,3—77,3 м) сложена умеренно сортированными оолитовыми известняками и кальцисилтитами с часто встречающимися обломками панцирей трилобитов. Остатки трилобитов встречены на отметках 64; 68,5; 71; 73,7; 75 и 76 м. На 64 м появляются *Karataspis peculiaris*, *K. latifrons*, *Lophosaukia vermicosa*, *Platypeltoidea marginulata*. Для семидесятых метров характерны *Rhaptagnostus* (R.) *rotundus*, *Hospes notabilis*, *Saukiella punctulata*, *Mendosina kazakhstanica*, *Harpidoidea* sp. Коноднты встречены на отметках 64; 70; 71,5; 75 м. Комплекс включает эуконоднты *Proconodontus muelleri*, *P. serratus*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*. К разнообразной паракондонтовой ассоциации добавляются: *Prooneotodus terashimai kazakhstanica*, “*Prosagittodontus*” aff. *dundenbergiae*, “*Proacontiodus*” *pteroideus*, *Viiodus impressus tortus*, “*V.*” *insuctus*, “*V.*” sp., “*Barnesodus*” *rostratus*, *Mamillodus ruminatus*.

Пачка 10 (от 77,3 до 88,9 м) сложена пластинами и линзами грубообломочных брекчий с зернистым доломитовым матриксом, разделенными маломощными пакетами волнисто-слоистых известняков и калькаренитов. Обломки в разной степени окатаны и состоят из калькаренитов и водорослевых, реже оолитовых известняков. Дифференциация обломочного материала выражена слабо. Пачка завершается пластом крупнозернистых плохо сортированных полимиктовых калькаренитов мощностью до 0,5 м. На отметке 80 м обнаружен конодонтовый комплекс, аналогичный предыдущему. Интерес представляют новые эуконодонтовые элементы “*Eoconodontus*” *notchpeakensis serratus*.

Пачка 11 (от 89 до 102 м) сложена темно-серыми волнисто-слоистыми и комковатыми средне- и тонкоплитчатыми (1—5 см) кальцисилтитами, мелкозернистыми калькаренитами, тонкообломочными водорослевыми биодетритами. Среди них обособляются четыре маломощных (15—20 см) прослоя грубоплитчатых поликла-

стовых калькаренитов с градационной текстурой. В низах пачки пласт брекчий мощностью 1,3 м. На отметках 89; 98; 99 и 102 м встречены остатки трилобитов, как правило, сильно перемытых. На 89 м появляются *Saukiella asperella*, *Paleoceratopyge branchicentra*, на 98, 99 м — *Homagnostus* sp., *Leiagnostus bexelli*, на 102 м — *Saukiella elegans*, *Haniwa mucronata*, *Lotagnostus* (P.) *hedini*, *Machairagnostus orbiculus*, *Niobella homphrai kazakhstanense*. Конодонты встречены на отметках 93; 94,5; 98; 102 м. На девятых метрах появляются многочисленные эуконодонты *Eoconodontus alisonae*, на 102 м — редкие *Cambroostodus minutus* и *Cordylodus primitivus*. В комплексе сохраняются *Eoconodontus notchpeakensis*, *Proconodontus muelleri*, *Teridontus nakamurai* и многочисленные прото- и параконодонты. Из новых видов параконодонтов отмечены “*Barnesodus*” *gibber*, “*B.*” sp., “*Viirodus*” *inevolutus*, “*Furnishina*” sp. 2. На отметках 98 и 99 м встречены многочисленные замковые брахиоподы.

Толица III (от 102 до 150 м). (Пачки 12—15.) Темные и относительно светлые мелко- и тонкозернистые известняки, преимущественно волнисто-слоистые с редкими маломощными (1,0—2,5 м) прослоями глыбовых брекчий и пластинами калькаренитов. В низах (103,8—107 м) наблюдается пакет темных тонкоплитчатых известняков с градационной слоистостью.

Пачка 12 (от 102 до 107 м). В основании пачки (102—103,4 м) залегает пласт массивной брекчий с зернистым карбонатным матриксом. Состав обломков разнообразный. Крупные обломки сложены главным образом мелкозернистыми кальцисиллитами. Мелкий обломочный материал, образующий матрикс, представлен хорошо окатанными несортированными обломками калькаренитов и эпифитоновых известняков. В интервале 103,4—103,8 м обособляются светло-серые тонкослоистые кальцилютиты без фауны, а выше прослеживаются темно-серые тонко- и среднеплитчатые мелкозернистые микроградационные калькарениты и кальцисиллиты с буровато-красными мергелистыми прослоями. Встречаются тончайшие (менее 1 см) линзы с детритом из обломков трилобитовых панцирей. На уровнях 104, 105 и 106 м встречены редкие, но чрезвычайно хорошей сохранности панцири трилобитов. Наиболее характерны *Lotagnostus* (P.) *hedini*, *Machairagnostus orbiculus*, *Niobella homphrai kazakhstanense*, *Macropyge* (M.) *chermiforme*, *Platypeltoides wimani*, *Diceratopyge clara*, *D. longa*, *Shumardia lepida*, *Harpidoides explicatus*. Комплекс с отметок 103,9 и 104 м включает прото-, параконодонты и эуконодонты *Teridontus nakamurai*, *Cordylodus primitivus*, *Eoconodontus alisonae*. На отметках 105,0 и 105,5 м — аналогичный комплекс, но без *E. alisonae*. Встречены также беззамковые брахиоподы и граптолиты (104 м).

Пачка 13 (от 107 до 113,8 м). В низах (от 107 до 108,3 м) залегают темно-серые среднеплитчатые кальцисиллиты с линзовидными прослоями тонкозернистых калькаренитов, серые пеллоидные известняки и тонкозернистые калькарениты с мелкой рябью. Наблюдаются фенестральные текстуры (отметка 107 м). Выше залегает маломощный пласт брекчий, сменяемый пакетом кальцисиллитов с линзовидными прослоями мелких экзокластовых калькаренитов. Верхняя половина пачки сложена пакетом крупнозернистых калькаренитов и пластов брекчий с обломками водорослевых известняков. На отметках 109 и 110 м встречены трилобиты *Euloma* (E.) *limitaris*, *Taoyuania* (=B.) *inceptoris*, *Neoagnostus longicollis*, а также известные из отложений предыдущей пачки *Macropyge* (M.) *chermiforme*, *Platypeltoides wimani*, *Diceratopyge clara*. Конодонтовый комплекс 109 м, кроме новых видов эуконодонтов — *Cordylodus proavus*, Gen. et sp. indet. 1, — включает также характерные для отложений предыдущих пачек *Cordylodus primitivus*, *Eoconodontus notchpeakensis*, протоконодонты *Phakelodus tenuis* и многие параконодонты (см. рис. 9, вкл.).

Пачка 14 (от 114 до 126,5 м). Большая ее часть (до уровня 123,5 м) сложена темно-серыми тонкоплитчатыми волнисто-слоистыми известняками. В основном это кальцисиллиты с линзовидными прослоями мелкозернистых калькаренитов, мелкозернистые эндокластовые калькарениты с обломками толстых панцирей трилобитов; в верхах — редкие прослои оолитовых и водорослевых известняков. Верхняя

часть пачки сложена грубослоистыми калькаренидами и брекчиями с многочисленными обломками эпифитоновых известняков. В пласте брекчий залегает глыба эпифитонного биогерма размером 3 × 3 × 5 м. Линза брекчий ложится на эродированную поверхность калькаренидов. Остатки трилобитов встречены на нескольких уровнях: 114; 115; 117; 122,5 м. Из новых видов отмечены *Ophion nobilis*, *Hospes trivialis*, *Koldinioidia crassiscula*, *Glaphurus* spp. На отметках 117, 118 м обнаружены конодонты: *Cordylodus proavus*, “*Viirodus*” *complanatus*, “*Proacontiodus*” *milleri*, “*P.*” *aff. milleri*, *Prooneotodus gallatini*, *P. rotundatus*, *Phakelodus tenuis*.

Пачка 15 (от 126,5 до 150 м) сложена разнообразными известняками. На неровную поверхность брекчий предыдущей пачки ложатся грубоплитчатые темно-серые известняки мощностью 10—15 см, состоящие из тонкозернистых разностей с большим количеством остатков трилобитов (преимущественно азафид), с фенестральными кальцилютитамиды. В интервале 126,6—129,5 м их сменяют характерные светло-серые среднеплитчатые мелкозернистые калькарениды со слабо заметной мелко масштабной асимметричной рябью, с многочисленными трилобитами хорошей сохранности. Выше, в интервале 129,5—144,5 м, залегают волнисто-слоистые, местами комковатые, темно-серые тонко- и среднеплитчатые кальцисилтиты, а также мелкозернистые калькарениды, образующие отдельные слойки и линзовидные прослои. Встречены два прослоя эндокластовых брекчий мощностью чуть более 1 м. В верхах пачки (144,5—145,5 м) залегают серые крупноплитчатые кальцирудиты, которые сменяются массивными поликластовыми брекчиями с каркасным и плавающим типом компановки, с многочисленными обломками светлых водорослевых известняков (145,5—147 м). Венчает пачку эпифитоновый известняк (147—149 м) (глыба переотложенного биогерма), перекрытый пластом брекчий (149—150 м). Трилобиты встречены на уровнях: 126,5; 131; 134; 136; 139—144 м. Комплекс включает несколько новых видов — *Anacheirus* spp., *Selenoharpes* sp., *Lotosoides* sp. и известных ранее — *Macropyge* (M.) *chermiforme*, *Platypeltoides wimani*, *Harpidoides explicatus*, *Euloma* (E.) *limitaris*, *Taoyuania* (=B.) *inceptoris*.

Конодонтовый комплекс 129,5 и 137 м составлен эуконодонтами *Cordylodus proavus*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*, параконодонтами *Viirodus impressus*, “*Proacontiodus*” *jilinensis*, “*P.*” *aff. milleri*, *Prooneotodus rotundatus*, *P. gallatini* и протоконодонтами *Phakelodus tenuis*.

Толща IV (от 150 до 260 м). (Пачки 16—23.) Выделяется по появлению доломитов. Сложена темными волнисто-слоистыми известняками с пластами калькаренидов, доларенидов и брекчий, образующих несколько ритмов мощностью от 8—12 до 20 м.

Пачка 16 (от 150 до 172 м) сложена преимущественно тонко- и среднеплитчатыми волнисто-слоистыми известняками с линзой брекчий на отметках 159—160 м. Венчает ее пакет буровато-желтых доларенидов и долорудитов, переслаивающихся с калькаренидами. Трилобиты собраны на отметке 154 м. Комплекс включает пять видов: *Leiagnostus* sp., *Euloma* (E.) sp., *Macropyge* (M.) sp., *Harpidoides* sp. В конодонтовой ассоциации 152 м появляются *Hirsutodontus simplex* — данные Д. Миллера ([Miller, 1996] Circular May) и “*Cordylodus*” *lenzi* (= элемент *C. intermedius*). В состав комплекса входят также *Cordylodus proavus*, *Eoconodontus notchpeakensis* и некоторые паракондонты.

Пачка 17 (от 172 до 183 м). Нижняя половина сложена тонко- и среднеплитчатыми волнисто-слоистыми известняками с пластом брекчий (0,5 м) в средней части. Далее (177,5—179 м) обособляется пакет массивных грубоплитчатых известняково-доломитовых калькаренидов, выше (179—180 м) — пакет волнисто-слоистых известняков, сменяемых пакетом доларенидов (180—181,5 м). Завершает пачку (181,5—183 м) пласт брекчий. Трилобиты с отметки 179 м немногочисленны: *Euloma* (E.) sp., *Harpidoides* sp. Комплекс конодонтов с уровня 181 м близок таковому 152 м и включает “*Cordylodus*” *lenzi*, *C. proavus*, *C. lindstromi* s. l. — данные

Д. Миллера ([Miller, 1996] Circular May), *Hirsutodontus simplex*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*; параконодонты “*Viiodus*” *insuctus*, “*Proacontiodus*” *jilinenis*, *Prosagittodontus aff. eureka*; протоконодонты *Phakelodus tenuis*.

Пачка 18 (от 183 до 194 м) имеет трехчленное строение. Нижняя часть (183—187 м) сложена тонко- и среднеплитчатыми известняками с ячеистой текстурой, интерпретируемой как следы биотурбации. Выше (187—190 м) — пакет грубоплитчатых доларенитов. Верхняя часть пачки (190—194 м) — массивная грубообломочная брекчия с зернистым доломитовым матриксом. Трилобитовые комплексы с отметки 187 м и предыдущей отметки 179 м сходны.

Пачка 19 (от 194 до 205 м). Низы пачки (194—196,5 м) сложены темными тонко- и среднеплитчатыми волнисто-слоистыми известняками. Их сменяет пакет толстоплитчатых доларенитов (196,5—198 м), за которыми опять следуют волнисто-слоистые известняки (198—199,2 м). Венчает пачку (199,2—205 м) массивный пласт глыбовых эпифитовых брекчий. Обломки состоят преимущественно из эпифитонных известняков. Их размеры достигают нескольких метров в поперечнике. Редкие обломки трилобитов плохой сохранности обнаружены на отметке 199 м. По видовому составу они близки таковым с предшествующих 179 и 187 м. Конодонтовый комплекс 194 м также крайне беден. На 198 м обнаружен *Iapetognathus n. sp. 1* — данные Д. Миллера ([Miller, 1996] Circular May).

Пачка 20 (от 205 до 228 м). Низы (205—210,7 м) представлены тонкоплитчатыми серыми мелкозернистыми водорослевыми биодетритами с волнисто-слоистой, комковатой и ячеистой текстурами. Выше (210,7—220,0 м) — мелкозернистые темно-серые калькарениты и волнисто-слоистые кальцисилтиты. В интервале 220,0—222,7 м залегают массивные грубоплитчатые калькарениты, сменяемые выше пластом массивных брекчий с обломками водорослевых известняков и доларенитовым матриксом (222,7—225,5 м). Выше (225,5—227,5 м) залегают водорослевый (эпифитоновый) биогерм *in situ*, на неровную, по-видимому, размытую поверхность которого ложится пласт лилово-серых косослоистых доларенитов (227,7—228 м). Трилобиты обнаружены на отметках 208, 209, 210, 214 м. С 208 м появляется *Dikelokephalina firma*. Из ранее перечисленных видов здесь встречены *Macrocyge (M.) chermiforme*, *Euloma (E.) limitaris*, *Glaphurus spp.*, *Platypeltoides sp.*, *Harpidoides sp.* Конодонты известны с 205, 214, 221 м. На 205 м отмечен “*Cordylodus*” *prion* (= элемент *C. intermedius*) совместно с *C. proavus* и некоторыми параконодонтами. На 214 м — “*C.*” *lindstromi*; на 221 м — *Iapetognathus preaengensis*, а также *Iapetognathus n. sp.* — данные Д. Миллера ([Miller, 1996] Circular May). Последние найдены в сочетании с “*C.*” *prion*, *Eoconodontus notchpeakensis*, прото- и параконодонтами.

Пачка 21 (от 228 до 239,5 м). Большая часть пачки сложена черными среднеплитчатыми мелко- и микрозернистыми известняками (кальцисилтиты и пеллоидные известняки с волнистой слоистостью), иногда с текстурами ряби. В интервале 233,0—234,7 м — пакет массивных грубоплитчатых калькаренитов. Венчает пачку (238,0—239,5 м) пласт массивных брекчий. Трилобитовый комплекс 235 и 238 м включает *Euloma (E.) sp.*, *Platypeltoides sp.*, *Harpidoides sp.*, *Dikelokephalina firma* и новые элементы — *Harpides spp.* и *Symphysurus spp.* Конодонтовая ассоциация с отметки 238 м составлена эуконодонтами “*Cordylodus*” *lindstromi*, “*C.*” *prion*, “*C.*” *lenzi*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*, прото- и параконодонтами.

Пачка 22 (от 239,5—252 м). Нижняя часть (239,5—244,0 м) сложена темно-серыми мелкозернистыми тонкоплитчатыми волнисто-слоистыми известняками. Интервал 244—252 м состоит из грубоплитчатых и массивных доломитов, заключающих небольшие тела водорослевых известняков.

Пачка 23 (от 252 до 260 м) имеет трехчленное строение. Низы (252,0—255,5 м) сложены мелкозернистыми волнисто-слоистыми и комковатыми известняками. Выше (255,5—257,0 м) — пакет массивных доларенитов; венчает пачку (257—260 м) массивная брекчия с поликластовыми обломками известняков и доларенитовым матриксом.

Вышележащая часть разреза (до отметки 760 м) на пачки не подразделена в связи с относительной однородностью строения и меньшей степенью изученности. Отметка 405 м служит рубежом, разделяющим эту большую часть разреза на две толщи.

Толща V (от 220 до 405 м) характеризуется незакономерным чередованием пакетов темных мелкозернистых мелкослоистых пеллоидных известняков, кальцисилтитов и кальцилютитов с пластиами и пакетами массивных и грубоплитчатых калькаренитов, доларенитов и массивных зернистых доломитов (долорудитов). При этом, если мощности слоистых известняков меняются в довольно больших пределах (от 1 до 10—12 м), то массивные породы обычно имеют мощность от 1—3, редко до 4 м. Брекчии отсутствуют. Массивные калькарениты состоят из экзокластового обломочного материала и нередко содержат переотложенные ооиды и обломки водорослей. Трилобиты с 260; 266; 270,5; 295 и 310 м представлены только редкими экземплярами *Platypeltoides* sp. На 284 м появляются *Trinodus* sp. в комплексе с *Euloma* (E.) sp., *Platypeltoides* sp., *Harpidoides* sp., *Dikelocephalina* firma. На уровнях 298, 300 м комплекс включает *Glaphurus* spp., *Anacheirus* spp., *Dikelocephalina* firma, *Harpides* spp., которые, однако, известны как в нижележащих, так и в вышележащих слоях. Новые виды, такие как *Euloma* (E.) *acutiscula*, а также *Pareuloma insucta*, *Unguraspis crassus*, отмечены, соответственно, на 325 и 353 м. Последний вид встречен, кроме того, на отметках 363 и 382 м. В комплексе с отметки 382 м впервые появляются *Euloma rectangulata*, *Eminiaspis baturbaica*, *Shumardia definita*, *Szechuanella commota*, *Apatokephalus karatauense*, *Symphysurus levigatus*, *Pricyclopyge gara*, а на уровнях 397; 403; 409 м — и *Apatokephalus aksaense*. Редкие конодонты известны с отметок 294; 320; 363 м и представлены параконодонтами *Prooneotodus rotundatus*, “*Proacontiodus*” *jilinensis* и эуконодонтами “*Cordylodus*” *caseyi* (294 м), “C.” *intermedius* (320 м), *Teridontus nakamurai* (363 м).

Толща VI (от 405 до 730 м). Однообразные светлые известняки с редкими водорослевыми биогермами и пластиами доломитов и брекчий. Встречаются тонкие прослой темных или светлых плитчатых известняков.

Нижняя часть (405—580 м) сложена переслаивающимися пакетами массивных серых и темно-серых тонко- и среднеплитчатых кальцилютитов, мелкозернистых волнисто-слоистых известняков с обломками водорослей, светло-серых и темно-серых массивных кальцилютитов и пеллоидных известняков с рассеянными фрагментами водорослей, а также доломитов и редких пластов брекчий. Мощности отдельных пакетов 3—7 м. Трилобиты крайне редки. На отметках 413, 414 м в комплексе с *Symphysurus levigatus*, *Pricyclopyge gara* появляются *Euloma* (E.) *marginulata*, *Macropyge* (M.) cf. *cherni*, *Nileus* sp. На 465 м встречены только *Euloma* (E.) *marginulata* и *Nileus* sp. Последний отмечен также на уровнях 546 и 558 м. Конодонты известны с отметок 433,5; 465; 475; 490,8; 575 м. Для первого из перечисленных уровней характерны *Drepanoistodus deltifer*, “*Oneotodus*” *variabilis* и некоторые параконодонты (см. рис. 9, вкл.). На 465 м появляются *Parioistodus proteus*, *Drepanoistodus forceps*, а также “*Oistodus*” *lanceolatus*, “*Drepanodus*” *acutus*, “*Oneotodus*” *simplex*. Сходная ассоциация конодонтов известна с 475 м. На 490,8 м появляются “*Scandodus*” *cyrtocardia* и “*Scolopodus*” *rex*, а на 575,5 м — “*Scandodus*” *sinuosus*.

Верхняя часть (580—730 м) представлена грубоплитчатыми массивными светло-серыми известняками и доломитовыми известняками. Среди них нередко встречаются водорослевые известняки, образующие небольшие биогермные постройки, а также несколько маломощных прослоев темных волнисто-слоистых известняков. Трилобиты известны с уровней 595; 625; 628; 634; 650; 680 м. На 625 м появляется *Annamitella longa*; на 628 м — *Szechuanella* spp.; на 634 м появляются *Homagnostoides*, *Euloma tumida*, *Taihungshania multicostata*, *Nileus* (N.) *abrasus*, *Iliaenus* sp.; на 650 м — *Oripervter* sp., *Nileus* (P.) *concinus*. И только два вида — *Annamitella longa* и *Nileus* sp. — встречены на 680 м.

Конодонты обнаружены на отметках 582,5; 593; 625; 650; 700; 705; 710; 720; 730 м. Ассоциация 582,5 м представлена *Drepanodus arcuatus*, “*Scolopodus*” гех, “*S.*” aff. *sexplicatus*. На 593 м наряду с *Drepanoistodus forceps*, *Drepanodus arcuatus* встречен новый вид *Prioniodus deltatus longibasis*. Однако полностью весь набор элементов аппарата *P. deltatus longibasis* отмечен на 625 м. К этому же уровню приурочены *Tropodus australis*, *Periodon flabellum*, *Paltodus basseleri*, “*Acodus*” *sweeti*, “*Oistodus*” *americanus*, “*Scandodus*” *furnishi* и ряд проходящих видов. На 650 м обнаружен *Serratognathus bilobatus*. Для комплекса 700 м характерны *Prioniodus elegans*, “*P.*” sp., *Periodon flabellum*, “*Scolopodus*” *cornutiformis*, *Juanognathus variabilis*, *Paracordylodus gracillis*, “*Acodus*” *gladius*, *A.* aff. *russoi*, “*Reutterodus*” *andinus*, *Protopanderodus gradatus*, *Paltodus bassleri* и др. На 720 м встречены *Oepikodus evae*, *Periodon flabellum*, *Protopanderodus gradatus*. Ассоциация 730 м отличается значительным видовым разнообразием. Наиболее характерны *Oepikodus evae*, *Bergstroemognathus extensus*, *Juanognathus variabilis*, *Protopanderodus gradatus*, *Tropodus australis*, “*Reutterodus*” *andinus*, *Periodon flabellum*, “*Stolodus*” aff. *stola*, “*Ansellia*” sp., “*Acodus*” *gladius*, *A.* *emanuelensis*, *Cornuodus longibasis*, *Parioistodus proteus*, а также *Oepikodus communis*.

Интерпретация условий осадконакопления. Характер отложений и фаунистических комплексов дает основание предполагать [Аполлонов и др., 1985], что осадконакопление происходило в открытом бассейне при общей тенденции к обмелению от условий бассейновой впадины и подножия склона в позднем кембрии до условий шельфа в арениге. Об этом, в частности, свидетельствует смена разнообразных темных известняков с тонко- и среднеплитчатой отдельностью (в низах разреза) массивными светлыми разностями пород (часто с водорослевыми постройками) — в его верхней части. Однако процесс обмеления неоднократно прерывался периодами углубления бассейна.

Для толщи I характерны в основном обломочные отложения, широкое развитие разномасштабных градационных текстур, наличие пластов и линз брекчий с отчетливой градационной слоистостью. Накопление такого типа осадков происходило в результате гравитационного перемещения материала. Присутствие пластов с ненарушенной тонкой горизонтальной слоистостью, тонкозернистость осадков, их темный цвет и наличие на некоторых уровнях (отметка –35 м) трилобитов, представленных целыми плоскими тонкими панцирями, могут рассматриваться как признаки образования осадков в обстановке слабой гидродинамической активности. Все перечисленные признаки позволяют предполагать, что толща I накапливалась далеко от берега в относительно глубоководных условиях бассейновой впадины и подножия склона.¹ Появление мощных пластов и линз плоскообломочных брекчий в интервале от –20 до 6,5 м (верхняя часть этой толщи) связано, видимо, с деятельностью мощных дебризных потоков.

Толща II характеризуется более монотонным составом с меньшим количеством брекчий и калькаренитов. Осадки, вероятно, в основном образовывались при гравитационном переотложении материала в условиях склона. Для времени формирования толщи отмечаются периоды относительного обмеления и углубления бассейна. С незначительным обмелением связано, видимо, развитие брекчий дебризных потоков и появление аллохтонных водорослевых биогермов (интервалы 45,5—60,0 м и 77—89 м). Восстановление обстановки дистальной (нижней) части склона (то есть некоторое углубление бассейна и увеличение интенсивности гравитационного режима осадконакопления) отмечается для интервала 89—102 м разреза с калькаренитами и кальцисилтитами с градационной слоистостью.

Этап осадконакопления, отвечающий интервалу от 102 до 150 м (толща III), начинается углублением бассейна до обстановки бассейновой впадины (102—107 м)

¹ Термины: “бассейновая впадина”, “склон”, “шельф”, “литераль” условно употребляются и для системы “подводной горы” Малого Каратау.

[Жемчужников, 1987]: в основании толщи на отметках 102—103,4 м — пласт брекчий, в полимиктовом матриксе которых наблюдаются многочисленные обломанные и истертые при переотложении ооиды (признак высокого стояния уровня моря), а на отметках 103,4—107 м — темные кальцисилиты с микроградационной слоистостью. Выше (107—107,5 м) залегают породы с фенестральной текстурой — признак крайнего мелководья. Присутствие таких пород в разрезе рассматривается как свидетельство крупномасштабного трансгрессивно-регрессивного эвстатического события [Жемчужников, 1987] (см. главу V, рис. 30).

Формирование вышележащих осадков толщи III и нижней части толщи IV (до 225,5 м) происходило, по-видимому, в условиях верхней части склона (устное сообщение X. Кука). Еще одна кратковременная регрессия, с которой связано появление мелководного илленидно-азафидного комплекса трилобитов и известняков с фенестральной текстурой, фиксируется на отметке 126,5 м.

Общее обмеление бассейна с развитием субэаральной обстановки устанавливается по появлению лилово-серых косослоистых доларенитов (интервал 227,5—228,0 м). Начиная с этого уровня, в разрезе отмечаются также биогермы *in situ* — один из важных признаков перехода к мелководной обстановке, по-видимому, близкой к таковой на шельфе. Присутствие многочисленных пластов брекчий в интервале 235—260 м и более редких — в интервале 405—520 м объясняется, видимо, аномальными штормовыми событиями, проникавшими в зоны мелководья.

Интервал 405—730 м разреза, сложенный массивными светлыми известняками с прослоями доломитов и биогермных известняков, свидетельствует об отложении осадков в условиях литорали.

Детальные седиментологические исследования, проведенные В.Г. Жемчужниковым и М.К. Аполлоновым и дополненные в 1987 г. X. Куком (США), позволили предположить, что в позднем кембрии—раннем ордовике структура Мало-го Каратау топографически представляла собою крупную подводную возвышенность (=подводная карбонатная гора Айша-Биби), не связанную с континентальным массивом [Newsletter, 1987; Cook et al., 1989 b]. Осадконакопление в центре структуры (Большекаройский и Малокаройский блоки) происходило выше базиса волн в обстановках супралиторали и лагуны, в то время как на периферии структуры (Джанатасский, Ушбулакский и Аксайский блоки) (см. рис. 6) нижние части разрезов слагались карбонатами осыпных шлейфов подводных конусов выноса. Таким образом, бассейн Мало-го Каратау имел постоянный свободный водообмен с основной акваторией. Этот вывод имеет принципиальное значение при последующей интерпретации конодонтовых сообществ разреза Батырбай (см. главу V).

РАЗРЕЗЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

(Центральный Казахстан)

Нижнепалеозойские отложения этого региона изучали многие геологи: Д.И. Яковлев (40-е годы), А.Г. Гокоев (50-е годы), В.Д. Вознесенский [1971], Е.В. Альперович [1965, 1971], В.В. Звонцов [1967, 1971], А.В. Авдеев [Авдеев и др., 1971], Н.А. Пупышев [Пупышев и др., 1971], Б.Б. Назаров и Л.Е. Попов [Назаров, 1975; Назаров, Попов, 1980] и другие специалисты. В 1985—1987 гг. комплексные литолого-палеонтологические исследования кембро-ордовикских отложений Северо-Западного Прибалхашья проводились М.К. Аполлоновым и В.Г. Жемчужниковым совместно с И.Ф. Никитиным, Д.Т. Цайем, Л.Е. Поповым.

Отложения кембрия—ордовика прослеживаются в Северо-Западном Прибалхашье в виде отдельных выходов на территории Атасу-Жамшинской структурно-фациальной зоны с кремнисто-карбонатным типом осадконакопления. М.К. Апол-

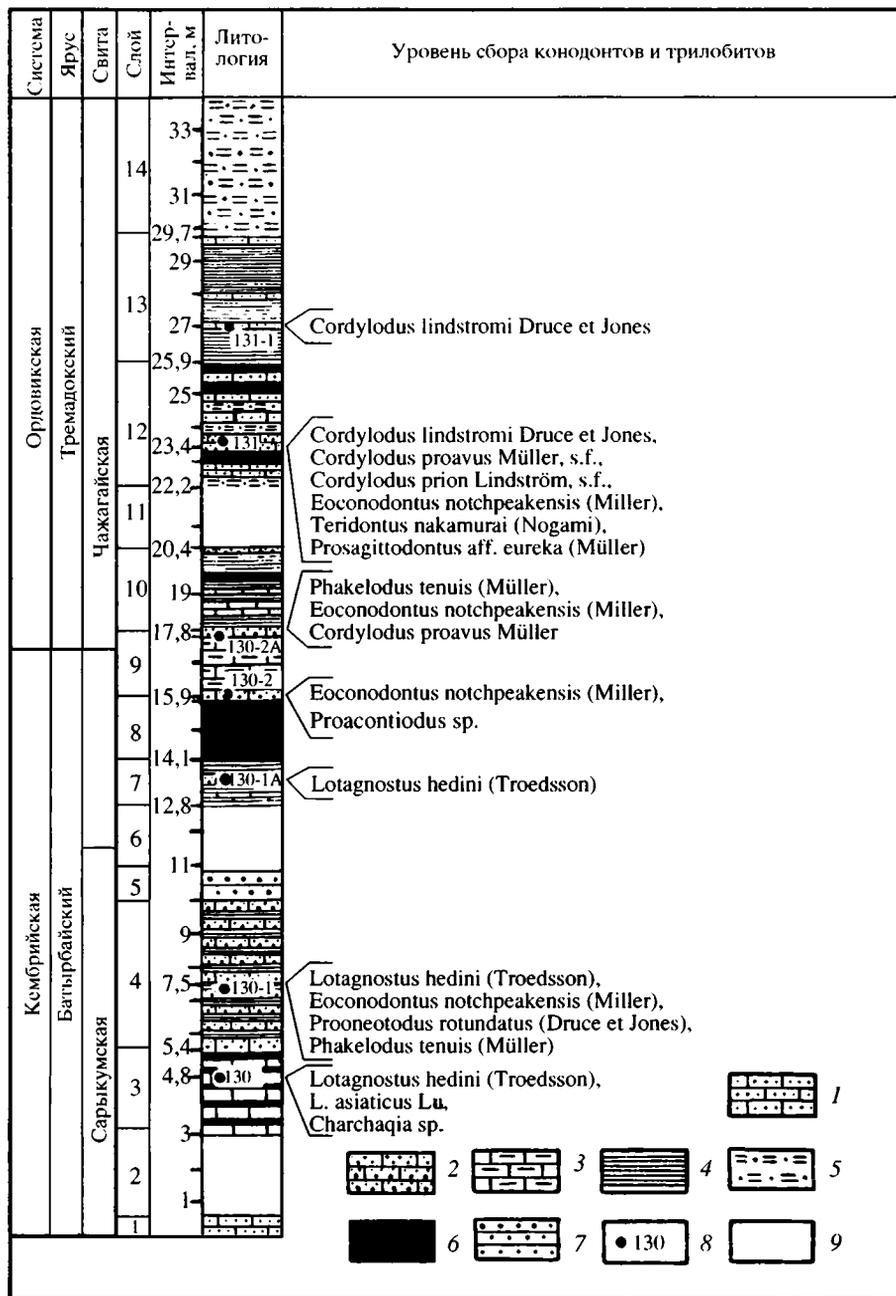


Рис. 12. Стратиграфическая колонка по канаве 11, участок Сарыкум Северо-Западного Прибалхашья (литологическая характеристика разреза приводится по данным М.К. Аполлонова и В.Г. Жемчужникова [Аполлонов и др., 1990], характеристика трилобитовых комплексов — по данным М.К. Аполлонова [Аполлонов и др., 1990], последовательность и характеристика конодонтовых комплексов — по данным С.В. Дубининой [Аполлонов и др., 1990; Dubinina, 1991])

1 — мелкозернистые серые и светло-серые калькарениды; 2 — среднезернистые калькарениды и кремне-известняковые песчаники с градационной текстурой; 3 — глинистые кальцисиллиты и кальциллиты; 4 — известково-кремнистые сланцы; 5 — алевролитовые кремни, спонголиты и радиоляриты; 6 — фтаниты; 7 — известковые кварц-полевошпатовые песчаники; 8 — точки с фауной; 9 — задернованные интервалы разреза

метке 4,8 м (обн. 130) собраны трилобиты *Lotagnostus hedini*, *L. asiaticus*, *Hedinaspis* sp., *Charchaia* sp. и др.

Слой 4 (от 5,4 до 10,0 м). Переслаивание темных тонкослоистых глинисто-кремнистых сланцев и темных известняков (с градационной текстурой) с тонкими мергелистыми прослоями бурого цвета. В известняках на отметке 7,5 м (обн. 130-1) — трилобиты *Lotagnostus hedini*, *Pseudagnostus* sp., *Ketya* sp., прото-, параконодонты и эуконодонты *Eosonodontus notchpeakensis*.

Слой 5 (от 10 до 10,8 м). Среднеплитчатые мелкозернистые известковистые полимиктовые песчаники.

Слой 6 (от 10,8 до 12,8 м) — коренные выходы не вскрыты.

Выше (слои 7—13) залегают отложения нижней пачки чажагайской свиты.

Слой 7 (от 12,8 до 14,1 м). Темные микрослоистые известково-кремнистые сланцы. В средней части интервала — два пласта пестрых темных кремнеизвестняковых песчаников. На отметке 13,6 м (обн. 130-1А) — *Lotagnostus hedini*, *Euloma* sp.

Слой 8 (от 14,1 до 15,9 м) — черные фтаниты.

Слой 9 (от 15,9 до 18 м) сложен известняками: в средней части — светлыми мергелистыми кальцилутитами с прослоями темных калькаренитов, в кровле и подошве — пестрыми темными кремнеизвестняковыми песчаниками с параконодонтами и *Eosonodontus notchpeakensis* — на отметке 16 м (обн. 130-2) (подошва слоя). В кровле слоя на отметке 17,8 м (обн. 130-2А) — трилобиты *Lejagnostus* sp., *Micragnostus* sp., *Seratopygidae*; прото-, параконодонты и эуконодонты *Cordylodus proavus*, *E. notchpeakensis*.

Слой 10 (от 18 до 20,4 м) — темные листоватые известково-кремнистые сланцы. В середине слоя — черные фтаниты, в кровле — кремнеизвестняковые песчаники.

Слой 11 — коренные выходы не вскрыты.

Слой 12 (от 22,2 до 25,9 м). Переслаивание среднеплитчатых калькаренитов (с градационной текстурой), фтанитов, кремневых алевролитов. В калькаренитах на отметке 23,4 м (обн. 131) — эуконодонты "*Cordylodus*" *lindstromi*, "С." *grion*, *S. proavus*, *E. notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*, *Fryxellodontus* sp., параконодонты, трилобиты *Diceratopyge* sp.

Слой 13 (от 25,9 до 29,8 м). Темные тонкоплитчатые известково-кремнистые сланцы с редкими прослоями кремнеизвестняковых песчаников с конодонтами "*Cordylodus*" *lindstromi* на отметке 27,1 м (обн. 131-1).

Слой 14 (от 29,8 до 34 м) — кремни и кремневые алевролиты верхней пачки чажагайской свиты.

Сходный по литологии разрез верхов сарыкумской и нижней пачки чажагайской свиты вскрыт в скв. 51 (от 208 до 81,5 м) (см. рис. 11; рис. 13). В кровле нижней пачки чажагайской свиты среди прослоев кремней в известняках на отметке 81,5 м встречен позднекремадокский конодонтовый комплекс с *Rossodus manitouensis*, *Chosonodina herfurthi*, *Acanthodus lineatus*, "*Cordylodus*" *rotundatus* и др., а на отметке 84 м — трилобиты *Micragnostus* sp., *Shumardia* sp.

Подстилающие нижнюю пачку плоскообломочные известняковые брекчии сарыкумской свиты вскрыты скважиной от 208 до 208,6 м, а в интервале 81,5—0 м — отложения верхней пачки чажагайской свиты.

Во втором разрезе (в осевой части структуры) по пересечению от обн. 148-3 до обн. 148-2 (см. рис. 11, 13) нижняя пачка чажагайской свиты (видимая мощность 130 м) имеет несколько иное строение. Здесь преобладают темные кремнистые алевролиты, радиоляриты, фтаниты, а также бурые и желтые мергелистые и глинистые кремни (халцедонолиты). В черных кремнях в обн. 148-3 и 148-2 обнаружены позднекремадокские конодонты *Drepanoistodus deltifer*.

Верхняя пачка чажагайской свиты в этом разрезе прослежена от обн. 148-1 до северного окончания канавы 221 (см. рис. 11, 13) и сложена черными алевролитовыми кремнями, радиоляритами, спонголитами, фтанитами с тонкими светлыми

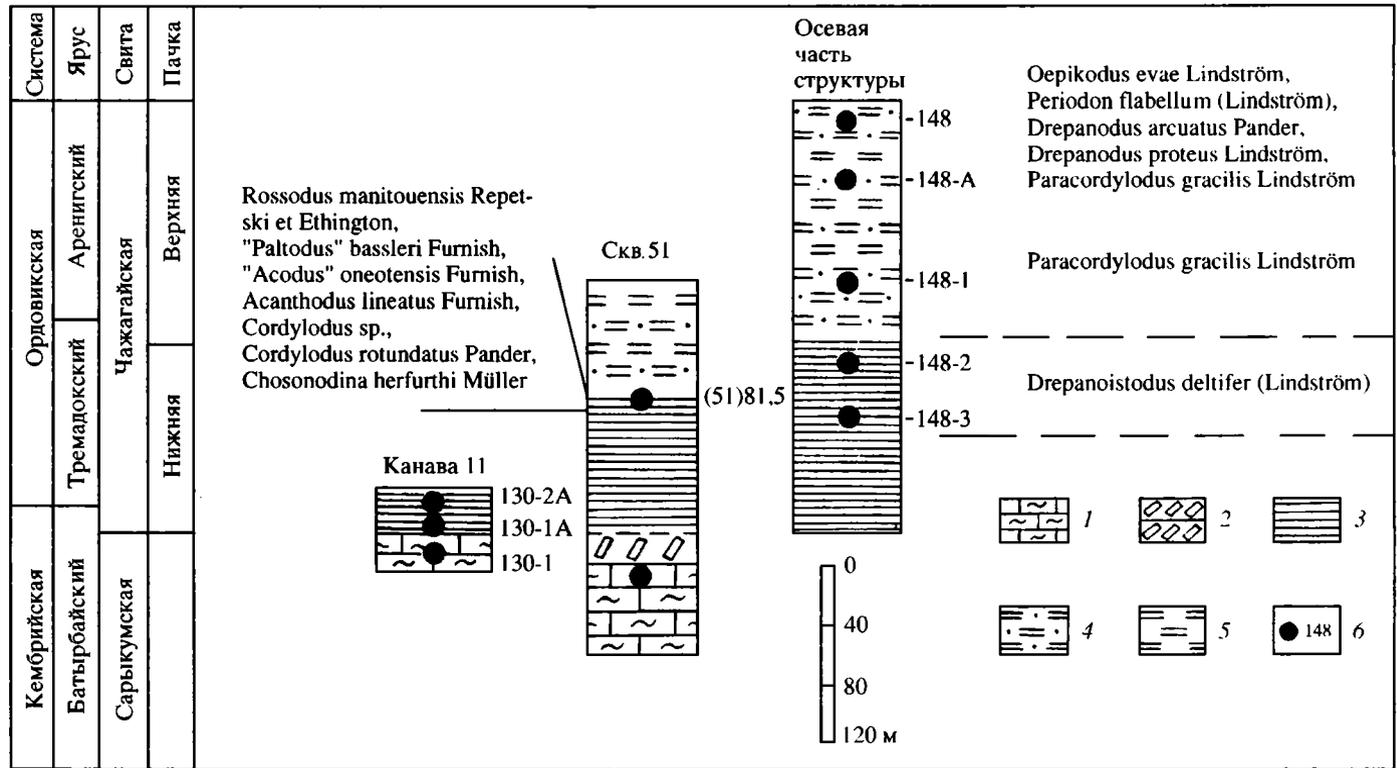


Рис. 13. Стратиграфические колонки по участку Сарыкум Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан)

1 — глинистые и мергелистые тонкообломочные известняки; 2 — известняковые брекчии; 3 — переслаивание кремней, известково-кремнистых сланцев и известняков; 4 — алевритовые кремни, спонголиты и радиоляриты; 5 — кремни, кремнистые сланцы и фтаниты; 6 — уровни сбора фауны.

Данные о литологической характеристике разрезов и о последовательности конодонтовых комплексов см. на рис. 12

кремнисто-фосфатными прослоями. В отличие от нижней пачки породы среднеслоистые и лишены мергелистых и глинистых кремней. В кремнистых прослоях обнаружены раннеаренигские конодонты *Paracordylodus gracilis* и др. (обн. 148-1; 148-A), *Oerikodus evae*, *Drepanodus proteus*, *D. arcuatus*, *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* и др. (обн. 148).

Самые верхи свиты — желтые тонкоплитчатые мергелистые кремни с трилобитами *Telephina* sp. и др. — вскрыты шурфом (обн. 217).

Отложения чизагайской свиты согласно перекрываются известняками курчиликской свиты.

Стратотипическими разрезами чажагайской свиты можно считать разрез, вскрытый канавой 11, и пересечение в осевой части Сарыкумской структуры.

В структуре же Чажагайской синклинали, сильно нарушенной разломами, не сохранились верхнекембрийская и тремадокская части свиты, хотя именно здесь чажагайская свита была впервые описана.

Формирование кремнисто-карбонатных отложений верхней части сарыкумской и чажагайской свит происходило, по-видимому, в относительно глубоководной обстановке: подножие склона—гемипелагиаль—пелагиаль (с общей тенденцией к углублению от позднего кембрия к раннему аренигу).

Так, отложения верхней части сарыкумской свиты (слои 3—5), в которых карбонаты осыпных шлейфов подводных конусов выноса преобладают над кремнями, накапливались, видимо, вблизи подножия склона карбонатного плато [Жемчужников, 1987]. В более глубоководной обстановке гемипелагиали формировались отложения нижней пачки чажагайской свиты (слои 7—13) и, по-видимому, в условиях пелагиали — отложения верхней пачки свиты, полностью лишенные карбонатного компонента.

Разрез Батырбай и сводный сарыкумский разрез удачно дополняют друг друга, поскольку непрерывная последовательность пограничных кембро-ордовикских отложений прослеживается в них в разных фациях, образовавшихся в разных батиметрических обстановках.

ЗОНАЛЬНОЕ ДЕЛЕНИЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА БАТЫРБАЙ (КАЗАХСТАН) ПО КОНОДОНТАМ

В этой главе мы остановимся на характеристике 14 подразделений (12 зон и два подразделения типа “слоев с фауной”), выделенных по конодонтам в разрезе Батырбай в отложениях верхней части верхнего кембрия—нижнего ордовика (до среднего аренига включительно), а также на соотношении их с зонами по трилобитам.

ОБОСНОВАНИЕ ВЫБОРА ЗОНАЛЬНОЙ ШКАЛЫ

В истории зональной стратиграфии верхнего кембрия—нижнего ордовика по конодонтам можно выделить три периода.

Первый период (середина 50-х—начало 70-х годов) — разработка зональных схем аренига и верхнего тремадока для Североатлантической (в узком смысле слова — Акадо-Балтийской) конодонтовой провинции (Швеция, Северо-Запад СССР).

Второй период (70-е годы) — разработка зонального деления верхов кембрия и нижнего ордовика (до нижнего тремадока включительно) для мелководных карбонатных отложений платформенного типа (Северная Америка, Австралия).

Третий период (с конца 70-х годов) — появление первых вариантов зональных схем “Мидконтинентального” типа для аналогов аренига и верхнего тремадока в пределах мелководных областей Северной Америки, Северного Китая и Сибири. В этот же период появляются первые материалы по зональному делению пограничных отложений кембрия и ордовика (до нижнего тремадока включительно) для открытошельфовых, склоновых и бассейновых фаций Северной Америки (Аппалачи, запад гор Маккензи, Западный Ньюфаундленд) и Казахстана (разрезы Батырбай и Сарыкум). Создается зональная схема для мелководных терригенных отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика на западе Европейской части СССР (запад Русской платформы). Одновременно совершенствуются предложенные ранее схемы для мелководных карбонатных отложений Северной Америки и Австралии и разрабатываются схемы пограничных отложений в Северном, Северо-Восточном и Южном Китае. Создается схема зонального деления кремнистого кембро-ордовика Центрального Казахстана (разрез Бурубайтал).

Для нижнего ордовика первая зональная схема по конодонтам была предложена Э. Дрюсом и П. Джонсом [Druse, Jones, 1971] для дэтсон-уорендской части разрезов Западного Квинсленда Австралии; верхнекембрийские пейнтонский и препейнтонский ярусы зонального деления тогда еще не имели.

Детальное расчленение по конодонтам верхов верхнего кембрия—нижнего ордовика (исключая аналоги аренига и верхнего тремадока) впервые произведено в 1975 г. Д. Миллером [Miller, 1975] в мелководных карбонатных разрезах Запада США (Западная Юта, Центральный Техас, Оклахома). В дальнейшем эта схема была еще более детализирована [Miller, 1978, 1980, 1984, 1988, 1996, 1997 а; Miller et al., 1982]. Выделение зональных и подзональных подразделений в схеме Д. Миллера ос-

новано на изменениях в линиях развития эуконодентов [Clark, Miller, 1969; Miller, 1969, 1980, 1984].

В настоящее время эта схема, как наиболее детальная и обоснованная, апробированная на большом фактическом материале в пределах Северо-Американской платформы, представляет собой один из возможных вариантов стандартной шкалы. По сути, только шкала Д. Миллера, даже в своем первоначальном варианте 1975 г., могла стать основой и для разработки зональных шкал в мелководных разрезах Северного и Северо-Восточного Китая [An, 1982; Wang, 1983, 1984; Chen et al., 1985, 1988; Chen, Gong, 1986], и для дальнейшей детализации шкалы Квинсленда Австралии [Druce et al., 1982]. Эта же платформенная шкала Д. Миллера в дальнейшем стала основой и для зонального деления открытошельфовых, склоновых и еще более глубоководных — бассейновых фаций. Были сделаны попытки стратификации склоновых фаций Аппалачского региона [Landing, 1983], намечены зональные подразделения в открытошельфовых фациях на западе гор Маккензи [Landing et al., 1980], разработана зональная шкала в фациях склона Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1985, 1988].

Следует подчеркнуть, что возможность выбора шкалы Д. Миллера в качестве основы для зонального деления различного типа отложений определялась незначительностью провинциальных и биофациальных различий конодентов в позднем кембрии и раннем ордовике (до раннего тремадока включительно) (см. главу V). С другой стороны, отчетливый провинциализм в распределении конодентов в позднем тремадоке и раннем арениге, а также их явная биофациальная дифференциация стали причинами создания самостоятельных зональных шкал, как правило, трудно сопоставимых.

Примером могут служить зональные шкалы Североатлантической и Мидконтинентальной провинций. Для первой, а точнее для Акадо-Балтийской провинции (являющейся частью Североатлантической провинции), предложена схема М. Линдстрёма [Lindström, 1971]. Эта схема была результатом обобщения данных по всему Балтийскому региону: юга Швеции [Lindström, 1954, 1960], Ленинградской области [Сергеева, 1963 а, б], Прибалтики [Вийра, 1974]. Что касается зональной конодонтовой шкалы Мидконтинента Северной Америки, то она до сих пор находится на стадии разработки. Предварительным вариантом такой шкалы можно считать схему Р. Этингтона и Д. Кларка [Ethington, Clark, 1981] для шельфовых фаций Западной Юты. Еще один, но уже более детальный вариант Мидконтинентальной зональной шкалы предложен З. Джи и К. Барнсом [Ji, Barnes, 1988, 1989, 1994 а]; он разработан на основе мелководных разрезов Западного Ньюфаундленда.

Параллельно существуют конодонтовые шкалы, разработанные, соответственно, для разрезов Южного и Северного Китая [An et al., 1981, 1983], причем первая тяготеет к западноевропейской шкале, а вторая — к Мидконтинентальной шкале Северной Америки. Схема, предложенная для Сибирской платформы [Абаимова, 1975], относится к мидконтинентальному типу шкал. И, наконец, шкала, разработанная для кремнистых отложений Центрального Казахстана [Толмачева, 1996], по типу — Акадо-Балтийская (Североатлантическая).

Зональная шкала, предложенная в настоящей работе, представляет собой самостоятельный вариант региональной шкалы. В ней преобладают подразделения субглобального распространения, выделены также единицы региональной протяженности. Шкала имеет в целом синтетическую основу, подвергнутую, однако, сильной модификации. Для верхнекембрийского—нижнетремадоковского интервала использована схема Д. Миллера, существенно измененная нами. В основе зональной последовательности верхнего тремадока—нижнего аренига, близкой к последовательности зон Акадо-Балтики, — схема М. Линдстрёма (также измененная). Как будет показано в главе V, полученная шкала представляет собой один из вариантов шкал переходной палеобиогеографической области.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ (ГОРИЗОНТЫ) И ЯРУСНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ РАЗРЕЗА БАТЫРБАЙ

Выявление крупных рубежей в развитии конодонтов и трилобитов позволило обосновать выделение в разрезе трех горизонтов [Аполлонов, Чугаева, 1983 а; Чугаева и др., 1989]: батырбайский горизонт верхней части верхнего кембрия и унгурийский и актауский, в совокупности отвечающие тремадоку.

Для верхнего кембрия пока нет подразделений общей шкалы ярусного ранга. В качестве таковых предлагаются четыре региояруса, установленные в Малом Каратау [Ергалиев, Спичарский, 1985; Аполлонов, Чугаева, 1983 а]. В их числе — аксайский (первоначально малокаратауский), выделенный Г.Х. Ергалиевым [1980] в разрезе Кыршабакты, утвержденный МСК как верхний ярус верхнего кембрия [Постановления..., 1983] и предложенный на рассмотрение 27-го МГК в качестве яруса общей шкалы [Ергалиев, Спичарский, 1985]. М.К. Аполлоновым и М.Н. Чугаевой [1983 а] объем аксайского региояруса в его типовом разрезе был расширен, а в разрезе Батырбай выделен еще один терминальный региоярус верхнего кембрия — батырбайский, надстраиваемый аксайский.

Для нижнего ордовика тремадок и арениг являются практически общепринятыми подразделениями общей шкалы, хотя для тремадокского яруса предполагается изменение объема в его типовом разрезе [Аполлонов, Чугаева, 1983 а; Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992].

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ЗОНАЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ БАТЫРБАЙ

При разработке зонального деления разреза Батырбай главное внимание уделялось детальному изучению комплексов конодонтов, последовательности их смены (см. рис. 9, вкл.), сравнению результатов с данными, полученными по другим разрезам Казахстана, а также с материалами по конкретным разрезам различных континентов (см. главу IV).

Зоны установлены по рубежам одновременного появления ряда видов, из которых индекс-виды в большинстве случаев (за исключением выделяемых здесь “слов”) преемственно взаимосвязаны и занимают определенное место в линиях развития эуконодонтов (см. главу VI).

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Аксайский ярус (верхняя часть)

Слой с “*Prosagittodontus*” *dahlmani*, “*Proacontiodus*” *memorabilis*. Впервые выделены С.В. Дубининой [Dubinina, 1991] в разрезе Батырбай в интервале от –35 до 0 м.

В состав комплекса слоев входят прото- и параконодонты. Характерными видами кроме индекс-видов являются параконодонты *Westergaardodina tricuspidata*, *Furnishina furnishi*, “F.” *primitiva*, *Muellerodus pomeranensis*, *Proacodus obliquus*, *Prooneotodus rotundatus*, *P. gallatini*, *Prosagittonodus aff. eureka*, “*Proacontiodus*” *latus*, “P.” *latus entis*, “P.” *deplanatus*, “P.” *milleri*, “P.” *aff. milleri*, “P.” *secundacostatus*, “P.” *jilinnensis*, “P.” *sagittalis*, “P.” *multicostatus*, *Viirodus impressus*, “V.” *complanatus* и протоконодонты *Phakelodus tenuis*.

Слой установлен в интервале разреза от –35 до 0 м.

Стратиграфический интервал слоев — верхи аксайского яруса (нижняя часть зоны *Hedinaspis sulcata*).

Зона Westergaardodina amplicava. Впервые выделена С.В. Дубининой [Аполлонов et al., 1988; Чугаева и др., 1989] в разрезе Батырбай в интервале от –35 до 18 м¹.

Зональный комплекс охарактеризован прото- и параконодонтами. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса, а также *Westergaardodina fossa*, “*Prooneotodus*” *mitriformis*, “*Proacontiodus*” *concausus*, “*Prosagittodontus*” *aff. dahlmani*, “*Barnesodus*” *planus*, “*Furnishina*” *sp. 1*, “*F.*” (?) *sp.* (параконоднты). Характерны протоконоднты *Phakelodus* (?) *cavatus* и *Hertzina elongata*. Транзитными являются все виды нижележащих слоев, кроме “*Proacontiodus*” *memorabilis*.

Зона установлена в интервале разреза от 0 до 8 м.

Стратиграфический интервал зоны — верхняя часть аксайского яруса (верхняя часть зоны *Hedinaspis sulcata*).

Батырбайский ярус

Зона *Hirsutodontus ani*². Впервые выделена Т. Ан [An et al., 1981] в ранге слоев с фауной в разрезе Хуанхуачань провинции Хубей Южного Китая в объеме нижней части группы Саньютонг.

Нижняя граница зоны проводится по появлению первых эуконоднтов, а именно, вида-индекса *Hirsutodontus ani* и *Proconodontus tenuiserratus*. На этом же уровне появляются параконоднты “*Proacontiodus*” *anisolobus*. Вблизи нижней границы (уровень 24 м) появляются эуконоднты *Hirsutodontus transmutatus* и *Teridontus nakamurai*. Транзитными видами являются протоконоднты *Phakelodus tenuis* и параконоднты *Westergaardodina bicuspidata*, *W. fossa*, *Furnishina furnishi*, *Prooneotodus rotundatus*, *P. gallatini*, “*P.*” *mitriformis*, “*Prosagittodontus*” *dahlmani*, “*P.*” *aff. dahlmani*, *P. aff. eureka*, “*Barnesodus*” *planus*, “*Proacontiodus*” *milleri*, “*P.*” *aff. milleri*, “*P.*” *multicostatus*, “*P.*” *sagittalis*, “*P.*” *jilinensis*, “*P.*” *deplanatus*, “*P.*” *concausus*, “*P.*” *latus*, “*P.*” *latus entis*, “*Viirodus*” *complanatus*, *V. impressus*. Вблизи верхней границы исчезают протоконоднты *Hertzina elongata*, параконоднты *Westergaardodina tricuspidata*, *W. amplicava*, *F. furnishi*, *Muellerodus pomeranensis*, “*Proacontiodus*” *secundacostatus* и эуконоднты *Hirsutodontus ani*.

Зона установлена в интервале разреза от 8 до 64 м.

Стратиграфический интервал зоны — нижняя часть батырбайского яруса (самые верхи зоны *Hedinaspis sulcata* — зона *Lophosaukia*, за исключением ее терминальной части).

Зона *Eoconodontus notchpeakensis*. Впервые выделена Д. Миллером [Miller, 1975] в ранге подзоны зоны *Proconodontus* в разрезах западной части США (Юта, Техас, Оклахома) в объеме средней части тремпильонского яруса, соответствующей верхам трилобитовой подзоны *Saukiella junia*.

Нижняя граница зоны в разрезе Батырбай проводится по появлению индекс-вида *E. notchpeakensis* и более редких эуконоднтов *Proconodontus muelleri*, *P. serratus*, *P. (?) sp.* На этом же уровне появляются *Mamillodus ruminatus* и параконоднты “*Proacontiodus*” *pteroideus*, *Viirodus impressus tortus*, *Prooneotodus terashimani kazakhstanica*, “*Prosagittodontus*” *aff. dundenbergia*. Новые параконоднты появляются и вблизи нижней границы зоны. К ним относятся: “*Viirodus*” *insuctus*, “*V.*” *sp. 1*, “*V.*” *sp. 2*, “*Barnesodus*” *rostratus*, “*Prooneotodus*” *sp.*, *Gen. et sp. ident. 2*. Транзитными являются протоконоднты *Phakelodus tenuis*, параконоднты *Westergaardodina bicuspidata*, *W. fossa*, *Proacodus obliquus*, *Prooneotodus rotundatus*, *P. gallatini*, “*P.*” *mitriformis*, “*Prosagittodontus*” *dahlmani*, “*P.*” *aff. dahlmani*, *P. aff. eureka*, “*Proacontiodus*” *milleri*, “*P.*” *aff. milleri*, “*P.*” *multicostatus*, “*P.*” *sagit-*

¹ В данной работе положение нижней границы зоны установлено на отметке 0 м; верхней границы — на отметке 8 м.

² Первоначальное название зоны — *Hirsutodontus primitivus* — изменено в связи с таксономической ревизией индекс-вида (см. раздел “Описание коноднтов”).

talis, "P." jilinensis, "P." anisobolus, "P." concavus, "P." deplanatus, "P." latus, "P." latus entis, Viirodus impressus, "V." complanatus и эуконодонты Teridontus nakamurai и Proconodontus muelleri. Вблизи верхней границы зоны исчезают параконодонты "Barnesodus" planus; отмечены единичные эуконодонты "Eoconodontus" notchpeakensis serratus.

Зона установлена в интервале разреза от 64 до 93 м.

Стратиграфический интервал зоны — средняя часть батырбайского яруса (самые верхи зоны Lophosaukia и зона Harpidoides—Platypeltoides, за исключением ее терминальной части).

Зона Eoconodontus alisonae. Первоначально выделена С.В. Дубининой [Аполлонов и др., 1985] в ранге слоев с фауной в разрезе Батырбай в интервале от 93 до 109 м, а затем (уже как зона) в интервале разреза от 93 до 102 м [Чугаева и др., 1989].

Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, т. е. элементов эуконодонтового аппарата *E. alisonae*, а также параконодонтов "*Barnesodus*" gibber, "*Viirodus*" inevolatus. Для зонального комплекса характерны, кроме того, некоторые новые параконодонтовые элементы: "*Furnishina*" sp. 2, "*Barnesodus*" sp. и известные из предыдущих зон: *Mamillodus ruminatus*, параконодонты *Viirodus impressus tortus*, "V." sp. 2, "*Proacontiodus*" anisobolus, "*Barnesodus*" rostratus, "*Prosagittodontus*" aff. *dundenbergiae*, "P." aff. *dahlmani*, *Prooneotodus terashimai kazakhstanica*, эуконодонты *Proconodontus muelleri* (эти виды не переходят верхнюю границу зоны). Транзитными являются протоконодонты *Phakelodus tenuis*, параконодонты *Prooneotodus gallatini*, *P. rotundatus*, *Prosagittodontus* aff. *eureka*, "*Proacontiodus*" milleri, "P." aff. milleri, "P." sagittalis, "P." jilinensis, "P." pterioideus, "P." latus entis, "*Viirodus*" complanatus, *V. impressus*, "V." insuctus и др. (всего 21 вид) (см. рис. 9, вкл.) и эуконодонты *Teridontus nakamurai*, *Eoconodontus notchpeakensis*. Особенно следует отметить ценные для корреляции, но редкие для комплекса зоны эуконодонты *Cambrooistodus minutus*. Они встречены в кровле данной зоны (отметка 101 м) и в основании следующей.

Зона установлена в интервале разреза от 93 до 102 м.

Стратиграфический интервал зоны — верхняя часть батырбайского яруса (верхи зоны Harpidoides—Platypeltoides).

Зона Cordylodus primitivus. Впервые выделена К. Барнсом [Barnes, 1988] в ранге подзоны зоны *Proconodontus* в разрезах Западного Ньюфаундленда.

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида. Эуконодонты *Eoconodontus alisonae* и редкие *Cambrooistodus minutus* и *Proconodontus muelleri* характерны для комплекса нижней части зоны (до отметки 104 м). Транзитными являются эуконодонты *Eoconodontus notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*, протоконодонты *Phakelodus tenuis*, параконодонты (15 видов): *Prooneotodus gallatini*, *P. rotundatus*, "*Prosagittodontus*" *dahlmani*, *P. aff. eureka* и др. (см. рис. 9). У верхней границы исчезают параконодонты *Westergaardodina bicuspidata*, *Proacodus obliquus*, "*Proacontiodus*" latus.

Зона установлена в интервале разреза от 102 до 109 м.

Стратиграфический интервал зоны — верхняя часть батырбайского яруса (верхи зоны Harpidoides—Platypeltoides, зона *Lotagnostus hedini*).

НИЖНИЙ ОРДОВИК

Тремадокский ярус

Зона Cordylodus proavus. Впервые выделена Э. Дрюсом и П. Джонсом [Druce, Jones, 1971] в отложениях формации Нинмару Квинсленда Австралии в объеме нижней части дэтсонского яруса нижнего ордовика.

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида *Cordylodus proavus* (с элементами "*C.*" *proavus*, "*C.*" *oklahomensis*) и эуконодонтов Gen. et sp. ident. 1. Для

зонального комплекса по-прежнему характерны транзитные виды: эуконодонты *Teridontus nakamurai*, *Eoconodontus notchpeakensis*, протоконодонты *Phakelodus tenuis* и параконодонты *Proooneotodus gallatini*, *P. rotundatus*, “*P. Proacontiodus*” *milleri*, “*P.*” *aff. milleri*, “*P.*” *jilinensis*, “*P.*” *pteroideus*, “*P.*” *sagittalis*, “*P.*” *latus entis*, “*Viirodus*” *complanatus*, *V. impressus*. Однако более разнообразен комплекс базальных слоев зоны, где (кроме перечисленных видов) встречены эуконодонты *Cordylodus primitivus* и параконодонты *Westergaardodina fossa*, “*P. Proacontiodus*” *multicostatus*, “*P.*” *deplanatus*.

Зона установлена в интервале разреза от 109 до 152 м.

Стратиграфический интервал зоны — низы тремадокского яруса (нижняя часть зоны *Euloma limitaris*—*Taoyuania*).

Зона *Cordylodus intermedius*. Впервые выделена Ж. Ван [Wang, 1983] в основании формации Ели в разрезах Северного и Северо-Восточного Китая.

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида *Cordylodus intermedius* (с элементами “*C.*” *lenzi*) и *Hirsutodontus simplex*.³ Характерны эуконодонты *Cordylodus proavus*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Teridontus nakamurai*; для терминальных слоев зоны — “*C.*” *prion* (= элемент *C. intermedius*). Прото- и многие параконодонты (десять видов) (см. рис. 9, вкл.) по-прежнему являются важными составляющими зонального комплекса. В основании зоны исчезают параконодонты “*Proooneotodus*” *mitriformis*; в середине — *Prosagittodontus aff. eureka*; в кровле — эуконодонты *C. proavus*.

Зона установлена в интервале разреза от 152 до 214 м.

Стратиграфический интервал зоны — тремадок (верхняя часть зоны *Euloma limitaris*—*Taoyuania* — основание зоны *Dikelokephalina*).

Зона *Cordylodus lindstromi*. Впервые выделена Э. Дрюсом и П. Джонсом [Druce, Jones, 1971] в ранге подзоны в отложениях формации Нинмару Квинсленда Австралии в объеме терминальной части дэтсонского яруса нижнего ордовика.

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида. Характерными видами являются “*Cordylodus*” *prion*, “*C.*” *caseyi*, “*C.*” *intermedius*, *Teridontus nakamurai*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Iapetognathus preaengensis* (отметка 221 м), а также, по данным Д. Миллера ([Miller, 1996] *Circular May*), — *Iapetognathus n. sp. 1* (отметка 198 м) и *Iapetognathus n. sp.* (отметка 221 м). В зональном комплексе сохраняются протоконодонты и некоторые параконодонты (см. рис. 9, вкл.). Верхняя граница зоны условно проведена на отметке 320 м, где обнаружены редкие элементы “*C.*” *intermedius*.

Зона установлена в интервале разреза от 214⁴ до 320 м.

З а м е ч а н и е. В связи с находками Д. Миллером [Miller, 1996] *Cordylodus lindstromi s.l.* на 181 м и *Iapetognathus n. sp. 1* — на 198 м разреза целесообразным считается переименование и изменение объема зоны. Зона *Cordylodus lindstromi* теперь рассматривается как зона *Cordylodus lindstromi & Iapetognathus n. sp. 1* в интервале разреза от 181 до 320 м (см. рис. 9, вкл.).

Стратиграфический интервал зоны — тремадок (верхняя часть зоны *Euloma limitaris*—*Taoyuania*, зона *Dikelokephalina*, нижняя часть зоны *Trinodus*).

Слой с *Drepanoistodus deltifer*⁵. Зона *Paltodus deltifer* (= *Drepanodus deltifer*) впервые выделена М. Линдстрёмом [Lindström, 1954, 1971] в цератопигевых слоях (зона *Сeratoruge forticula*) Южной Швеции, соответствующих верхнему тремадоку.

³ Редкие экземпляры *H. simplex* обнаружены в разрезе Батырбай Д. Миллером ([Miller, 1996] *Circular May*).

⁴ Существуют данные, что *Cordylodus lindstromi s.l.* обнаружен на отметке 181 м разреза Батырбай ([Miller, 1996] *Circular May*).

⁵ Слой с *D. deltifer* выделяются в данной работе из-за неполноты материала.

Слои характеризуются четырьмя морфотипами аппарата *D. deltifer* (индекс-вид), а также эуконодонтами "*Oneotodus*" *variabilis* и параконодонтами *Prooneotodus rotundatus*, "*Proacontiodus*" *aff. milleri*, "*P.*" *jilinsensis*, "*Viitrodus*" *insucatus*, "*V.*" *inevolutus*. Перечисленные параконодонты — последние из встреченных в разрезе Батырбай.

Слои выделены на отметке 433,5 м и соответствуют верхам тремадокского яруса (верхней части зоны *Szechuanella*—*Apatokephalus*).

Аренигский ярус

Зона *Paroistodus proteus*. Впервые выделена М. Линдстрёмом [Lindström, 1954, 1971] в отложениях хуннебергского подгоризонта латорпского горизонта (= нижний арениг) Южной Швеции.

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида *Paroistodus proteus* и *Drepanoistodus forceps*. Для основания зоны характерны "*Oistodus*" *lanceolatus*, "*Drepanodus*" *acutus*, "*Oneotodus*" *simplex* и известные из нижележащих слоев "*O.*" *variabilis*. Для зонального комплекса характерны также "*Scolopodus*" *rex*, "*S.*" *sp.*, "*S.*" *aff. simplex*, "*Scandodus*" *sinuosus*, "*S.*" *aff. mysticus*, "*S.*" (?) *aff. jemtlandicus*, *Drepanodus arcuatus*.

Зона установлена в интервале разреза от 465 до 593 м.

Стратиграфический интервал зоны — нижний арениг (зона *Nileus*, кроме ее верхней части).

Зона *Prioniodus deltatus longibasis*. Впервые выделена С.В. Дубининой [Dubinina, 1991] в разрезе Батырбай в интервале от 593 до 700 м.

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида *P. deltatus longibasis*. Однако полный набор элементов аппарата *P. deltatus longibasis* установлен на отметке 625 м. На этом же уровне (то есть, вблизи нижней границы зоны) появляются "*Oistodus*" *americanus*, *Paltodus bassleri*, *Periodon flabellum*, *Tropodus australis*. Для комплекса нижней части зоны характерны также *Drepanoistodus forceps*, "*Scolopodus*" *rex*, "*Acodus*" *sweeti*, "*Scandodus*" *furnishi*, "*S.*" *cyrtocardia*; для средней части — своеобразные *Serratognathus bilobatus*. Транзитными являются *Paroistodus proteus*, *Drepanodus arcuatus*, "*Scandodus*" *sinuosus*.

Зона установлена в интервале разреза от 593 до 700 м.

Стратиграфический интервал зоны — арениг (верхняя часть зоны *Nileus*—низы зоны *Bathyriscops*—*Taihungshania*).

Зона *Prioniodus elegans*. Впервые выделена С.П. Сергеевой [1963 а] в ранге подзоны в разрезах Ленинградской области в объеме нижней части подгоризонта B_1 b схемы В.В. Ламанского [1905].

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида *Prioniodus elegans*, а также "*Reutterodus*" *andinus*, "*Acodus*" *gladius*, *Juanognathus variabilis*, *Paracordylodus gracilis*, *Protopanderodus gradatus*. Для комплекса нижней части зоны характерны также "*Prioniodus*" *sp.*, "*Scolopodus*" *cornutiformis*, *Acodus aff. russoi*, *Paltodus bassleri*. Транзитными являются *Paroistodus proteus*, "*Scandodus*" *sinuosus*, *Drepanodus arcuatus*, *Prioniodus deltatus longibasis*, "*Oistodus*" *americanus*, *Tropodus australis*, *Periodon flabellum*.

Зона установлена в интервале разреза от 700 до 720 м.

Стратиграфический интервал зоны — средняя часть аренигского яруса (средняя часть зоны *Bathyriscops*—*Taihungshania*).

Зона *Oepikodus evae*. Впервые выделена С.П. Сергеевой [1963 а] в ранге подзоны в разрезах Ленинградской области в объеме верхней части подгоризонта B_1 b схемы В.В. Ламанского [1905].

Нижняя граница зоны проводится по появлению индекс-вида *Oepikodus evae*. Характерны новые виды: *Acodus emanuelensis*, *Bergstroemognathus extensus*,

Cornuodus longibasis, "*Stolodus*" aff. *stola*, "*Ansella*" sp. и редкие *Oepikodus communis*. Продолжают встречаться *Paroistodus proteus*, *Drepanodus arcuatus*, редкие *Prioniodus deltatus longibasis* "*Acodus*" *gladiatus*, *Juanognathus variabilis*, "*Oistodus*" *americanus*, *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum*, *Protopanderodus gradatus*, "*Reutterodus*" *andinus*, редкие *Tropodus australis*, "*Scandodus*" *sinuosus*. Верхняя граница данной (терминальной) зоны в разрезе не установлена.

Зона выделена в интервале разреза от 720 до 730 м.

Стратиграфический интервал зоны — средняя часть аренигского яруса (верхи зоны *Bathyriscops*—*Taihungshania*).

Таким образом, рассмотренный вариант зональной конодонтовой шкалы включает 14 подразделений (12 зон и два подразделения типа "слоев с фауной"); три зоны установлены впервые. Соотношение зон по конодонтам и трилобитам выявило лишь незначительные расхождения зональных границ в верхнем кембрии и совпадение их на рубеже, предлагаемом в качестве границы систем и нижней границы тремадока. Совпадение зональных границ отмечено также в основании аренига.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ— НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО КОНОДОНТАМ

Несмотря на то, что пограничные отложения кембрия и ордовика широко представлены в пределах Казахстана [Никитин, 1972; Никитин и др., 1987, 1990], только три разреза представляют интерес для корреляции с опорным разрезом Батырбай: разрез Кыршабакты (Малый Каратау), разрез Сарыкум (Северо-Западное Прибалхашье) и разрез Бурубайтал (Юго-Западное Прибалхашье). На этом возможности корреляции по конодонтам опорного разреза Батырбай в региональном плане ограничиваются. Причина — в недостаточной изученности этой группы фауны в пределах Казахстана.

РЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗ КЫРШАБАКТЫ (МАЛЫЙ КАРАТАУ)

Для корреляции с батырбайским разрезом интересен разрез по р. Кыршабакты, предложенный в качестве стратотипического для ярусного деления верхнего кембрия [Ергалиев, Спижарский, 1985]. Он расположен в 15 км восточнее батырбайского. Мощные карбонатные образования среднего и верхнего кембрия разреза формировались также на краю подводной горы Малого Каратау. Зональное деление кыршабактинского разреза основано на изучении комплексов трилобитов [Ергалиев, 1979, 1980]. Конодонты изучались Г.П. Абаимовой [Абаимова, Ергалиев, 1975; Абаимова и др., 1978; Абаимова, 1983] и Т.Б. Байториной [1983].

Между тем вопрос корреляции обоих разрезов долгое время оставался дискуссионным [Ергалиев, 1983 а; Аполлонов, Чугаева, 1983 а]. Однозначное решение этого вопроса стало возможным с помощью конодентов. Коллекция конодентов кыршабактинского разреза была любезно предоставлена Т.Б. Байториной для совместного просмотра. В результате было установлено, что смена разнообразной прото- и параконодонтовой ассоциации комплексом с самыми первыми и примитивными эуконодонтовыми элементами типа *Proconodontus tenuiseratus*, *Hirsutodontus ani* и *Teridontus nakamurai* происходит в разрезе по р. Кыршабакты в основании зоны *Trisulcagnostus trisulcus* (отметка 1400-8)¹. При этом второй эуконодонтовый элемент — *H. ani* — продолжает свое существование до середины зоны *Micragnostus mutabilis* (отметка 1401-7) и является наиболее молодым элементом в этом разрезе. Базальные же слои с комплексом, включающим упомянутые примитивные эуконодонтовые элементы, соответствуют основанию зоны *Hirsutodontus ani* батырбайского яруса верхнего кембрия опорного разреза Батырбай и, очевидно, близки к подошве зоны *Proconodontus tenuiseratus* Северной Америки и Северного Китая, т. е. к границам франкон—тремпилло и ченшань—феншань, соответственно (рис. 14; см. рис. 16, 19 и разделы корреляции с разрезами Северной Америки и Северного Китая).

Таким образом, на основании данных по конодонтам подтверждается положение [Аполлонов, Чугаева, 1983 а] о том, что разрез Батырбай наращивает последо-

¹ Условные отметки разреза приведены по данным Г.Х. Ергалиева [1979, 1980].

вательность отложений верхнего кембрия разреза по р. Кыршабакты, а основание зоны *Trisulcagnostus trisulcus* (ранее предложенное Г.Х. Ергалиевым [1980, 1983 а] в качестве границы кембрия и ордовика) соответствует самым верхам франконского яруса верхнего кембрия Северной Америки.

РАЗРЕЗ САРЫКУМ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

Реальная возможность прослеживания зональных подразделений разреза Батырбай была получена в результате исследования разрезов Сарыкумской подзоны Атасу-Жамшинской структурно-фациальной зоны Северо-Западного Прибалхашья [Аполлонов и др., 1990] (см. главу II). Впервые в сводном разрезе Сарыкум в кремнисто-карбонатных отложениях сарыкумской свиты, карбонатно-кремнистых и кремнистых образованиях чагагайской свиты от самых верхов кембрия до среднего аренига включительно установлена последовательность шести конодонтовых комплексов [Dubinina, 1991]: 1) с *Eoconodontus notchpeakensis*; 2) с *Cordylodus proavus*; 3) с *Cordylodus lindstromi*; 4) с *Rossodus manitouensis*—*Drepanoistodus deltifer*; 5) с *Paracordylodus gracilis*; 6) с *Oepikodus evae* (см. рис. 14). Эта последовательность не такая полная, как в разрезе Батырбай, однако принципиально от нее не отличается.

Разрез Сарыкум включает как аллохтонные (синхронно переотложенные), так и автохтонные комплексы конодонтов (и трилобитов) (см. рис. 12, 13). К первым, полученным из прослоев калькаренитов с градационной слоистостью, относятся: позднекембрийский комплекс с *E. notchpeakensis* и трилобитовый комплекс с *Lotagnostus hedidni*, а также раннеордовикские ассоциации с *C. proavus*, с *C. lindstromi* и с *Rossodus manitouensis*. Остальные (*Drepanoistodus deltifer*, *Paracordylodus gracilis* и *Oepikodus evae*) — автохтонные из прослоев кремней. Практическая одновозрастность позднетремадокского холодноводного комплекса *D. deltifer* и тепловодной ассоциации *Rossodus manitouensis* обоснована (см. главу V). Существенная разница фаций кембрия—ордовика разреза Батырбай (Южный Казахстан) и разреза Сарыкум (Центральный Казахстан), а также территориальная разобщенность этих регионов Казахстана не сказались на результатах корреляции, однако поставили ряд вопросов, связанных с особенностями состава конодонтовых комплексов позднего тремадока—аренига (см. главу V).

РАЗРЕЗ БУРУБАЙТАЛ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

Расчленение по конодонтам кремнистых (наиболее глубоководных) отложений верхнего кембрия—нижнего ордовика Центрального Казахстана впервые произведено Т.Ю. Толмачевой [Корень и др., 1993; Попов, Tolmacheva, 1995; Толмачева, 1996] на примере двух надстраивающих друг друга разрезов бурубайтальской свиты Юго-Западного Прибалхашья. В сводном разрезе Бурубайтал, в литологически однородных маломощных кремнистых породах по конодонтам установлена последовательность восьми зон и двух подразделений в ранге слоев с фауной (см. рис. 14).

Первое подразделение в последовательности — зона *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия. Однако присутствие (очевидно, синхронно переотложенных) элементов *Cambrooistodus* sp. в зональном комплексе *notchpeakensis* дает основание полагать, что как таковой зоны *notchpeakensis* верхнего кембрия в кремнистых разрезах бурубайтальской свиты не существует, а существует подразделение, которое уже соответствует подзоне *Cambrooistodus minutus* Северной Америки или зоне *alisonae* самых верхов верхнего кембрия шкалы переходной области (в том числе разреза Батырбай) (см. главу V).

Казахстан							
Центральный		Южный			Центральный		
Разрез Бурубайтал [Толмачева, 1996]		Малый Каратау			Разрез Сарыкум [Dubinina, 1991] (слои с фауной)		
		Разрез Кыршабакты (по данным Т.Б. Байториной, Г.Х. Ергалиева)	Разрез Батырбай [Dubinina, 1991](с изменениями)				
Бурубайталская свита	?		Ордовик	Рахметовский	Oepikodus evae	Слои с Oepikodus evae	
	P. elegans				Prioniodus elegans		
	P. adami				Prioniodus deltatus longibasis		
	A. deltatus longibasis			Слои с Oelandodus sp. A	Актауский	Paroistodus proteus	Слои с Paracordylodus gracilis
	D. deltifer					Drepanoistodus deltifer	
	Слои с T. costatus			Слои с T. costatus	Унгульский	?	Слои с Rossodus manitouensis Chosonodina herfurthi
	C. lindstromi					Iapetognathus n. sp. 1 & Cordylodus lindstromi	
	C. proavus			Слои с C. proavus	Сарыкумская	Cordylodus intermedius	Слои с Cordylodus lindstromi
	C. andresi					Cordylodus proavus	
	E. notchpeakensis			Слои с Eoconodontus notchpeakensis	Кембрий	Cordylodus primitivus	Слои с L. hedini
	?					Eoconodontus alisonae	
	?			Слои с Hirsutodontus ani, P. tenuiserratus	Аксауский	Eoconodontus notchpeakensis	Слои с Eoconodontus notchpeakensis
						Hirsutodontus ani	
Westergaardodina amplicava							
	Слои с прото- и параконодонтами		P. dahlmani - P. memorabilis				

Рис. 14. Корреляция опорного разреза Батырбай Южного Казахстана с разрезами Кыршабакты (Южный Казахстан), Сарыкум и Бурубайтал (Центральный Казахстан)

Последовательность кордилодусовых зон в разрезе Бурубайтал не совсем полная: C. andresi—C. proavus—C. lindstromi, но сравнивая с таковой разреза Батырбай: C. primitivus—C. proavus—C. intermedius—C. lindstromi. В зональном комплексе C. lindstromi разреза Бурубайтал отмечается и более мелководный Hirsutodontus aff. H. simplex. В мелководных разрезах Северной Америки H. simplex характерен для нижележащей зоны C. intermedius. Поэтому в данном случае

можно предположить или некоторую асинхронность переотложения элементов *H. aff. simplex*, или, что более вероятно, синхронность переотложения нового и наиболее молодого *H. aff. simplex* из всех видов рода *Hirsutodontus*. Слои с *Teridontus costatus*, установленные по появлению (моновидового) комплекса с резким доминированием вида-индекса, по-видимому, соответствуют (по положению в разрезе) верхам нижнего тремадока.

Позднетремадокский комплекс зоны *Drepanoistodus deltifer* включает в разрезе Бурубайтал не только *in situ* акадо-балтийские элементы *D. deltifer*, но и синхронно переотложенные мелководные *Rossodus manitouensis*. Однако сам автор [Толмачева, 1996] нигде не упоминает о переотложении и типе переотложения элементов в своем разрезе. Между тем благодаря последней корреляции зоны *D. deltifer* разреза Бурубайтал можно проводить не только с зоной *deltifer* Балтики или с одноименными слоями в разрезах Батырбай и Сарыкум, но и с более мелководными одновозрастными отложениями Северной Америки (см. отложения с фауной *C*) или с отложениями с *Rossodus manitouensis* разреза Сарыкум (см. рис. 14).

За исключением местных слоев с доминирующим видом *Oelandodus sp. A.*, раннеаренигская последовательность зональных комплексов в разрезе Бурубайтал (*A. deltatus longibasis*—*P. adami*—*P. elegans*) близка таковой разреза Батырбай (*P. deltatus longibasis*—*P. elegans*). Сходство комплексов достигается главным образом за счет акадо-балтийских видов. По-видимому, момент появления в разрезе Бурубайтал вида *Parioistodos proteus* — зонального для основания аренига Балтики и батырбайского разреза — не установлен. Это следует из данных о том, что оба вида — *P. proteus* и *A. deltatus longibasis* — появляются в разрезе Бурубайтал одновременно.

Аренигская зона *Oerikodus evae*, прослеженная во многих разрезах Казахстана (в том числе, в разрезах Батырбай и Сарыкум), описана Т.Ю. Толмачевой [1996] и А. Жилкайдаровым [1991; Zhylkaidarov, 1998] уже из другого местонахождения — кремней ушкызыльской свиты Юго-Западного Предчингизья.

Следует отметить, что наиболее полно в Казахстане изучены именно аренигские комплексы конодонтов [Dubinina, 1998a]. Кроме карбонатного разреза Батырбай Южного Казахстана они установлены во многих местонахождениях Центрального Казахстана (см. рис. 5): в кремнисто-терригенных отложениях Атасуйского антиклинория [Герасимова и др., 1977; Гридина, Машкова, 1977], в вулканогенно-кремнистых толщах Ерементау-Ниязского и Ишкеольмесского антиклинориев [Новикова и др., 1978; 1980; Двойченко, Абаймова, 1987], в кремнях Юго-Западного [Никитин и др., 1980; Курковская, 1985; Толмачева, 1996] и Северо-Западного Прибалхашья (Сарыкум) [Аполлонов и др., 1990], кремнях Юго-Западного Предчингизья [Zhylkaidarov, 1998], а также в кремнисто-терригенных образованиях Байконурского синклинория (разрезы Байконур, Сарысай) и Юго-Западной Бетпак-Далы [Дубинина и др., 1996 а, б]. Более подробный список местонахождений аренигских комплексов конодонтов представлен в работе [Дубинина, 1996].

Позднетремадокские комплексы обнаружены в разрезах Батырбай, Сарыкум, Бурубайтал (см. выше), а также в вулканогенно-кремнистых толщах гор Ерементау и Северо-Восточного Предчингизья [Двойченко, Абаймова, 1987]. В двух последних местонахождениях изученность раннетремадокских и тем более “позднекембрийских” конодонтовых комплексов недостаточна. Однако очевидно, что вулканогенно-кремнистые разрезы Ерементау—Чуилийской и Чингиз-Тарбагатайской структурно-фациальных зон, а также кремнисто-терригенные отложения Ишим-Каратауской подзоны (см. рис. 5) (разрезы Байконурского синклинория) [Дубинина и др., 1996 а] перспективны и для изучения конодонтов пограничного кембро-ордовикского интервала.

КИТАЙ

По условиям осадконакопления пограничные отложения кембро-ордовика Китая разделяются на четыре типа [Lai, 1984]: 1 — карбонатный шельф, 2 — край шельфа, 3 — склон, 4 — океанический бассейн (рис. 15).

Карбонатный шельф занимает в Китае обширное пространство по обе стороны от центрального океанического бассейна (см. рис. 15): с одной стороны — шельф Северо-Западного Китая (Тарим), Северного и Северо-Восточного Китая, с другой — шельф Южного Китая (Янцзы). Отложения здесь представлены мелководными известняками и доломитами с эндемичными трилобитами, а также граптолитами, цефалоподами и конодонтами. Для каждой из этих групп фауны составлена последовательность зон, подзон и горизонтов (по граптолитам), наиболее полно разработанная на разрезах Северного и Северо-Восточного Китая [Zhou et al., 1983; Chen et al., 1983, 1988].

Отложения края шельфа и склона, по терминологии А.Ф. Пальмера (см. ниже), соответствуют внешнему детритовому поясу. Первые прослежены к востоку от собственно шельфа Янцзы, где характеризуют так называемый край шельфа Яннань (см. рис. 15). В Северо-Западном Китае фации открытого шельфа развиты к северо-востоку от таримского шельфа по линии Куругтаг—Кавабулак. Они представлены темными толсто- и тонкослоистыми известняками, чередующимися с известковистыми аргиллитами. Известняки преобладают в верхнем кембрии, а аргиллиты — в ордовике. Разрезы этого типа охарактеризованы преимущественно трилобитами, реже граптолитами; цефалоподы иногда образуют маркирующие прослои, но в целом — довольно редки [Lu et al., 1983]; конодонты — крайне редки (Д. Миллер, в печати).

Ближний тип фаций и сходство фаунистических комплексов (главным образом трилобитовых) отмечаются также в пределах Ишим-Каратауской структурно-фациальной подзоны Казахстана (Улутау, Большой Каратау).

Корреляция разреза Батырбай с этим типом отложений Китая и Казахстана основывается практически только на трилобитах. Понятно, что в каждом конкретном случае могут иметь место некоторая неполнота последовательности и (или) индивидуальная особенность трилобитовых комплексов. Однако в общем виде в этом типе отложений устанавливается четкая последовательность из трех трилобитовых ассоциаций: 1 — с *Hedinaspis*, *Lotagnostus*, *Charchaquia*; 2 — с *L. hedinii*; 3 — с *Hysterolenus* и др. Первые две ассоциации характерны для позднего кембрия, третья — для раннего ордовика.

Эта последовательность позволяет проводить широкую пространственную корреляцию пограничных отложений. Из китайских разрезов этого типа наиболее полно документированы только два: один — в районе Таоюаня, Северо-Западного Хунаня [Peng, 1983] и второй — в Чжецзяне [Lu et al., 1983; Lu, Lin, 1984]. Оба разреза находятся на юго-востоке Китая в пределах края шельфа Яннань (см. рис. 15).

В 1983 г. они выдвигались китайскими геологами в качестве потенциальных стратотипов границы кембрия—ордовика. Международная рабочая группа ознакомилась с разрезом Чжецзяна (1983 г.) и усомнилась в возможности его использования в качестве стратотипического главным образом из-за сложной складчатости. В формации Сиюаньшань верхнего кембрия и формации Инчупу нижнего ордовика Чжецзяна установлена довольно полная зональная последовательность трилобитов [Lu et al., 1983], за исключением отложений (между зонами *punctatus* и *hedinii* формации Сиюаньшань), охарактеризованных только головоногими моллюсками (зона *Asaroceras*—*Antacaroceras*) и редкими конодонтами *E. notchpeakensis*. Дальнейшее исследование этого разреза на конодонты, произведенное Д. Миллером, немного дополнило конодонтовый комплекс низов формации Инчупу (зона *Hysterolenus asiaticus*) элементами *Hirsutodontus hirsutus*, характерными для нижней части зоны *proavus*

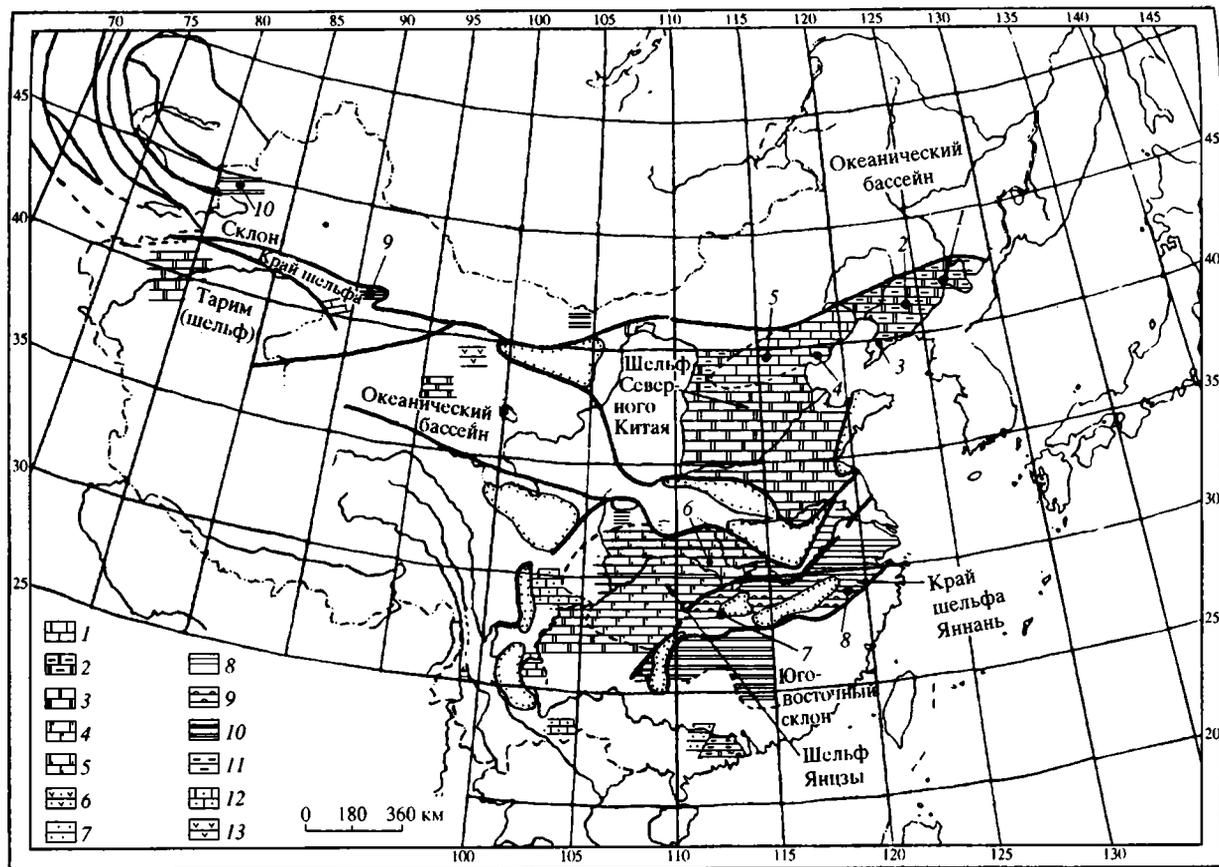


Рис. 15. Обстановки осадконакопления в раннем ордовике Китая [Lai, 1984] и расположение опорных разрезов ордовика

Разрезы (цифры на рисунке): 1 — Даянча, 2 — Хуолянжай, 3 — Фужоуван, 4 — Ушан, 5 — Магежуан, 6 — Хуанхуачань, 7 — Таюань (Северо-Западный Хунань), 8 — Западный Чжецзян, 9 — Кавабулак, 10 — Коргас

1 — известняки; 2 — переслаивание доломитов и известняков со сланцами; 3 — доломиты; 4 — низы разреза — известняки, верхи — доломиты; 5 — низы разреза — доломиты, верхи — известняки и сланцы; 6 — вулканиты с песчаниками и алевролитами; 7 — переслаивание песчаников и алевролитов; 8 — алевроиты; 9 — низы разреза — известняки и доломиты, верхи — песчаники и сланцы; 10 — сланцы; 11 — сланцы с линзами известняка; 12 — кремни и известковистые алевролиты; 13 — вулканиты с включениями известняков и сланцев

(см. рис. 39). Данные о конодонтах разреза Чжецзяна [Lu et al., 1983; Miller, in press.] и редкие находки конодонтов (без четкости в их последовательности), установленные в двух разрезах района Таоюаня [Peng, 1983] — пока единственные во всей зоне открытого шельфа Китая.

Более глубоководные отложения внешнего детритового пояса (склон) мало мощны, развиты также на юго-востоке и северо-западе Китая и представлены преимущественно черными кремнистыми алевролитами с прослоями калькаренитов и мергелей. По условиям осадконакопления они сходны с областями кремненакопления сарыкумского бассейна Северо-Западного Прибалхашья. Фации северо-западного склона прослеживаются (см. рис. 15) к северу от края таримского шельфа по линии Коргас—Ханвула, юго-восточного склона — соответственно к югу от края шельфа Яннань. Фауна представлена анизограптидами и трилобитами, сходными с таковыми краевых шельфов. Конодонты здесь пока не изучены.

Таким образом, из всех перечисленных типов пограничных отложений кембрия—ордовика Китая только отложения карбонатного шельфа (первый тип по классификации: [Lai, 1984]) являются основой для разработки детальных зональных конодонтовых шкал.

Сейчас известно несколько вариантов шкал Северного, Северо-Восточного [An, 1981, 1982; An et al., 1983; Wang, 1983, 1984; Chen et al., 1985, 1988] и Южного Китая [An, 1981; An et al., 1981; Dong, 1983, 1984; Zeng et al., 1983; Ni et al., 1983].

Зональная конодонтовая шкала [An, 1982] от верхов среднего кембрия до низов ордовика разработана на четырех разрезах Северного Китая. Из них интерес для сравнения с разрезом Батырбай представляют три разреза: Фужоуван и Хуолянжай провинции Ляонин и разрез Магежуан провинции Хэбэй, в которых детально изучены конодонты пограничных отложений кембрия и ордовика. Еще большая дробность расчленения пограничных отложений на конодонтовой основе получена в результате изучения шести основных разрезов Северного и Северо-Восточного Китая [Wang, 1983, 1984], из которых разрез Даянча провинции Жилин [Chen et al., 1985, 1988] рассматривался в качестве кандидата на стратотип границы кембрия и ордовика. Этот разрез непрерывен и охарактеризован тремя ведущими группами фауны — конодонтами, граптолитами, эндемичными трилобитами.

Зональная схема Ж. Ван [Wang, 1984] по содержанию и дробности расчленения (рис. 16) заметно приближается к таковой Мидконтинента Северной Америки [Miller, 1980, 1984, 1988; Miller et al., 1982]. В то же время зональная схема верхов кембрия и низов ордовика шельфа Янцзы [An et al., 1981; Dong, 1983, 1984] характеризуется значительно меньшей проработанностью и дробностью подразделений, связанных главным образом с неблагоприятной для выхода конодонтов доломитизацией отложений.

В любой последовательности пограничных отложений кембрия—ордовика (будь то Северная Америка, Австралия или Китай) ассоциация из прото- и паракондонтов в верхах кембрия предшествует появлению первых примитивных эуконодонтов. Так, в разрезе Батырбай зона *Westergaardodina amplicava*, охарактеризованная исключительно прото- и паракондонтами, сменяется зоной *Hirsutodontus ani* с примитивными эуконодонтами: *H. ani*, *H. transmutatus*, *P. tenuiserratus*, *T. nakamurai*. В Северном и Северо-Восточном Китае [An, 1982] появление первых эуконодонтов происходит на границе зон: *Westergaardodina aff. fossa*—*Prooneotodus rotundatus* и *Proconodontus*, практически совпадающей с границей ярусос ченшань и феншань верхнего кембрия. В региональной схеме [An et al., 1983] Северного Китая смена прото- и паракондонтовых элементов эуконодонтовыми прослежена на границе зон: *Distacodus? palmeri*—*Prooneotodus rotundatus* и *Proconodontus*—*Rotundoconus* (граница формаций Ченшань и Феншань).

Каждая из перечисленных границ смежных зон отмечает этот важный рубеж в развитии конодонтов. До этого рубежа основой для расчленения отложений являются

Северный Китай				Южный Казахстан	
Разрез Даянча				Малый Каратау	
[Chen et al., 1985, 1988]	[Wang, 1984]	[An, 1982]	[An et al., 1983]	Разрез Батырбай [Dubinina, 1991] (с изменениями)	
			Лянжайшань	Рахметовский	Орловик
			Paraserratognathus paltodiformis	Oepikodus evae	
			Serratognathus extensus	Prioniodus elegans	
			Serratognathus bilobatus	Prioniodus deltatus	
			Scalpellodus tersus	longibasis	
				Paroistodus proteus	
				Актауский	Орловик
Cordylodus angulatus - Chosonodina herfurthi	Chosonodina herfurthi - Scolopodus quadraplicatus	Acodus oneotensis - Cordylodus rotundatus	Scolopodus quadraplicatus - Scolopodus opimus	Drepanoistodus deltifer	
	C. angulatus - C. rotundatus	Utahconus - Monocostodus severiensis	Cordylodus rotundatus - "A." oneotensis	?	
Cordylodus lindstromi	Utahconus		U. beimataoensis - M. severiensis	Iapetognathus n. sp. 1 & Cordylodus lindstromi	
Cordylodus intermedius	подзона не выделена				
	F. inornatus			Унгурский	
Cordylodus proavus	Cordylodus proavus	Cordylodus proavus	Cordylodus proavus	Cordylodus intermedius	
				Cordylodus proavus	
Cambrooistodus	Cambrooistodus minutus				
	Eoconodontus notchpeakensis			Батырбайский	
Proconodontus muelleri	Proconodontus muelleri	Proconodontus	Proconodontus	Cordylodus primitivus	
Proconodontus posterocostatus	Proconodontus tenuiserratus		Rotundoconus	Eoconodontus alisonae	
Proconodontus tenuiserratus				Eoconodontus notchpeakensis	
Зоны не выделены	Зоны не выделены	Westergaardodina aff. fossa - P. rotundatus	Distacodus? palmieri - Proconotodus rotundatus	Hirsutodontus ani	Кембрий
				Аксайский	
				Westergaardodina amplicava	
				P. dahlmani - P. memorabilis	

Рис. 16. Корреляция разреза Батырбай с опорными разрезами Северного Китая

прото- и параконодонты, что, в частности, видно на примере зонального расчленения отложений среднего и низов верхнего кембрия Северного Китая [An, 1982].

Следует отметить, что пока это — единственная схема, разработанная по конодонтам для данного возрастного интервала. Однако если протоконодонты могут явиться основой для расчленения нижнего кембрия [Bengtson, 1976, 1983; Miller, 1984; Миссаржевский, 1973], прото- и параконодонты — основой для расчленения среднего и низов верхнего кембрия [An, 1982], то для зонального деления пограничных отложений кембрия и ордовика они играют только второстепенную роль. Это объясняется не только шириной вертикального распространения прото- и многих параконодонтовых таксонов, а главным образом появлением в верхах верхнего кембрия примитивных эуконодонтов, их быстрым развитием и сменяемостью во времени (см. главу VI).

В эволюционной последовательности конодонтов карбонатных шельфов Китая первые эуконодонты представлены видами рода *Proconodontus* (*P. tenuiserratus*, *P. posterocostatus*, *P. muelleri*), примитивными представителями рода *Hirsutodontus* (*H. ani*, *H. transmatus*, *H. sp. A*) и элементами *Teridontus nakamurai*. В батырбайском разрезе в число первых эуконодонтов входят *H. ani*, *H. transmatus*, *P. tenuiserratus* и *T. nakamurai*. По появлению двух из них (*H. ani* и *P. tenuiserratus*) здесь определена нижняя граница зоны *Hirsutodontus ani*. По-видимому, эта зональная граница разреза Батырбай соответствует в Северном и Северо-Восточном Китае основанию зоны *Proconodontus* (схема [An, 1982]), основанию зоны *Proconodontus*—*Rotundoconus* (схема [An et al., 1983]), основанию подзоны *Proconodontus tenuiserratus* зоны *Proconodontus* (схемы: [Wang, 1984; Chen et al., 1988]), в Южном Китае (шельф Янцзы) — основанию зоны *Hirsutodontus ani*² (схема [An et al., 1981]) (рис. 17). В Северном Китае она практически соответствует границе ярусов ченшань и феншань; в Южном Китае она прослеживается в основании доломитов группы Сяньютонг.

Результаты подобной корреляции следуют из доказательства практической одновременности появления примитивных представителей родов *Hirsutodontus* и *Proconodontus* на примере разрезов Батырбай, Кыршабакты (см. выше), нескольких разрезов Северного Китая [An, 1982; An et al., 1983; Chen et al., 1988] и разреза Хуанхуачань провинции Хубэй Южного Китая [An et al., 1981].

Так, в разрезе Фужоуван провинции Ляонин Северного Китая [An, 1982], охватывающем отложения самых верхов среднего кембрия и весь верхний кембрий, самым первым эуконодонтовым элементом, предшествующим появлению *Proconodontus tenuiserratus*, приведен примитивный *Hirsutodontus sp. A*. Стратиграфический интервал между уровнями появления обоих эуконодонтов очень мал: от самых верхов формации Ченшань (появление *H. sp. A*) до самых низов формации Феншань верхнего кембрия (появление *P. tenuiserratus*).

H. sp. A обнаружен также в разрезе Магежуан провинции Хэбэй [An, 1982], где удается проследить его стратиграфическое распространение (до основания зоны *proavus*), однако без установления точного уровня появления этого таксона.

Разрез Хуоляняжай провинции Ляонин [An, 1982], как и предыдущий разрез, начинается только с зоны *Proconodontus*, где практически на одном уровне обнаружены *P. tenuiserratus*, *P. posterocostatus*, *Hirsutodontus sp. A*, а немного выше — *P. muelleri*.

Неполнота зоны *Proconodontus* незначительна, но очевидна в разрезах Магежуан и Хуоляняжай, поэтому основной интерес из трех перечисленных разрезов имеет разрез Фужоуван, в котором *H. sp. A* предшествует появлению *P. tenuiserratus*, но стратиграфически очень близок к нему. Это дает основание для корреляции отложений с *H. sp. A* и *P. tenuiserratus* (практически граница формаций Ченшань и Феншань) Северного Китая с подошвой зоны *Proconodontus tenuiserratus* верхов франкона Запада США (см. раздел корреляции с разрезами Северной Америки).

² Первоначальное название зоны (без таксономической ревизии индекс-вида) — *Hirsutodontus primitivus* [An et al., 1981].

Южный Китай			Южный Казахстан			
Шельф Янцзы [An et al., 1981; Dong, 1983, 1984]			Разрез Батырбай [Dubinina, 1991] (с изменениями)			
Даван	Хонхуаян	Serratognathus	Рахметовский	Oepikodus evae	Орловик	
				Baltoniodus communis		Prioniodus elegans
				Serratognathus diversus		Prioniodus deltatus longibasis
Фенянь	Нанчунгуань	Drepanodus deltifer	Актауский	Drepanoistodus deltifer	Орловик	
				S. paucicostatus - S. barbatus		?
				S. quadraplicatus		
				Acanthodus costatus - "A." oneotensis ?		Iapetognathus n.sp. 1 & Cordylodus lindstromi
Унгурский	Monocostodus sevierensis	Cordylodus intermedius				
	Cordylodus proavus	Cordylodus proavus				
Батырбайский	Группа Саньютонг	Hirsutodontus ani	Батырбайский	Cordylodus primitivus	Кембрий	
				Eoconodontus alisonae		
				Eoconodontus notchpeakensis		
				Hirsutodontus ani		
Аксайский			Аксайский	Westergaardodina amplicava	Кембрий	
				P. dahlmani - P. memorabilis		

Рис. 17. Корреляция разреза Батырбай с разрезом Хуанхуачань (шельф Янцзы) Южного Китая

Следует также отметить, что в разрезах Северного Китая на таком низком стратиграфическом уровне, как самые низы формации Феншань (а также в основании зоны *Hirsutodontus ani* разреза Батырбай), еще одним сопутствующим элементом всегда является *Teridontus pakamigai*, который в мелководных разрезах Запада США отмечен значительно выше.

Еще один пример совместной встречаемости примитивных эуконодонтowych элементов родов *Proconodontus* и *Hirsutodontus* мы наблюдаем в разрезе Ушан Северного Китая [Wang, 1984] на чуть более высоком стратиграфическом уровне, но опять же в нижней половине формации Феншань, где установлено одновременное появление *P. muelleri* и примитивного *H. sp. nov.* [Wang, 1984].

Однако больше всего нас интересуют именно те таксоны, которые составляют первый по появлению эуконодонтový “набор”, входящий в комплекс зоны *ani* разреза Батырбай, т. е.: *H. ani*, *H. transmutatus*, *P. tenuiserratus* и *T. nakamurai*. В совокупности эти элементы встречены в некоторых разрезах Северного Китая провинций Хэбэй и Шендонг в низах формации Феншань, нижней части зоны *Proconodontus—Rotundocoonus* (схема [An et al., 1983]), причем наиболее ранним из них здесь отмечен *H. ani*. Тем не менее доизучение и уточнение данных этого стратиграфического интервала северокайских разрезов [An et al., 1983] остается желательным. В подтверждение тому служит пример одновременности появления в них *H. transmutatus*, *T. nakamurai* и *E. notchpeakensis*, тогда как в разрезе Батырбай первые два вида являются практически на одном уровне с *H. ani*, а в целом — гораздо раньше появления в разрезе *E. notchpeakensis*.

Данные по разрезу Даянча [Chen, Gong, 1986; Chen et al., 1988] подтверждают близость по времени появления *Proconodontus tenuiserratus*, *H. ani*, *H. transmutatus* и *T. nakamurai*.

Интересно, что первые сведения о *H. ani* известны по разрезу Хуанхуачань шельфа Янцзы района Йичан провинции Хубэй Южного Китая [An et al., 1981]. В корреляционной схеме [An et al., 1983] региональное стратиграфическое подразделение *Proconodontus—Rotundocoonus* Северного Китая дано в правомочном соответствии с подразделением *Hirsutodontus ani* шельфа Янцзы [An et al., 1981] и с зоной *Proconodontus* Запада США [Miller, 1980] (но без точного соотношения их нижних границ). Последняя информация по району Йичан провинции Хубэй Южного Китая (разрез Хуанхуачань) [Dong, 1984], к сожалению, лишена сведений об отложениях ниже уровня с *S. proavus*.

Подводя итог корреляции конодонтовой зоны *Hirsutodontus ani* разреза Батырбай, можно отметить, что соответствие нижней границы этой зоны основаниям перечисленных выше зон Северного Китая самых низов формации Феншань (см. различные схемы по Северному Китаю), а также основанию зоны *Proconodontus tenuiserratus* самых верхов франкона Северной Америки наиболее вероятно.

Далее корреляция представляется в следующем виде. Нижняя граница зоны *Eoconodontus notchpeakensis* разреза Батырбай соответствует таковой одноименной подзоны Северного Китая (схема [Wang, 1984]). В других схемах Северного Китая [An, 1982; An et al., 1983; Chen et al., 1988] отмечается момент появления *E. notchpeakensis* в последовательности конодонтов, однако одноименное подразделение не выделяется. Соответственно зона *Proconodontus* (схема [An, 1982]) и зона *Proconodontus—Rotundocoonus* (схема [An et al., 1983]) представлены нерасчлененными.

Подобная ситуация складывается для подразделения *Cambroistodus minutus*, получившего в схеме [Wang, 1984] ранг подзоны в верхах зоны *Proconodontus* формации Феншань и не выделенного (хотя и “существующего”, т. е. охарактеризованного в непрерывной последовательности видами рода *Cambroistodus*) в схеме [An, 1982].

Соответствие зоны *Eoconodontus alisonae* разреза Батырбай подзоне *Cambroistodus minutus* Северного Китая несомненно. Подобное заключение следует из положения об одновозрастности обеих биофаций: мелководной и относительно глубоководной (относительно холодноводной). Первая характеризуется ассоциацией с доминирующими видами *Cambroistodus*, вторая — элементами *E. alisonae* (см. главу V и раздел корреляции с разрезами Северной Америки).

В Южном Китае [An et al., 1981] отложения с *Hirsutodontus ani* группы Саньютонг отражают совокупности зон: *Hirsutodontus ani*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Eoconodontus alisonae* и *Cordylodus primitivus* батырбайского разреза.

Не представляет трудностей прослеживание зоны *Cordylodus proavus* разреза Батырбай как в Северном, так и в Южном Китае [Wang, 1984] (см. рис. 16, 17). В разрезе Даянча Северо-Восточного Китая [Chen et al., 1985, 1988] можно с уверенностью проследить нижнюю границу зоны *Cordylodus proavus*.

Нижняя граница вышележащей зоны *Cordylodus intermedius* батырбайского разреза соответствует таковой в разрезе Даянча [Chen et al., 1985, 1988] и, по-видимому, — нижней границе одноименной зоны схемы [Wang, 1984], проходящей в основании формации Ели. Зона *intermedius*, представленная в схеме [Wang, 1984], подразделена на три подзоны, из которых верхняя (подзона *Utahconus*) выделена на основании появления у ее нижней границы главным образом *C. lindstromi*. Таким образом, эта зона схемы [Wang, 1984] соответствует совокупности зон *intermedius* и *lindstromi* в разрезе Батырбай.

Следует отметить, что в Китае нижняя граница зоны *intermedius* характеризуется появлением (кроме вида-индекса) ряда других таксонов: *Monocostodus sevierensis* (= “*Drepanodus*” *simplex*) и видов *Utahconus*, обычных для такого типа мелководных отложений. Перечисленные конодонтовые элементы продолжают свое существование и выше (зона *lindstromi*).

В данном случае надо иметь в виду, что нижние границы “зон-синонимов”, обозначенных по названию перечисленных сопутствующих таксонов, должны по сути (исходя из принципа появления новых таксонов) соответствовать нижней границе зоны *intermedius*. Однако во многих разрезах Северного Китая [An et al., 1983] появление этих таксонов отмечено только совместно с элементами *C. lindstromi*, поэтому “зона-синоним” *Utahconus beimataoensis*—*Monocostatus sevierensis* (схема [An et al., 1983]) и ее нижняя граница могут иметь отношение только к зоне *lindstromi* (см. рис. 16).

Кроме того, необходимо отметить, что нижняя граница зоны *Utahconus*—*Monocostodus sevierensis* (схема [An, 1982]) проведена ее автором не по традиционному принципу появления соответствующих таксонов, а на основе обобщения данных о конодонтовом комплексе этой зоны с нижней границей, совпадающей с появлением *C. lindstromi*.

В действительности же элементы *M. sevierensis* в этих разрезах [An, 1982] появляются не на уровне *C. lindstromi*, а немного раньше, т. е. в верхней части зоны *Cordylodus proavus* формации Феншань. Именно с этим уровнем мы коррелируем нижнюю границу зоны *intermedius* батырбайского разреза, Даянча [Chen et al., 1988] и разрезов, вошедших в схему [Wang, 1984]. Нижняя граница зоны *lindstromi* нашего разреза будет отвечать таковой зоны *Utahconus*—*M. sevierensis* [An, 1982] и зоны *Utahconus beimataoensis*—*M. sevierensis* [An et al., 1983], проходящей в основании формации Ели.

По-видимому, граница формаций Феншань и Ели в пределах Северного и Северо-Восточного Китая диахронна. Это видно на примере разрезов, изученных Т. Ан [An, 1982] и Ж. Ван [Wang, 1984]. Возрастной диапазон “скольжения” этой границы укладывается, вероятно, в объем зоны *intermedius* (в нашем понимании этой зоны). Если говорить о тех незначительных перерывах в осадконакоплении, которые существовали в пределах мелководного карбонатного шельфа Китая (обычно это — границы формаций), то, видимо, фаунистически они пока трудно уловимы.

Что касается зоны *Monocostodus sevierensis* Южного Китая [An et al., 1981], выделенной в верхах доломитов группы Саньютонг и низах формации Нанчинкуань, то данных о ее фаунистическом комплексе очень мало. Возможен вариант корреляции этой зоны с совокупностью зон *intermedius* и *lindstromi* или только с одной из них; не исключена также возможность перерыва осадконакопления, приходящегося на какую-то часть этой зоны.

Отложения, не охарактеризованные в нашем разрезе конодонтами, приходится на зону *Cordylodus angulatus*—*Cordylodus rotundatus* и, вероятно, — нижнюю полови-

ну зоны *Chosonodina herfurthi*—*Scolopodus quadraplicatus* (схема [Wang, 1984]); на зону *Cordylodus rotundatus*—"*Acodus*" *oneotensis* и нижнюю половину зоны *Scolopodus quadraplicatus*—*Scolopodus opimus* (схема [An et al., 1983]) формации Ели Северного Китая, а в Южном Китае — на совокупность зон (*Acanthodus costatus*—"*Acodus*" *oneotensis*, *Scolopodus quadraplicatus* и *Scolopodus paucicostatus*—*Scolopodus barbatus*) верхов формации Нанчинкуань.

Однако несомненно, что часть зоны *Chosonodina herfurthi*—*Scolopodus quadraplicatus* (схема [Wang, 1984]) Северного Китая (и ее аналогов в Южном Китае) представлена в верхах чагайской свиты Северо-Западного Прибалхашья слоями с комплексом *Rossodus manitouensis*—*Chosonodina herfurthi* (см. раздел региональной корреляции).

Слои с *Drepanoistodus deltifer* разреза Батырбай отвечают, соответственно, части зоны *Drepanodus deltifer* формации Фенсянь Южного Китая [An et al., 1981], вероятно, самой верхней части зоны *Chosonodina herfurthi*—*Scolopodus quadraplicatus* (схема [Wang, 1984]) и, может быть, верхам зоны *quadraplicatus*—*opimus* (схема [An et al., 1983]) формации Ели Северного Китая.

Самая нижняя зона формации Лянжайшань — *Scalpellodus tersus* относится китайскими специалистами еще к аналогам верхнего тремадока [An et al., 1983]. Однако появление в основании этой зоны типично аренигских форм типа *Paracordylodus gracilis* и других видов позволяет проводить ее корреляцию с нижней частью зоны *Paroistodus proteus* батырбайского разреза. Возможно, к этой же части нашего разреза следует отнести и верхи нижележащей зоны *quadraplicatus*—*opimus* формации Ели [An et al., 1983], где обнаружены формы *Paroistodus aff. proteus*, по-видимому, имеющие отношение уже к аналогам аренига. В целом достаточно четко устанавливается соответствие зональных подразделений формации Лянжайшань Северного Китая совокупности зон *Paroistodus proteus*, *Prioniodus deltatus longibasis*, *Prioniodus elegans* и *Oepikodus evae* батырбайского разреза (см. рис. 16).

По заключению Т. Ан [An, 1981], различия между биогеографическими провинциями Северного и Южного Китая становятся отчетливыми к позднему тремадоку и раннему аренигу. Т. Ан [An, 1981] проводит сравнение Северокитайской фаунистической провинции раннего ордовика с таковой Мидконтинента Северной Америки и, соответственно, Южнокитайской провинции — с Североатлантической. Отмечаются также трудности корреляции формации Лянжайшань Северного Китая с формацией Хонхуаян (аналоги аренига) Южного Китая [An, 1981], в которых общими формами являются только виды родов *Bergstroemognathus* и *Serratognathus*.

Возможности корреляции аналогов аренига нашего разреза с разрезами Северного и Южного Китая также неодинаковы. В первом случае корреляция, действительно, достигается только с помощью элементов *Serratognathus*, *Bergstroemognathus* и аренигских космополитов. По совокупности зон обеспечивается общий вид корреляции аналогов аренига Батырбая (четыре зоны) и Северного Китая (четыре зоны).

Иная картина складывается при сопоставлении нашего разреза с южнокитайскими, из которых наиболее представительный — разрез Хуанхуачань провинции Хубэй [An et al., 1981]. Общность фауны здесь очевидна как для аналогов самых верхов тремадока (см. корреляцию слоев с *D. deltifer* Батырбая с зоной *deltifer* Юга Китая), так и аренига. Аренигский комплекс с *Paroistodus proteus*, *Serratognathus diversus* и другими видами появляется на юге Китая в самых верхах формации Фенсянь [An, 1981]. С этим уровнем, вероятно, можно сопоставить подошву зоны *Paroistodus proteus* Батырбая. Вышележащая формация Хонхуаян охарактеризована в нижней части (подзона *Serratognathus diversus*) преимущественно простыми конодонтами, а также видами *Serratognathus* (известными только в пределах Восточной Азии); в верхней части (подзона *Baltoniodus communis*) — *B. communis*, *Reutterodus depressus*, *D. perlongus* и элементами Юаногнатусовой фауны: *Juanognathus variabilis*, *Protopanderodus gradatus*.

Эти данные приводят к корреляции нижней подзоны формации Хонхуаян Юга Китая с зонами *Paroistodus proteus* и *Prioniodus deltatus longibasis* нашего разреза, а

верхней подзоны — приблизительно с нашей зоной *Prioniodus elegans*, однако без точного сопоставления границ между ними (см. рис. 17).

Появление в разрезе Хуанхуачань зонального *Oerikodus evae* происходит вблизи верхней границы формации Хонхуаян. В основном же комплекс зоны представлен в низах формации Даван, где кроме вида-индекса встречены (характерные и для батырбайского разреза) *Bergstroemognathus extensus*, *Drepanoistodus forceps* и другие виды. Вероятно, в данном случае можно говорить не только о соответствии одноименных подразделений, но и их нижних границ.

Подводя итог корреляции (в данном разделе) отметим, что из-за отсутствия или крайней редкости конодонтов в разрезах внешнего детритового пояса (края шельфа и склона) Китая корреляцию разреза Батырбай на конодонтовой основе удалось произвести в основном с разрезами собственно карбонатного шельфа Северо-Восточного, Северного и Южного Китая. В то же время подобную корреляцию на трилобитовой основе можно считать довольно условной из-за существенной разницы трилобитовых биофаций карбонатного шельфа и внешнего детритового пояса [Lu et al., 1983; Peng, 1983; Zhou et al., 1983]. Однако в пределах последнего корреляция с помощью трилобитов вполне надежна [Аполлонов, Чугаева, 1983 а].

Таким образом, в вопросах корреляции конодонты и трилобиты дополняют друг друга: первые обеспечивают корреляцию разреза Батырбай с мелководными карбонатными разрезами устойчивых кратонов (шельф Северного Китая и шельф Янцзы), вторые — с разрезами внешнего детритового пояса. Эндемизм трилобитов мелководного карбонатного пояса Китая — несомненно, большое препятствие для корреляции с разрезами внешнего детритового пояса Китая и Казахстана.

Однако этот вопрос, вероятно, может быть решен с помощью детального исследования эндемичных азиатских представителей трилобитовых сообществ, синхронно перенесенных (переотложенных, аллохтонных) потоками с мелководья в обстановки края шельфа и склона, т. е. как раз на примере разрезов внешнего терригенного пояса Китая и Казахстана (разрезы Таоюаня, Чжецзяна, Большого Каратау, Улутау, Малого Каратау — Батырбай). Формирование (*in situ*) практически идентичных (вероятно, глубоководных) трилобитовых комплексов происходит в этих разрезах обычно в темных тонкослоистых известковых прослоях, чередующихся с прослоями, содержащими аллохтонные трилобитовые комплексы, перенесенные с мелководья.

Эта проблема впервые была поставлена и решена М. Тейлором и Х. Куком на примере разрезов Хот Крик Центральной Невады [Taylor, 1976; Cook, Taylor, 1977] (см. раздел корреляции с разрезами Северной Америки). Трудности же корреляции с разрезами внешнего детритового пояса Китая на основе конодонтов объясняются в большинстве случаев недостаточной изученностью и сложностью поиска этой группы фауны в подобных фациях. Однако пример сарыкумских разрезов Северо-Западного Прибалхашья дает основание полагать, что подобные исследования (на конодонты) в Северо-Западном и Юго-Восточном Китае в дальнейшем могут дать желаемые результаты.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Запад Соединенных Штатов Америки

Для кембрийских отложений (а это в равной степени относится и к раннему ордовику) Северо-Американского континента предложены модели [Lochman-Balk, Wilson, 1958; Lochman-Balk, 1970; Palmer, 1960, 1965, 1973], согласно которым выделены три литофациальных пояса (рис. 18): 1 — внутренний терригенный (детритовый), в отложениях которого преобладают кварцевые и полевошпатовые песчаники, глауконитовые песчаники с прослоями глинистых и карбонатных пород; 2 —

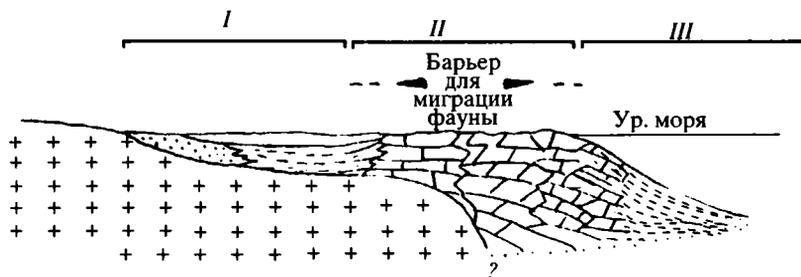


Рис. 18. Литофациальные пояса Северной Америки в кембрии [Palmer, 1960, 1965, 1973]

Пояса: I — внутренний терригенный (детритовый), II — карбонатный, III — внешний терригенный (детритовый)

карбонатный пояс с биокластическими, часто оолитовыми известняками, светлоокрашенными, нередко со строматолитовыми банками, известковыми алевролитами и доломитами; 3 — внешний терригенный (детритовый) пояс, в составе пород которого преобладают темные тонкослоистые известняки и сланцы. Модели К. Лочман-Болк и А. Пальмера имеют свои особенности.

В первой модели [Lochman-Balk, Wilson, 1958; Lochman-Balk, 1970] литофациальные зоны и связанные с ними трилобитовые биофациальные пояса рассмотрены по отношению к тектоническим обстановкам Северо-Американского континента. Здесь выделены трилобитовые биофации в пределах кратона и, соответственно, таковые — за его пределами. Последние соотношены с внешними частями миогеосинклиналей и эвгеосинклинальными областями.

В модели А. Пальмера [Palmer, 1960, 1965, 1973] лито- и биофациальные (трилобитовые) пояса представлены в зависимости от доступа к открытому океану. Ограниченный доступ к океану является причиной формирования эндемичной фауны внутреннего терригенного пояса. В свою очередь, космолитность фауны внешнего терригенного пояса объясняется, соответственно, свободным доступом к открытому океану. Мелководный карбонатный пояс (по данной модели) служит своего рода барьером или “фильтром” для миграции фауны между внутренним и внешним детритовыми поясами.

По терминологии китайских специалистов [Lai, 1984] карбонатный пояс отвечает карбонатному шельфу, внешний детритовый пояс — краю шельфа и склону.

Как в Китае, так и в Северной Америке, для разных литофациальных поясов существуют обособленные, таксономически различающиеся трилобитовые шкалы. “Стандартной” для Северо-Американского континента считается шкала, разработанная на сравнительно мелководных разрезах карбонатного пояса Оклахомы, Техаса, Юты.

Корреляция последовательности трилобитовых зон разреза Батырбай со “стандартной” шкалой Северной Америки трудна и довольно условна. В то же время разрезы Хот-Крик и Тибо Центральной Невады [Taylor, 1976, 1977], а также известняки Хиллард Аляски [Palmer, 1968], относимые к внешнему терригенному поясу, содержат автохтонные относительно глубоководные трилобитовые комплексы с *Hedinaspis*, *Lotagnostus*, *Charchaqia*, сходные с таковыми разреза Батырбай. Эти позднекембрийские комплексы отвечают, по-видимому, позднему франкону “стандартной” шкалы Северной Америки [Taylor, 1977] и, как уже отмечалось, прослежены в отложениях сходного типа не только Казахстана, но Юго-Восточного и Северо-Западного Китая. Более молодые отложения нашего разреза (особенно с уровня *Euloma limitarus*—*Batyraspis* и выше) содержат слишком мало общих с североамериканскими форм трилобитов. Поэтому корреляция батырбайского разреза с разрезами Северной Америки основана главным образом на последовательности конодонтов (рис. 19).

Наиболее дробным зональным делением пограничных отложений кембрия и ордовика отличается конодонтовая шкала, разработанная на мелководных карбонатных разрезах Запада Соединенных Штатов [Miller, 1980, 1984, 1988, 1996, 1997 a; Miller et al., 1982]. К ним относятся разрезы Триджилл Крик и Лэнк Рэнч Техаса, разрез Чендлер Крик Оклахомы и разрезы Лава Дэм и Лаусон Кав Юты, охарактеризованные, кроме конодонтов, богатой фауной преимущественно эндемичных трилобитов и замковых брахиопод. В состав отложений перечисленных разрезов входят различные типы известняков: оолитовые, строматолитовые, брекчиевые, мелкообломочные, органогеннообломочные; ракушняки, доломиты.

Наибольшей мощностью характеризуется разрез Чендлер Крик Оклахомы (около 350 м), расположенный внутри авлакогена, наименьшей мощностью — разрез Триджилл Крик Центрального Техаса (около 120 м). Нижние границы зон схемы Д. Миллера определены по принципу появления новых взаимосвязанных филогенетически эуконодонтовых таксонов [Miller, 1980]. Появлению первых эуконодонтов рода *Proconodontus* в этих разрезах предшествует небольшой (по числу видов) комплекс из прото- и параконодонтов (без названия). Подошва зоны *Proconodontus tenuiserratus* шкалы Д. Миллера (самые верхи франконского яруса верхнего кембрия) и подошва зоны *Hirsutodontus ani* разреза Батырбай являются рубежами, связанными с появлением первых примитивных эуконодонтов.

Вероятно, можно говорить о близком соответствии этих уровней, исходя из доказательства практической одновременности появления *Hirsutodontus ani* и *Proconodontus tenuiserratus*, установленной на примере китайских и казахстанских разрезов (см. выше). Зона *Hirsutodontus ani* будет отвечать, по-видимому, совокупности трех зон Северной Америки: *tenuiserratus*, *posterocostatus* и *muelleri* [Miller, 1988].

Нижняя граница зоны *Eoconodontus notchpeakensis* батырбайского разреза коррелируется с таковой подзоны *notchpeakensis* Северной Америки, приходящейся на середину тремпильонского яруса.

Очевидно также близкое соответствие совокупности зон *Eoconodontus alisonae* и *Cordylodus primitivus* нашего разреза североамериканской подзоне *Cambroistodus minutus* верхов тремпильонского яруса.

Нижняя граница зоны *Cordylodus proavus* Батырбая коррелируется с таковой одноименной зоны североамериканской шкалы. Эта граница проходит в самых верхах тремпильонского яруса и совпадает с подошвой трилобитовой подзоны *Corbinia aopsis* зоны *Saukia*, т. е. с границей между психаспидным и хистрикуридным биомерами [Palmer, 1979].

Появление индекс-вида *Cordylodus intermedius*, отмечающего нижнюю границу соответствующей зоны в североамериканских и разрезе Батырбай, совпадает в мелководных разрезах Северной Америки с основанием подзоны *Hirsutodontus simplex* канадской серии нижнего ордовика. По данным Д. Миллера ([Miller, 1996] Circular May), в разрезе Батырбай обнаружены единичные *H. simplex* как раз на уровне 152 м разреза (подошва зоны *intermedius*) и выше — на 181 м (результаты изучения разреза Батырбай в период после экскурсии МГК 1984 г.). Эти находки подтверждают точность корреляции нижней границы зоны *intermedius* разреза Батырбай с мелководными отложениями Северной Америки, хотя сами элементы *H. simplex* не характерны для открытошельфовых и склоновых фаций (см. главу V), в том числе для таковых нашего разреза.

Нижнюю границу вышележащей зоны *Cordylodus lindstromi* разреза Батырбай можно соотносить с основанием отложений с фауной *B* Северной Америки [Ethington, Clark, 1971; Miller, 1984], что соответствует основанию зоны *lindstromi* шкалы Д. Миллера [Miller, 1988]. Однако, судя по последним данным [Miller, 1996, 1997 a], допустима корреляция зоны *Cordylodus lindstromi* & *Iapetognathus* n. sp. 1 разреза Батырбай совокупности зон *Cordylodus lindstromi* и *Iapetognathus* n. sp. 1 разреза Лаусон Кав Юты (см. рис. 19).

В батырбайском разрезе конодонтами не охарактеризован интервал, соответствующий верхней части отложений с фауной *B* (зона *Cordylodus angulatus*) и, вероятно, части отложений с фауной *C* Северной Америки [Miller, 1984, 1988; Ethington, Clark, 1971, 1981].

Отложения с фаунами *C*, *D*, *E* детально изучены в фациях открытого шельфа западной части кратона — территории Айбекс Юты [Ethington, Clark, 1981]. Авторы предложили расчленение серии разрезов этой территории с выделением в них последовательности “интервалов” (близких к характеристике зон) и сопоставленных с ранее выделенными [Ethington, Clark, 1971] отложениями с фаунами *C*, *D*, *E*.

Отложения с фауной *C* охарактеризованы в известняках Хаус территории Айбекс “интервалом” *Loxodus bransoni* с типичными для него элементами: “*Acodus*” *oneotensis*, “*Paltodus*” *bassleri*, *Acanthodus lineatus*, элементами рода *Cordylodus* (*C. angulatus*, *C. intermedius*, *C. caseyi*) и редкими *Chosonodina herfurthi*. Подобного комплекса нет в батырбайском разрезе, однако слои с комплексом *Rossodus manitouensis*, содержащим *Chosonodina herfurthi*, “*Acodus*” *oneotensis*, *Acanthodus lineatus* и другие виды верхов чажагайской свиты Северо-Западного Прибалхашья (Сарыкум) несомненно являются аналогами части “зоны-интервала” *Loxodus bransoni* Юты или части отложений с фауной *C*.

Комплекс *Drepanoistodus deltifer* батырбайского разреза сходен с акадо-балтийским. Элементы такого типа неизвестны в отложениях крайнего мелководья и шельфа Северной Америки, а встречены только в склоновых фациях Северо-Западного Вермонта [Landing, 1983] (см. ниже). Поэтому для большей части Северной Америки слои с *Drepanoistodus deltifer* разреза Батырбай могут быть лишь условно сопоставлены с самой верхней частью отложений с фауной *C* и (или) с самой нижней частью отложений с фауной *D*. Трудно оценить правильность отнесения нижней части отложений с фауной *D* (скудно охарактеризованной конодонтами) к аналогам верхнего тремадока или нижнего аренига. В основании формации Филмо территории Айбекс нижняя часть отложений с фауной *D* (или “интервал” “*Scolopodus*” *quadraplicatus*—*aff. Scolopodus rex*) включает такие элементы, как *Drepanoistodus aff. basiovalis*, *aff. Scolopodus rex*, *aff. Paltodus? jemtlandicus*, которые, по-видимому, имеют отношение к раннему аренигу.

Однако определенно верхняя и, очевидно, большая часть отложений с фауной *D* формации Филмо, охарактеризованная “интервалом” *Acodus deltatus*—*Macerodus dinae* и небольшим “интервалом” “*Microzarkodina*” *marathonensis*, соответствует в разрезе Батырбай двум зонам: *Paroistodus proteus* и *Prioniodus deltatus longibasis*. Подобная корреляция возможна благодаря обнаружению в “интервалах” с фауной *D* редких североатлантических раннеаренигских элементов: *Drepanodus acuatus*, *Acodus deltatus*, *Drepanoistodus aff. forceps*.

В двух вышележащих “зонах-интервалах” с фауной *E* — *Oerikodus communis* и *Jumudontus gananda?*—*Reutterodus andinus* верхов формации Филмо Юты — к перечисленным североатлантическим элементам добавляются элементы Юаногнатусовой фауны: *Juanognathus variabilis*, ? *Reutterodus andinus*, *Protopanderodus gradatus*, свойственные также зональным комплексам *elegans*, *evae* разреза Батырбай.

Отложения с фауной *E* Северной Америки отождествлены с биозоной *Oerikodus communis* [Ethington, Repetski, 1984]. В зависимости от типа осадков и условий их накопления конодонтовая фауна *E* разделена на несколько сообществ, характеризующих различные типы одновозрастных биофаций [Ethington, Repetski, 1984] (см. главу V). Два из них наиболее благоприятны для корреляции с разрезом Батырбай.

К первому типу относятся фации открытого шельфа территории Айбекс Юты [Ethington, Clark, 1981] и верхней части группы Эль Пасо Западного Техаса [Repetski, 1982], для которых характерно сочетание *Oerikodus communis* с элементами Юаногнатусовой фауны и небольшой составляющей североатлантических элементов.

Ко второму типу относятся отложения формации Найнмайл Центральной Невады [Ethington, 1972, 1979], формировавшиеся в условиях внешнего шельфа и верхней части склона [Ross, 1977]. Для них типичны североатлантические элементы (*Oerikodus smithensis*, *Paracordylodus gracilis* и виды *Prioniodus*); в подчиненном количестве встречены *O. communis* и элементы Юаногнатусовой фауны.

Таким образом, из всех типов отложений с фаунами *C, D, E* Северной Америки фации открытого шельфа и верхней части склона наиболее благоприятны для сравнения с верхней частью разреза Батырбай.

Что касается более мелководных разрезов Северо-Американской платформы, охарактеризованных эндемичными (мидконтинентальными) конодонтами, то прямая корреляция верхней части батырбайского разреза с ними практически невозможна. Представление же о мелководных ассоциациях *C, D, E* (см. главу V) складывается из многочисленных, хотя часто обрывочных и рассредоточенных в пределах Северо-Американского континента данных. Самостоятельной схемы зонального деления по конодонтам наиболее мелководных отложений внутренних частей кратона с фаунами *C, D, E* пока не существует.

Следует отметить, что в настоящее время в Северной Америке конодонтовую последовательность от верхов кембрия до аналогов аренига можно проследить не в едином, а только в серии надстраивающихся друг друга разрезов. Это приводит к необходимости отдельного рассмотрения последовательности конодонтов непосредственно пограничного интервала кембрия—ордовика (до раннего тремадока включительно) и, соответственно, отдельно — для позднего тремадока и раннего аренига.

Не является исключением и территория Айбекс Юты, где пограничные кембро-ордовикские конодонты изучены Д. Миллером на примере разрезов Лава Дэм и Ласусон Кав [Miller, 1984, 1988, 1996, 1997 a], а конодонтовые фауны *C, D, E*, соответствующие позднему тремадоку и раннему аренигу, — Р. Этингтоном и Д. Кларком на серии разрезов этой же территории [Ethington, Clark, 1981].

Пограничные кембро-ордовикские отложения разрезов Техаса, Оклахомы и Юты, явившиеся основой для разработки наиболее детальной зональной конодонтовой шкалы [Miller, 1980, 1984, 1988, 1996, 1997 a; Miller et al., 1982], относятся к типу мелководных карбонатных отложений (карбонатный пояс модели А. Пальмера), сформировавшихся в обстановке Мидконтинента — древнего эпиконтинентального моря в пределах устойчивого кратона Северной Америки.

Рассмотрим конодонтовую последовательность кембро-ордовика на примере разрезов открытошельфовых (западная часть гор Маккензи) и склоновых фаций (Западный Ньюфаундленд и Северо-Западный Вермонт, Аппалачи). Эти разрезы расположены у внешнего края карбонатной платформы [Norford, 1981] и, очевидно, могут быть отнесены к внешнему детритовому поясу.

Маккензи (Канада)

Схема зонального деления пограничных отложений кембрия и ордовика по конодонтам разработана Э. Лэндингом на основе изучения разреза “КК”, расположенного в западной части гор Маккензи, в верховьях долины р. Броукэн Скалл, вблизи границы округа Маккензи и территории Юкон [Landing et al., 1980].

В разрезе “КК” вскрываются отложения верхней части формации Рэббиткэттл, представленные переслаиванием темно-серых тонкослоистых глинистых известняков и известковистых аргиллитов и перекрывающиеся (разрез “К”) пачкой черных доломитов формации Род Ривер. Видимая мощность разреза “КК” 220 м, истинная мощность около 160 м. Последняя установлена с учетом сброса, приуроченного примерно к средней части разреза “КК” и являющегося причиной “повтора” интервала разреза мощностью около 60 м (как раз заключающего искомую границу кембрия и ордовика).

Осадконакопление отложений верхов формации Рэббиткэттл происходило, по заключению Э. Лэндинга и др. [Landing et al., 1980], в условиях открытого шельфа периконтинентального моря. Трилобиты Маккензи имеют определенную биофациальную специфику [Ludvigsen, 1982; Ludvigsen, Westrop, 1983], что отличает их от биофаций Мидконтинента. Конодонты же в этих фациях не представляют того количественного и качественного разнообразия, которое свойственно мидконтинентальным комплексам.

В верхах формации Рэббиткэттл (разрез “КК”) выделены две конодонтовые зоны (снизу вверх) [Landing et al., 1980]: зона *Proconodontus* и зона *Cordylodus oklahomensis*, лишенные, однако, той дробности подзонального деления, которая имеет место в соответствующих подразделениях мелководных разрезов Запада США [Miller et al., 1982].

Разрез “КК”, детально изученный Э. Лэндингом и включающий пограничные отложения кембрия и ордовика (верхи формации Рэббиткэттл), в действительности представляет собой лишь часть разреза “К”. Ранее разрез “К” (с отложениями до аналогов нижнего аренига) изучался Р. Типнисом, Б. Четтертоном и Р. Лудвигсеном [Tipnis et al., 1979], но без детализации непосредственно пограничного интервала. В связи с этим нам интересны результаты обеих работ.

Зона *Proconodontus* не представлена в своем полном объеме [Landing et al., 1980]. Наиболее древними составляющими комплекса этой зоны, по данным Э. Лэндинга, являются элементы *E. notchpeakensis* (разрез “КК”, уровень “КК”-177). Естественно, что по таким данным (без предшествующих элементов) невозможно судить о моменте появления *E. notchpeakensis* в разрезе “КК”. Однако из работы Р. Типниса и др. [Tipnis et al., 1979] следует, что к предшествующим элементам относится комплекс с прото-, параконодонтами и зуконодонтами *Proconodontus muelleri* (уровень “К”-525).

Следовательно, нижняя граница зоны *Proconodontus* в Маккензи соотносится, возможно, с каким-то уровнем в пределах объема зоны *Proconodontus muelleri* платформенной шкалы Д. Миллера, но пока не определена здесь точно.

Аналогично, корреляцию нижней границы зоны *Eoconodontus notchpeakensis* разреза Батырбай с уровнем “первой” находки *E. notchpeakensis* верхов формации Рэббиткэттл, вероятно, также следует считать только приблизительной.

Верхняя часть зоны *Proconodontus* на западе гор Маккензи не выделена в отдельное подразделение [Landing et al., 1980], однако представляет особый интерес при сравнении с батырбайским разрезом. Основной составляющей зонального комплекса *Eoconodontus alisonae*, приуроченного в разрезе Батырбай к склоновым фациям, являются собственно элементы аппарата *E. alisonae*, тогда как элементы *Cambrooistodus minutus* здесь единичны. По-видимому, очень близкая характеристика комплекса свойственна верхней части зоны *Proconodontus* в Маккензи. Действительно, элементы *Cambrooistodus minutus* не характерны для открытошельфовых фаций формации Рэббиткэттл. Эти элементы не обнаружены Э. Лэндингом [Landing et al., 1980] и только один элемент (переходный от *C. cambricus* к *C. minutus*) найден Р. Типнисом в комплексе уровня “К”-715 [Tipnis et al., 1979]. С другой стороны, аппарат *E. alisonae* все же представлен в этих фациях [Landing, 1983].

Нижняя граница зоны *Cordylodus proavus* Батырбая соответствует таковой зоны *Cordylodus oklahomensis*³ Маккензи (см. рис. 19).

Нижняя граница зоны *Cordylodus intermedius* разреза Батырбай, вероятно, может быть соотносена с верхней частью зоны *Cordylodus oklahomensis* Маккензи, поскольку *C. intermedius* обнаружен в верхах формации Рэббиткэттл на уровне разре-

³ В данном случае название зоны предложено Э. Лэндингом не по “округлому” элементу “*C.*” *proavus*, а по “уплощенному” циртониодовому элементу “*C.*” *oklahomensis*, оба из которых являются составляющими аппарата *Cordylodus proavus*.

за “КК”-33 [Landing et al., 1980]. Сходство комплексов зон *Cordylodus proavus* и *Cordylodus intermedius* разреза Батырбай с комплексом зоны *Cordylodus oklahomensis* западной части гор Маккензи обусловлено главным образом отсутствием или крайней редкостью в обоих разрезах представителей родов *Hirsutodontus*, *Fruyellodontus*, *Clavohamulus*, т. е. именно тех эуконодентов, на которых базируется деление зон *proavus* и *intermedius* на подзоны в платформенных (мидконтинентальных) разрезах Северной Америки. В результате эта часть разреза Батырбай и разреза “КК” Маккензи характеризуется менее дробным делением, чем одновозрастные отложения платформенных североамериканских разрезов, при полном соответствии зональных подразделений, основанных на видах космополитового рода *Cordylodus*.

Таким образом, в возрастном диапазоне: поздний кембрий—ранний ордовик (*notchpeakensis*—*alisonae*—*primitivus*—*proavus*—*intermedius*) разрез Батырбай и разрез “КК” Запада Маккензи близки характеристикой конодонтовых биофаций и могут быть противопоставлены таковым Мидконтинента Северной Америки.

В верхней части разреза “КК”, изученной Р. Типнисом и др. [Tipnis et al., 1979], вскрываются отложения формации Род Ривер, подстилающиеся отложениями формации Рэббиткэтл и представленные в основании пачкой черных доломитов (лишенных конодентов), перекрывающихся в свою очередь, сланцами с тонкими прослоями глинистых известняков. Последние содержат (на семи уровнях в интервале от “К”-1900 до “К”-2300) раннеаренигские конодонты преимущественно североатлантического типа. К ним относятся: *Drepanoistodus forceps*, “*Oistodus*” *lanceolatus*, “*O.*” *linguatus*, *Oneotodus variabilis*, *Prioniodus deltatus*, *Oepikodus evae*.

Таким образом, мы имеем еще один пример того, что большая доля элементов североатлантического типа наблюдается только в конодонтовых комплексах относительно глубоководных фаций открытого шельфа (или склона) края Северо-Американского континента, каковыми, в частности, являются отложения верхов формации Род Ривер западной части гор Маккензи.

В пределах изученной территории [Tipnis et al., 1979] фации Род Ривер к востоку замещаются известняками формации Броукэн Скалл. Верхняя часть этих известняков (разрез *D*) содержит разнообразный конодонтовый комплекс, включающий в основном раннеаренигские виды Североатлантической и Юаногнатусовой фаун и небольшой компонент мелководных мидконтинентальных элементов фаун *D*, *E*. Оба комплекса (из верхов формации Род Ривер и верхов формации Броукэн Скалл) Запада Маккензи сравнимы с комплексами зон: *Prioniodus deltatus longibasis*, *Prioniodus elegans*, *Oepikodus evae* разреза Батырбай, представленными также североатлантическими, юаногнатусовыми и лишь в небольшом количестве — мидконтинентальными элементами. Что касается конодонтовых фаун *B*, *C* и, частично, *D*, отвечающих концу раннего тремадока—началу аренига, то в разрезах Маккензи они пока недоизучены.

Аппалачи (США, Северо-Западный Вермонт)

Разрезы Северо-Западного Вермонта, в которых вскрываются пограничные отложения кембрия и ордовика, расположены на северо-западе Аппалачской горной системы, в ущелье Хайгейт долины р. Миссиссвоия.

В разрезах Северо-Западного Вермонта выделяются (снизу вверх) (см. рис. 19) формации Годж и Хайгейт [Landing, 1983]. Отложения этих формаций, по заключению Э. Лэндинга, накапливались в условиях континентального склона, причем отложения формации Годж — в более проксимальных, а формации Хайгейт, соответственно, в более дистальных его частях.

Они представлены серией конденсированных флишоидных разрезов (разрезы *A—F*), в которых наблюдается преслаивание карбонатных брекчий с тонкослои-

стыми карбонатами, песчанистыми доломитами, калькаренидами, кальцилютитамии, известково-глинистыми сланцами. Автором статьи устанавливаются многочисленные перерывы и несогласия, приуроченные к основанию грубообломочных пачек [Landing, 1983]. В породах наблюдается градационная слоистость, косая слоистость, оползневые текстуры. Все это указывает на преобладание в составе разного типа обломочных разностей аллохтонного, привнесенного течениями материала, в том числе аллохтонных фаунистических элементов: трилобитов и конодонтов.

Смена конодонтовых комплексов, восстановленная Э. Лэндингом в результате анализа отдельных пачек из всей последовательности отложений типовых разрезов А—F формаций Годж и Хайгейт [Landing, 1983], вероятно, может быть сравнима с конодонтовой последовательностью непрерывного батырбайского разреза следующим образом.

Верхняя часть пачки 4 (типовой разрез А формации Годж) представлена тонкослоистыми песчанистыми доломитами с прото-, параконодонтами и элементами *Proconodontus muelleri*. Вероятно, отложения с данным комплексом отвечают какой-то части зоны *Proconodontus muelleri* платформенной шкалы Д. Миллера и, соответственно, верхам зоны *Hirsutodontus ani* разреза Батырбай. Для этой же пачки характерен трилобитовый комплекс *Hungaia* “зоны 1”.

Пачки 14, 16, 18 формации Годж (разрезы А, В) представлены темными тонкослоистыми глинистыми и песчанистыми кальцилютитамии. Эти отложения (пачки 14, 16, низы пачки 18) содержат кроме прото- и параконодентов следующие эуконодонтовые элементы: *P. muelleri*, *P. serratus*, *T. nakamurai*, *E. notchpeakensis*, *E. alisonae*. Наличие в комплексах перечисленных пачек наиболее молодых элементов аппарата *E. alisonae* позволяет сравнивать эти отложения с зоной *Eoconodontus alisonae* батырбайского разреза или с подзоной *Cambrooistodus minutus* верхнего тремпило платформенной североамериканской шкалы (эквивалентность последних уже обсуждалась).

В верхней части пачки 18 разреза В Северо-Западного Вермонта появляются элементы “*Cordylodus*” *proavus* и “С.” *oklahomensis*. Этот уровень при сопоставлении с батырбайским разрезом, по-видимому, должен быть близок к нижней границе зоны *Cordylodus proavus*.

В платформенных разрезах Северной Америки [Miller et al., 1982] этот же уровень разреза В, скорее всего, соответствует также основанию зоны *Cordylodus proavus* или подошве трилобитовой подзоны *Corbinia aopsis* верхов тремпильонского яруса. Однако у Э. Лэндинга существует тенденция к “занижению” возрастной характеристики комплекса с “С.” *proavus* и “С.” *oklahomensis* из верхней части пачки 18. Основанием тому служит переотложенный трилобитовый комплекс так называемой основной зоны с *Bowmania americana* и др., встреченный совместно с “С.” *proavus* и “С.” *oklahomensis* в этой же части пачки 18 и сходный с фауной *Bowmania americana* формации Рэббиткэттл Маккензи [Ludvigsen, 1982].

В свою очередь, эта фауна, действительно, сопоставляется [Ludvigsen, 1982] с довольно древними трилобитовыми комплексами, характеризующими подзону *Saukiella serratina* и, возможно, верхи нижележащей подзоны *Saukiella junia* зоны *Saukia* американской платформенной шкалы. На этом основании Э. Лэндинг [Landing, 1983] делает вывод о диахронности уровня появления *Cordylodus proavus* в различных фациях, т. е. о значительно более раннем появлении *C. proavus* в открытошельфовых и склоновых фациях по сравнению с мелководными фациями Северо-Американской платформы.

Однако в данном случае, вероятно, не следует забывать о переотложении (сопутствующего “С.” *proavus*) трилобитового комплекса “основной зоны” с *Bowmania americana* и др. в склоновых фациях Северо-Западного Вермонта. Поэтому вывод относительно более раннего появления эуконодонтовых элементов “С.” *proavus* в открытошельфовых и склоновых фациях, по-видимому, преждевремен.

Что касается факта более раннего появления в подобных фациях эуконоднтов *T. nakamurai*, то он, действительно, подтвержден на примере как разреза Батырбай, так и разреза “КК” западной части гор Маккензи. Однако пока нет оснований считать стратиграфически более ранним появление в нашем и других разрезах (Маккензи, Западный Ньюфаундленд) эуконоднтов *E. notchpeakensis*, *S. proavus* и других широко распространенных во всех фациях эуконоднтовых таксонов.

Именно это условие дает нам возможность подойти к корреляции с платформенными разрезами. На нашем разрезе вывод Э. Лэндинга о более раннем появлении *S. proavus* в открытошельфовых и склоновых фациях не подтверждается.

Против точки зрения Э. Лэндинга выступают как факт одновременности появления *S. proavus* от предковой формы *E. notchpeakensis* через примитивные переходные формы *Cordylodus primitivus* (см. главу VI), так и последовательная смена зон разреза Батырбай: *Eoconodontus notchpeakensis*—*Eoconodontus alisonae*—*Cordylodus primitivus*—*Cordylodus proavus*, которой соответствует на Северо-Американской платформе сходная последовательность: подзона *Eoconodontus notchpeakensis*—подзона *Cambrooistodus minutus*—зона *Cordylodus proavus*. Хотя названия средних членов этих последовательностей отличаются между собой, однако неоспоримым остается тот факт, что *Eoconodontus alisonae* замещает *Cambrooistodus* spp. в открытошельфовых и склоновых фациях. Следовательно, биофациальные различия не препятствуют широкому прослеживанию основных зональных подразделений пограничных отложений.

Далее в разрезах Северо-Западного Вермонта как в верхней части пачки 18, так и в пачке 20 (разрезы *A*, *B*, формация Годж), сложенной также преимущественно песчанистыми кальцилутитами, отмечаются сходные комплексы с прото-, параконодонтами и эуконодонтами “С.” *proavus*, “С.” *oklahomensis*, *T. nakamurai*, *P. muelleri*, *P. serratus*. Последние два вида или переотложены, или (с точки зрения Э. Лэндинга) имеют в подобных фациях более длительный интервал стратиграфического распространения подобно элементам *T. nakamurai*.

В нашем разрезе подтверждается более широкий диапазон стратиграфического распространения *T. nakamurai*, не относящийся, однако, к элементам *P. muelleri* и *P. serratus*.

Элементы прото-, параконоднтов и эуконоднтов “С.” *proavus*, “С.” *oklahomensis*, *T. nakamurai* также встречены в кальцилутитовом матриксе массивной брекчии (пачка 21, разрезы *B*, *E*, формация Годж) и, кроме того, в разрезе *F*, пачках 38, 40, сложенных темно-серыми тонкослоистыми кальцилутитами. В последней (пачка 40) отмечается единичный *Fryxellodontus lineatus*, что позволяет сопоставить эти отложения [Landing, 1983] со средней частью зоны *Cordylodus proavus* платформенной шкалы Д. Миллера.

Находки элементов *S. intermedius* приурочены к пачкам 22, 23, соответственно, разрезов *D*, *E* формации Годж, которые могут быть соотнесены с какой-то частью зоны *Cordylodus intermedius* разреза Батырбай. Элементы *S. lindstromi* и, вероятно, привнесенные с мелководья платформенные элементы *Semiacontiodus* sp. и *O.?* *sevierensis* (разрез *D*, пачка 24) сравнимы с нижней частью фауны *B* Северной Америки и комплексом зоны *Cordylodus lindstromi* разреза Батырбай.

В основании формации Хайгейт, разрезе *E*, пачках 25, 26, сложенных доломитизированными темно-серыми кальцилутитами, встречены: *Parioistodus amoenus*, *Oneotodus?* *variabilis*, *Drepanoistodus?* sp. cf. *D. inaequalis*. Эти элементы характерны для комплекса зоны *Paltodus deltifer* верхнего тремадока Акадо-Балтики [Lindström, 1971; Van Wamel, 1974] и, соответственно, для комплекса *Drepanoistodus deltifer* батырбайского разреза. Наряду с типично акадо-балтийскими элементами позднего тремадока в разрезе *E* (пачки 25, 26) обнаружены редкие элементы, характерные для платформенных разрезов Северной Америки, а именно, — “*Scolopodus*” *gracilis* и *Utahconus?* *bassleri* (фауна *C* Мидконтинента), однако не исключена и возможность переотложения обоих элементов.

Как уже отмечалось, для мидконтинентальных разрезов Северной Америки не характерны североатлантические (в узком смысле — акадо-балтийские) позднетремадоксские элементы. Поэтому склоновые отложения формации Хайгейт Северо-Западного Вермонта приобретают интерес с точки зрения провинциальных и биофациальных особенностей состава конодонтовых комплексов позднего тремадока (см. главу V). Раннеаренигский комплекс формации Хайгейт представлен единичными североатлантическими элементами: *Drepanodus arguatus*, *Drepanoistodus copulatus*, *Comuodus longibasis* (пачки 31, 34, разрез E), сравнимыми с элементами верхней части разреза Батырбай, но не представляющими того разнообразия форм, которое свойственно нашему разрезу.

Западный Ньюфаундленд (Канада)

Разрезы Западного Ньюфаундленда, включающие отложения от среднего кембрия до среднего ордовика, относятся к группе Кау Хэд [Kindle, Whittington, 1958]. Формирование этих отложений происходило у внешнего края Северо-Американской платформы [Norford, 1981].

Пограничные отложения кембрия и ордовика в настоящее время изучены в серии разрезов (Кау Хэд—Брум Пойнт—Мартин Пойнт—Грин Пойнт), представляющих собой (рис. 20) переход от проксимальных к дистальным частям склоновых фаций [Fortey et al., 1982; Barnes, 1985, 1988; Bagnoli et al., 1987].

В разрезах наблюдается чередование прослоев брекчий, включающих обломки известняка различной размерности, калькаренитов, известковистых аргиллитов, а также прослоев пелитоморфных известняков и сланцев. Отложения, таким образом, представлены аллохтонным (карбонатные брекчии, калькарениты, известковистые аргиллиты) и автохтонным материалом (преимущественно сланцы и, возможно, пелитоморфные известняки). В проксимальных частях склона в переслаивании преобладает аллохтонный обломочный карбонатный материал, в дистальных — соответственно, пелитоморфные известняки и сланцы, формирующиеся в основном в результате пелагического осадконакопления.

Разрезы охарактеризованы тремя ведущими группами фауны. Конодонты и трилобиты исследовались из двух разновидностей пород: 1) из обломков, привнесенных с мелководья и 2) из прослоев пелитоморфного известняка, сформировавшегося (по мнению ряда исследователей), по-видимому, *in situ* [Barnes, 1985]. Граптолиты отбирались в основном из сланцевых прослоев. С точки зрения Б. Эрдтманна [Erdtmann, 1985], все нематофорные граптолиты группы Кау Хэд не подвергались транспортировке (переотложению). Обилие конодонтов отмечается в проксимальных частях склона (разрезы Кау Хэд, Брум Пойнт) и обедненность конодонтовых комплексов — в дистальных его частях.

Иная закономерность свойственна граптолитам, для которых лучшим разрезом считается разрез Грин Пойнт — наиболее глубоководный разрез дистальной части склона (см. рис. 20), содержащий минимальное число брекчиевых прослоев среди однообразной толщи переслаивания сланцев и пелитоморфных известняков.

Таким образом, представление о последовательности трех основных групп фауны складывается из серии разрезов, прослеженной от мелководных до относительно глубоководных обстановок осадконакопления (в пределах склона) данного бассейна. Такие группы фауны, как гастроподы, брахиоподы и остракоды, обнаружены только в обломках известняка, привнесенных с мелководья.

В разрезах Западного Ньюфаундленда последовательность трилобитовых комплексов пограничного кембро-ордовикского интервала основана главным образом на аллохтонном обломочном материале, заключающем многочисленные, типично мидконтинентальные (платформенные) трилобиты. Во второй же разновидности пород (пелитоморфные известняки) трилобиты (*in situ*) имеют акадо-балтийский

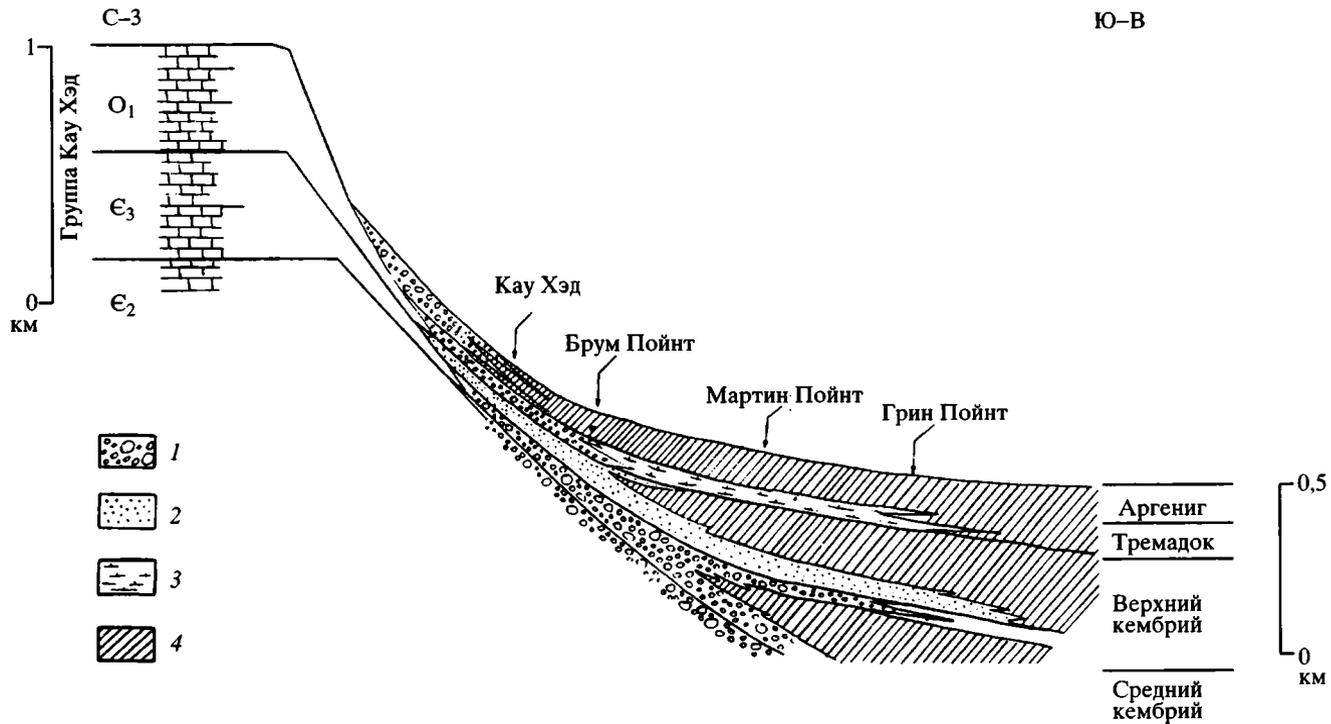


Рис. 20. Схема расположения разрезов Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1985]

1 — конгломераты; 2 — калькаренит; 3 — известковистые аргиллиты; 4 — сланцы и пелитоморфные известняки

облик, но довольно редки. С другой стороны, зональная последовательность конодонтов, прослеженная К. Барнсом и др. [Barnes, 1985, 1988; Bagnoli et al., 1987], базируется прежде всего на конодонтовых комплексах (in situ) из пелитоморфных известняков. Аллохтонные же конодонтовые ассоциации из обломочных разностей пород служат лишь дополнением к первым.

Здесь важно подчеркнуть, что аллохтонные и автохтонные конодонтовые комплексы на любом сколь угодно малом стратиграфическом интервале оказываются практически однообразными. Во всяком случае, "расхождения" в возрасте этих комплексов (автохтона и аллохтона) находятся за пределами разрешающей способности конодонтовой шкалы⁴. Столь детальные биостратиграфические данные позволили авторам [Fortey et al., 1982; Barnes, 1985] дать заключение о том, что седиментация на карбонатной платформе, а также взламывание и последующая транспортировка этих осадков по склону турбидитными потоками происходили в изученном бассейне сингенетично пелагическому осадконакоплению.

Подобный процесс осадконакопления отмечается для отложений группы Кау Хэд до раннего аренига включительно [Barnes, 1985]. Перерывы в осадконакоплении характерны в основном для разрезов проксимальных частей склона (разрез Кау Хэд). Они приурочены к основанию брекчиевых прослоев и обусловлены эрозионным воздействием дебризных потоков. Брекчиевые прослои в таких разрезах, как Кау Хэд, отличаются большой мощностью и включают грубые обломки известняка; эрозионные процессы здесь максимальны.

В то же время в более глубоководных (дистальных) разрезах (разрезы Брум Пойнт и, особенно, Грин Пойнт) мощность брекчий и, соответственно, размерность обломочного материала в них уменьшаются. Эти разрезы относятся к областям разгрузки дебризных потоков и в связи с этим характеризуются меньшей значимостью перерывов в осадконакоплении или их отсутствием. Пограничный интервал северного разреза Брум Пойнт, по мнению К. Барнса, считается непрерывным [Barnes, 1985]. Однако существуют и другие точки зрения по этому вопросу. Считается (точка зрения Д. Миллера и др.), что как в северном, так и в южном разрезах Брум Пойнт, выдвигаемых [Fortey et al., 1982] в кандидаты на стратотип границы кембрия и ордовика, в пограничном интервале все же имеется перерыв, приуроченный к основанию брекчиевых прослоев. Этот факт автоматически исключает возможность использования обоих разрезов Брум Пойнт в качестве стратотипов границы систем.

Разрезы Брум Пойнт изучались рядом исследователей [Fortey, Skevington, 1980; Fortey et al., 1982]. В последнее время под руководством К. Барнса были поставлены работы с целью детализации именно пограничного интервала разрезов Брум Пойнт, а также разреза Грин Пойнт [Barnes, 1985, 1988; Bagnoli et al., 1987; Cooper, Nowlan, 1999] — нового претендента на роль стратотипа границы (рис. 21).

С точки зрения полноты конодонтовой характеристики пограничного интервала наибольший интерес представляют отложения формации Шэллоу Бей северного разреза Брум Пойнт [Barnes, 1985]. Здесь установлена последовательность зон (снизу вверх): *Eoconodontus alisonae*—*Cordylodus primitivus*—*Cordylodus proavus*—*Cordylodus intermedius*, сравнимая с таковой батырбайского разреза (см. рис. 21).

Разрезы Брум Пойнт входят в число тех редких местонахождений на карте мира (Аппалачи, Запад Маккензи, Западный Ньюфаундленд, Батырбай), где удается выявить типично склоновую ассоциацию *Eoconodontus alisonae*.

О предшествующем зоне *alisonae* подразделении на западе Ньюфаундленда можно судить по работе Р. Фортей и др. [Fortey et al., 1982]. Это — отложения с индекс-видом *E. notchpeakensis*, установленные в южном разрезе Брум Пойнт, однако, не в полном объеме. Здесь пока нельзя судить о моменте появления указанного ин-

⁴ Некоторые замечания по поводу асинхронного переотложения конодонтовых комплексов, тем не менее, были сделаны Д. Миллером (г. Сент-Джонс, 1988 г.).

декс-вида, а, следовательно, и о нижней границе одноименного стратиграфического подразделения. Однако в более грубом приближении корреляция отложений с *E. notchpeakensis* южного разреза Брум Пойнт с зоной *Eoconodontus notchpeakensis* разреза Батырбай очевидна.

Из краткой сводки К. Барнса [Barnes, 1985] и работы [Barnes, 1988] следует, что в разрезах Западного Ньюфаундленда (в целом) удается установить нижележащую зону *Proconodontus muelleri*, в частности, в проксимальной части склона, разрезе Кау Хэд, слоях 6, 7 [Fähræus, Nowlan, 1978], а из более высоких подразделений, сменяющих зону *Cordylodus intermedius*, соответственно, — зоны *lindstromi* и *angulatus* (северный разрез Брум Пойнт и разрез Грин Пойнт).

Таким образом, конодонты из пограничного кембро-ордовикского интервала детально изучены в разрезах Брум Пойнт и Грин Пойнт, тогда как разрез Кау Хэд [Fähræus, 1970; Fähræus, Nowlan, 1978] служит своего рода дополнением к ним, поскольку содержит как наиболее древний комплекс в конодонтовой последовательности Западного Ньюфаундленда — комплекс *Proconodontus muelleri* (слои 6, 7), так и более молодые, а именно, раннеаренигские комплексы конодонтов. Последние в разрезе Кау Хэд установлены [Fähræus, Nowlan, 1978] от верхней части слоя 8 до нижней части слоя 12 и представлены в основном акадо-балтийскими (североатлантическими) формами, происходящими из тонкослоистых микритовых известняков. Более редкие здесь — мидконтинентальные элементы *Scolopodus bassleri*, *S. filosus*, *S. gracilis*, *S. quadraplicatus*.

Корреляция этой части разреза Кау Хэд с разрезом Батырбай выглядит таким образом. Верхи слоя 8 не отличаются разнообразием форм и из акадо-балтийских элементов содержат только *Drepanoistodus forceps*, *Drepanodus arcuatus*, *D. acutus*, *Opeotodus variabilis*, что, однако, позволяет сопоставить эти слои с зоной *Paroistodus proteus* Батырбая. В вышележащих слоях 9, 10 разреза Кау Хэд установлен богатый раннеаренигский комплекс с *Prioniodus elegans*, *Paracordylodus gracilis*, *Paroistodus proteus*, *Oistodus lanceolatus*, *Stolodus stola*, с проходящими мидконтинентальными (*Scolopodus filosus*, *S. bassleri*) и акадо-балтийскими (*Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus forceps*) формами, т.е. комплекс, сравнимый с таковым зоны *Prioniodus elegans* разреза Батырбай. Слой 11 и нижняя часть слоя 12 в Кау Хэд содержат из акадо-балтийских форм — *Oepikodus evae*, *Paroistodus proteus*, *Periodon flabellum* и сопоставимы с зоной *Oepikodus evae* батырбайского разреза.

Становится понятным, что корреляция разреза Батырбай (на конодонтовой основе) возможна с разрезами как карбонатного, так и внешнего терригенного пояса Северной Америки (терминология К. Лочман-Болк и А. Пальмера). Однако для обоих поясов количественная представительность разрезов и степень изученности в них конодонтов неодинаковы. Как уже указывалось, в пределах обширного карбонатного пояса из числа разрезов, в которых вскрываются пограничные отложения кембрия и ордовика, выделено пять основных разрезов, наиболее полно охарактеризованных конодонтами. Это — разрезы Оклахомы, Техаса и Западной Юты [Miller et al., 1982; Miller, 1984, 1988, 1997 а], выдвигаемые в качестве стратотипов границы систем.

Из разрезов этого же фациального типа следует упомянуть также разрез бассейна Франклин, расположенный на севере хребта Биэ Ривер штата Айдахо США (практически на границе штатов Юта и Айдахо). В нем вскрываются отложения верхней части формации Гарден Сити [Taylor, Landing, 1982], отличающиеся значительной доломитизацией и, соответственно, малочисленностью трилобитовых и конодонтовых комплексов. Здесь установлена последовательность отложений лишь от основания зоны *Cordylodus proavus* (верхи формации Сэйнт Чарльз) до отложений с конодонтовой фауной *D* (формация Гарден Сити), однако с несколькими уровнями, на которые приходится значительные перерывы в осадконакоплении. Поэтому разрез в Биэ Ривер изначально не рассматривался в качестве кандидата на стратотип границы систем.

Определенный интерес представляет также разрез Вилкокс Пик штата Альберта Канады [Westrop et al., 1981], расположенный вблизи внешнего края карбонатной платформы.

Разрез Вилкокс Пик, штат Альберта (Канада)

Последовательность конодонтов и трилобитов пограничного кембро-ордовикского интервала изучена в разрезе Вилкокс Пик [Westrop et al., 1981] в отложениях формации Мистайя (мелководные известняки) и нижней части формации Сервей Пик (переслаивание сланцев и известняков). Граница формаций совпадает с границей между слоями с трилобитовыми фаунами 9 и 10 и практически совпадает с границей конодонтовых зон *Proconodontus* и *Cordylodus proavus* (см. рис. 19). Последняя менее чем на 2 м выше границы между формациями. Общая мощность рассматриваемого интервала разреза около 150 м.

Трилобитовые фауны 9—11 тесно связаны с литотипами пород и выделены в отдельные трилобитовые биофацции [Ludvigsen, Westrop, 1983]. Так, фауна 9, соответствующая временному интервалу *serotina* верхнего кембрия, отвечает биофацции *Plethorpeptis*—*Caltillicephalid* и относится к карбонатному поясу. Фауна 10 (временной интервал *aropsis*) представляет биофаццию *Larifugula* внешнего терригенного пояса; нижняя часть фауны 11 (временной интервал *depressa*) характеризует биофаццию *Plethorpeptis*, тяготеющую вновь к карбонатному поясу и, наконец, верхняя часть фауны 11 (временной интервал *tipicalis*) отвечает биофацции *Aroplania* внешнего терригенного пояса.

Таким образом, в разрезе Вилкокс Пик трилобитовые биофацции, относимые к внешнему детритовому поясу, сходны с таковыми разрезов гор Маккензи, а биофацции, относимые к внутреннему карбонатному поясу, сходны, соответственно, с биофациальными аналогами разрезов Оклахомы, Нью-Йорка и др. [Ludvigsen, Westrop, 1983, фиг. 20]. Следовательно, с помощью таких “промежуточных” разрезов, как Вилкокс Пик, расположенного у внешнего края платформы, намечаются определенные перспективы в корреляции только с помощью трилобитов пограничных отложений кембрия и ордовика карбонатного и внешнего детритового поясов Северной Америки. Однако эта проблема легче решается с помощью конодонтов, для которых межпоясные различия не так значительны, как у трилобитов.

В разрезе Вилкокс Пик Э. Лэндингом [Westrop et al., 1981] выделены: зона *Proconodontus*, охватывающая отложения формации Мистайя и самые низы (около 2 м мощности) формации Сервей Пик; зона *Cordylodus proavus* и отложения с фауной *B* (формация Сервей Пик).

Корреляция этого разреза как с разрезами Юты, Оклахомы, Техаса, так и с разрезами “КК” на западе гор Маккензи, а также с разрезом Батырбай незначительна (см. рис. 19).

Меньшая же дробность подразделений в разрезе Вилкокс Пик по сравнению с разрезами внутренней части платформы (Оклахома, Техас) объясняется (для зоны *Proconodontus*), по-видимому, недостаточной изученностью также мелководных карбонатных отложений формации Мистайя, а для зоны *Cordylodus proavus*, очевидно, биофациальной спецификой конодонтовых комплексов из более глубоководных отложений формации Сервей Пик.

Подтверждением тому служит довольно бедная коллекция конодонтов зоны *Proconodontus* со всеми (хотя и редкими) элементами, на которых основано подзональное деление одноименной зоны в разрезах Оклахомы и др. [Miller et al., 1982]. Наоборот, комплекс зоны *Cordylodus proavus* характеризуется обилием экземпляров, а нерасчлененность этого подразделения связана главным образом с отсутствием представителей родов *Fryxellodontus*, *Clavohamulus*, которое также отмечается для открытошельфовых фаций в разрезе “КК” гор Маккензи и в разрезе Батырбай.

Разрезы Восточной и Центральной Невады (США)

Пограничные отложения кембрия и ордовика в разрезах Невады интересны тем, что представляют собой пример перехода от шельфовых к склоновым фациям. Этот переход детально изучен М. Тейлором и Х. Куком в пересечении с востока на запад соответственно от разреза, расположенного в Восточной Неваде в каньоне Соумилл центральной части хребта Эган, к разрезам Тибо и Хот Крик хребта Хот Крик Центральной Невады [Taylor, 1976, 1977; Taylor, Cook, 1976].

В разрезе Соумилл хребта Эган отложения от зоны *Elvinia* франконского яруса верхнего кембрия до подзоны *Symphysurina brevispicata* канадской серии нижнего ордовика представлены формацией Вайпл Кейв и нижней частью известняков Хаус. Общая мощность этих отложений 650 м. Они включают определенные типы карбонатных пород, среди которых преобладают светлые грубозернистые разности известняков, чередующиеся или ассоциирующие со строматолитовыми постройками, образовавшиеся в условиях мелководного шельфа с общей тенденцией к обмелению (к верхам разреза). Для этого разреза установлена последовательность трилобитов [Taylor, Cook, 1976] и конодонтов [Taylor, Repetski, Sprinkle, 1981], имеющих типично мидконтинентальный облик.

Мелководная и тепловодная трилобитовая фауна разреза Соумилл относится М. Тейлором к Североамериканской фаунистической провинции [Taylor, Cook, 1976; Taylor et al., 1989]. Так, отложения формации Вайпл Кейв включают виды родов, принадлежащие семействам и подсемействам *Plethopeltidae*, *Eurekiinae*, *Catillicephalidae*, *Ptychaspidae*, *Saukiidae* и в меньшем количестве — *Dikelocephalidae*. Эта фауна обильна в основном в калькаренитовых прослоях, тогда как массивные строматолитовые известняки ею в значительной степени обеднены.

Нижняя часть известняков Хаус содержит ассоциацию *Highgatella*, *Missisquoia*, *Symphysurina* и относится к подзоне *Symphysurina brevispicata* зоны *Symphysurina* канадской серии нижнего ордовика. Последовательность конодонтов, установленная в разрезе Соумилл от подзоны *Cambroostodus minutus* до нижней части отложений с фауной *B*, а также биофациальная специфика конодонтовых комплексов сходны с таковыми Западной Юты, Оклахомы и Техаса.

Иная закономерность в формировании фаунистических сообществ свойственна склоновым фациям, которые развиты в 170 км к западу от разреза Соумилл хребта Эган и изучены в разрезах Тибо и Хот Крик центральной части Невады [Taylor, 1976, 1977; Taylor, Cook, 1976; Cook, Egbert, 1981]. Мощность этих разрезов меньше восточных примерно на 3/4. Отложения от верхов франконского яруса верхнего кембрия до низов канадской серии нижнего ордовика в разрезах Тибо и Хот Крик представлены известняками Хэйлз, имеющими, по-видимому, согласный контакт с подстилающими сланцами Данденберг.

Известняки (формация) Хэйлз представлены темно-серыми тонкослоистыми пиритизированными известково-глинистыми породами и сланцами (глубоководными, образовавшимися *in situ* в условиях гемипелагиали), чередующимися с большим количеством (около 40% мощности разреза) оползневых тел и отложений гравитационных потоков, перенесенных с востока с мелководного шельфа (или с высоких частей склона) и переотложенных в глубоководной обстановке бассейна. Соответственно, в автохтонной и аллохтонной разностях пород установлены два типа трилобитовых комплексов, независимых друг от друга и полностью различающихся таксономически.

Первый комплекс, ассоциирующий с тонкослоистыми темно-серыми глинистыми известняками и сланцами, — автохтонный (*in situ*) комплекс. Он представлен обычно многочисленными, как правило, ненарушенными (целыми) экземплярами (панцирями), лишенными сортировки по размеру и ориентированными параллельно поверхности напластования. Комплекс включает виды *Hedinaspis*, *Charchaquia*,

Westergaardites, Richardsonella, Lotagnostus и некоторые другие агностиды, широко распространенные в пределах трилобитовой фаунистической провинции Чаннань [Kobayashi, 1967; Taylor, 1976], к которой относятся, кроме Центральной Невады, также: Юго-Восточный [Peng, 1984; Lu, Lin, 1984] и Северо-Западный Китай [Troedsson, 1937], Южная Корея [Kobayashi, 1961], Восточная Аляска [Palmer, 1968], Большой и Малый Каратау (разрез Батырбай) Казахстана.

Второй трилобитовый комплекс — аллохтонный, получен из матрикса известковых брекчий и из светло-серых грубозернистых известняков; обычно содержит обломанные, подвергнутые хорошей сортировке панцири, представленные главным образом элементами фауны Hungaia, распространенной в позднем кембрии в пределах карбонатного шельфа Северной Америки.

Если первый комплекс включает трилобиты, обитавшие *in situ* на глубине (в относительно холодных условиях ниже уровня термоклина), то второй содержит переотложенные трилобиты, обитавшие (выше уровня термоклина) у верхней кромки склона или в условиях тепловодного шельфа на востоке Большого Бассейна (в частности, в районе хребта Эган Восточной Невады) и перенесенные на запад турбидитными и дебризными потоками на глубину бассейна. То есть аллохтонный комплекс в Центральной Неваде аналогичен комплексу, известному на востоке Большого Бассейна *in situ*.

Установленная в известняках Хэйлз Центральной Невады [Taylor, 1976] местная зона Hedinaspis является зоной стратиграфического распространения рода Hedinaspis в разрезах Хот Крик и Тибо (генозона), которая соответствует верхам франконского и тремпильонскому ярусам верхнего кембрия “стандартной” шкалы Северной Америки. Возраст комплекса этой зоны установлен на основе анализа “подстилающих” (Elvinia и др.) и “перекрывающих” (Missisquoia и др.) аллохтонных комплексов, а также аллохтонных составляющих собственно комплекса этой зоны. С помощью последних, кроме того, М. Тейлору удалось более точно различить верхнефранконскую и тремпильонскую части геозоны Hedinaspis. Более детальное деление известняков Хэйлз по трилобитам произвести пока не удалось.

Следует обратить внимание на то, что в Центральной Неваде слои с глубоководным трилобитовым комплексом (с Hedinaspis и др.) чередуются с переотложенными разностями пород, заключающими аллохтонные трилобиты североамериканского облика, тогда как в разрезе Батырбай к последним относятся переотложенные трилобиты, составленные центральноазиатскими таксонами — эндемиками.

Исследования в таких разрезах, как Батырбай, а также в разрезах Большого Каратау, Чжецзяна, Гаоюаня эндемичных азиатских элементов, синхронно перенесенных потоками с мелководья в обстановки подножия склона и бассейновой впадины, позволят в дальнейшем решить вопрос детальной корреляции мелководных и глубоководных разрезов в пределах Центральной Азии (даже с помощью одних трилобитов).

В Северной Америке корреляция разрезов внутреннего карбонатного и внешнего терригенного поясов может осуществляться аналогично на примере таких разрезов, как Хот Крик и Тибо в Центральной Неваде. Общими же для разрезов Северной Америки и Центральной Азии являются только глубоководные автохтонные элементы, изученные в разрезах внешнего терригенного пояса (фаунистическая провинция Чаннань). Именно эти элементы могут быть “связующими” для разного типа эндемичных аллохтонных элементов (центральноазиатских и североамериканских) и, при условии доказательства в глубоководных разрезах синхронного с осадконакоплением переотложения, по-видимому, способны обеспечить корреляцию мелководных (шельфовых) разрезов различных континентов.

Так, пока в значительной степени теоретически, можно решать вопрос корреляции пограничных отложений кембрия и ордовика, используя только одну группу ископаемых — трилобиты. Конодонты, как уже указывалось, способны быстрее

решить вопрос как межпоясной, так и межконтинентальной корреляции. Однако налицо их недостаточная изученность в разрезах внешнего терригенного пояса Северной Америки, Китая и Казахстана. Что касается Центральной Невады, то первые сведения о зональной конодонтовой последовательности в пограничном интервале уже получены [Cook et al., 1989a].

О-в Нэйви, Ньюбрансуик (Канада)

Следует, очевидно, упомянуть и те разрезы, которые сыграли важную роль в решении спорных вопросов межпровинциальной корреляции пограничных отложений. Прежде всего к ним относится еще один разрез Аппалачской складчатой системы, расположенный на о-ве Нэйви Ньюбрансуика Восточной Канады [Landing et al., 1978] (см. рис. 21). Он сложен черными сланцами с конкрециями известняка, которые отнесены (главным образом на основании фаунистических данных) к двум формациям: Нэрроуз и Нэйви Айлэнд. Граница между формациями литологически не выражена и проведена здесь по первому появлению диктионом.

Разрез относится к внешнему терригенному поясу Северной Америки; формирование его отложений происходило вдали от края карбонатной Северо-Американской платформы, вероятно, в относительно глубоководных условиях [Norford, 1981].

Характерно присутствие трех групп фауны: в сланцах — граптолитов, в известковых конкрециях — конодонтов и оленидных трилобитов. Именно в этом разрезе впервые была установлена приуроченность конодонтового комплекса с *Cordylodus proavus* к дотремадокским отложениям. *C. proavus* был найден здесь в верхах формации Нэрроуз (т.е. под уровнем с первыми диктиономами) совместно с оленидными трилобитами подзоны *Westergardia* зоны *Acerocare*.

Как будет показано ниже, дотремадокский уровень *C. proavus* в разрезе на о-ве Нэйви — не самый низкий по сравнению с разрезом Брин-Лин-Фавр Северного Уэльса. Если на о-ве Нэйви он приурочен к середине зоны *Acerocare*, то в Уэльском разрезе — к основанию этой же зоны. Поэтому предварительный вывод Э. Лэндинга относительно близкого соответствия традиционных уровней границы систем Акадо-Балтийской и Североамериканской провинций, основанный на данных разрезов о-ва Нэйви, теперь можно уточнить: подошва зоны *Acerocare* Акадо-Балтики соответствует подошве зоны *Cordylodus proavus* или зоны *Corbinia aropsis* самых верхов тремпило Северной Америки.

Мексика

Основная ошибка, заключающаяся в сопоставлении тремпильонского яруса Северной Америки и тремадока Европы, следовала из данных по разрезам формации Тинью района Оахака Мексики [Robison, Pantoja-Alor, 1968]. Действительно, типично тремадокские оленидные трилобиты *Parabolinella* и *Juuyaspis* были обнаружены здесь совместно с саукиидными трилобитами, характерными в Северной Америке для тремпило. Однако этот дискуссионный вопрос был легко решен с помощью конодонтов [Miller et al., 1974], о чем кратко изложено в главе I (см. рис. 21).

Канадские Арктические острова

По типу отложений и характеру фаунистических комплексов разрезы северо-западной части о-ва Девон и центральной части о-ва Элсмир [Barnes, 1974; Nowlan, 1985] наиболее сходны с мелководными (мидконтинентальными) разрезами Северной Америки.

На северо-западе о-ва Девон конодонты изучены в верхах формации Касс Фиорд и нижней части формации Кейп Клэй (см. рис. 21), для которых характерно че-

редование прослоев плоскообломочных известковых конгломератов, строматолитовых известняков, доломитов, а также тонкослоистых тонкозернистых и обычно более темноцветных разностей известняка [Nowlan, 1985].

Данный разрез не является лучшим примером конодонтовой последовательности в пограничном кембро-ордовикском интервале. В основании зоны *Proconodontus*, выделенной в верхней части формации Касс Фиорд [Nowlan, 1985], обнаружены элементы *Cambrooistodus minutus* с более древними *Proconodontus muellegi* и *P. posterocostatus*. Соответственно, коррелировать эту зону можно только с подзоной *minutus* верхов тремпило Мидконтинента.

Зона *Cordylodus proavus* охватывает самые верхи формации Касс Фиорд и низы формации Кэйп Клэй. В основании зоны наряду с многочисленными элементами *C. proavus* присутствуют *F. inognartus* и *M. sevierensis*, из которых последний — наиболее молодой (в данном комплексе) элемент. На Мидконтиненте он появляется в основании зоны *intermedius* с *H. simplex* и *C. intermedius*. Именно с этим уровнем можно коррелировать основание “зоны *proavus*”, установленной в разрезе на о-ве Девон.

Нет непрерывности в смене фаунистических комплексов и выше по разрезу в отложениях формации Кэйп Клэй. В комплексе зоны *Cordylodus rotundatus*, кроме кордилодусовых элементов, обнаружены многочисленные элементы из группы “*Paltodus bassleri*”, виды рода *Drepanoistodus* и, несколько выше — типичные для фауны С Мидконтинента *L. bransoni*. Таким образом, “зона *rotundatus*” о-ва Девон может быть сопоставлена с отложениями с фауной С Мидконтинента и с верхним тремадоком Европы. По-видимому, в данном разрезе следует искать большее число внутриформационных перерывов, и соответственно, уточнить предложенную Г. Ноулэном корреляцию.

Близкие по типу разрезы о-ва Элсмир [Barnes, 1974; Nowlan, 1985], Северо-Западной Гренландии [Stouge, 1977; Stouge et al., 1985], а также разрезы южной части о-ва Девон [Landing, Barnes, 1981] отличаются еще большей фрагментарностью данных по конодонтам. В частности, в двух последних регионах детально изучена только фауна из формации Кэйп Клэй, сравнимая с фауной как позднетремадоксской, так и с фауной С Мидконтинента.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА, АРГЕНТИНА

В предгорьях Кордильер, на восточном склоне, имеется несколько местонахождений с конодонтовой фауной раннего ордовика. Наиболее древние конодонты обнаружены в нижней части формации Санта Розита [Bultynck, Martin, 1982]. К ним относятся элементы *C. proavus*. Однако без сопутствующих таксонов *C. proavus* всегда может иметь отношение к любому из уровней в последовательности раннетремадоксских кордилодусов. В верхней части этой же формации обнаружены уже раннеаренигские элементы *A. aff. deltatus*. Близкие формы, а именно *Prioniodus deltatus longibasis*, установлен в батырбайском разрезе с основания одноименной зоны.

Наибольший же интерес как в предгорьях Кордильер, так и в Малом Каратау представляют аренигские комплексы, сочетающие элементы Акадо-Балтийской и Юаногнатусовой фаун. Впервые они были установлены именно в Аргентине в отложениях формации Сан-Хуан [Serpagli, 1974], представленных калькаренитами и кальцилититами с многочисленными обломками раковинной фауны, среди которых различаются фрагменты брахиопод, мшанок, трилобитов, остракод и др. Данные отложения имеют довольно значительную мощность; формирование их, видимо, происходило в мелководной и тепловодной обстановке [Serpagli, 1974].

Конодонтовые комплексы здесь обозначены *A* и *B*. В дальнейшем комплекс *A* был дополнен (но уже в другом местонахождении) элементами аппарата *P. elegans*. Это — первые находки *P. elegans* в Южной Америке [Hünicken, Sarmiento, 1980].

Стало очевидным соответствие отложений формации Сан-Хуан (с комплексами *A* и *B*) зонам *elegans* и *evae* Европы и Малого Каратау. Для нас же оказались важными не только корреляционные выводы (см. рис. 21), но и результаты анализа таксономического состава конодонтовых ассоциаций аренига Малого Каратау и предгорий Кордильер (см. главу V).

АВСТРАЛИЯ

Непрерывной последовательности конодонтовых комплексов позднего кембрия—раннего аренига в Австралии также не удастся проследить в одном или даже в серии разрезов в пределах одного бассейна. Однако условная разбивка этого стратиграфического интервала на две части помогает сгруппировать австралийские разрезы следующим образом.

1. Для пограничного кембро-ордовикского интервала конодонтовая последовательность (до позднего тремадока включительно) изучена в разрезах юго-восточной части бассейна Джорджина (структурная зона Бурк Ривер) Западного Квинсленда Австралии [Druce, Jones, 1971; Druce et al., 1982].

2. Аренигские конодонтовые ассоциации установлены на северо-западе Австралии в бассейне Кэннинг, а точнее — в его северо-восточной части, отвечающей шельфу Леннард [McTavish, 1973; McTavish, Legg, 1976; Legg, 1978], и в бассейне Амадеус Центральной Австралии [Cooper, 1981]. Своего рода “переходными” (то есть включающими отложения тремадока—самых низов аренига) являются охарактеризованные конодонтами разрезы в бассейнах Бонапарт Галф и Дэйли Ривер Северо-Западной Австралии [Jones, 1971].

Бассейн Джорджина, Западный Квинсленд

В структурной зоне Бурк Ривер бассейна в разрезах трех главных хребтов — Блэк Маунтин, гора Нинмару и гора Дэтсон — вскрыта последовательность относительно мелководных карбонатных отложений верхнего кембрия (известняки Четсвес) и нижнего ордовика (формация Нинмару). Особенно детально изучен разрез в Блэк Маунтин, который демонстрирует наиболее полную последовательность конодонтовых и трилобитовых ассоциаций [Druce et al., 1982]. Конодонты изучались Э. Дрюсом и П. Джонсом [Druce, Jones, 1971], трилобиты — Д. Шерголдом [Shergold, 1971, 1975, 1980, 1982], моллюски — Д. Пожета (Pojeta et al., 1977), обстановки осадконакопления бассейна реконструированы Б. Радке [Radke, 1980, 1981].

Верхнекембрийские известняки Четсвес в этом разрезе представлены главным образом тонкослоистыми и волнисто-слоистыми калькаренитами и кальцилутитами с небольшим количеством известковых песчаников и конгломератов [Druce, Jones, 1971] и подразделены на семь пачек, индексированных от *A* до *F* (за исключением верхней, седьмой, пачки Лили Крик) [Druce et al., 1982].

Отложения формации Нинмару нижнего ордовика, согласно залегающие на известняках Четсвес, подразделены на пять пачек [Druce et al., 1982] и представлены в своем основании косослоистыми доломитами и доломитизированными песчаниками, в средней части — преимущественно калькаренитами, кальцилутитами, а также косослоистыми известняками и известковыми брекчиями, в верхней части — доломитизированными известняками и желтыми окремненными алевролитами [Druce, Jones, 1971].

Отложения обеих формаций бассейна Джорджина накапливались в обстановке мелководного эпиконтинентального моря. На протяжении рассматриваемого интервала времени условия осадконакопления менялись следующим образом. Отложения пачек *A—D* известняков Четсвес, в которых преобладают (типичные для низкоэнергетических условий осадконакопления) темноцветные тонкослоистые

глинистые известняки с примесью тонкого алевритового материала и для которых отмечено примерно равное количество космополитов (=агностид) и эндемичных трилобитов, по-видимому, формировались в условиях, близких к краю платформы при сохранении связи с открытым океаном [Druce et al., 1982].

Увеличение энергетического режима бассейна, мобилизация в нем песчаного материала, присутствие только эндемичных (австрало-синийских) трилобитов семейств *Tsinaniidae*, *Saukiidae* характерно для отложений пачек *E*, *F* и пачки Лили Крик, демонстрирующих общую тенденцию верхнекембрийских отложений к обмелению.

Эта тенденция сохраняется и для отложений формации Нинмару. Так, для базальной части пачки Анбанмару отмечается также (как и в пачке Лили Крик) крайняя бедность фауны, связанная, кроме того, с увеличением солености среды. Для остальной части пачки Анбанмару и пачки Джигамор характерно преобладание водорослей и разнообразных моллюсков, а трилобиты в этих пачках, как правило, перетолжены (синхронно) и приурочены к слоям, отвечающим периодам штормовой активности бассейна. В отложениях пачки Морт, сильно подверженных карсту, макрофауна обнаружена только в отдельных прослоях штормового происхождения.

В раннем Уоренде происходит некоторое углубление бассейна, и вновь появляется скелетная фауна (пачка Корье). Завершается накопление осадков в условиях лагуны (пачка Дэтсон) со "смешанной" фауной, куда входят моллюски, брахиоподы, трилобиты и морфологически разнообразные конодонты.

На основании изменения фаунистических комплексов произведено ярусное деление верхнего кембрия и нижнего ордовика Западного Квинсленда Центральной Австралии [Jones et al., 1971] (рис. 22). В верхнем кембрии (Известняки Четсвес) выделены препейнтонский *A*, *B* и пейнтонский региоярусы, в нижнем ордовике (формация Нинмару) — дэтсонский и уорендский региоярусы. Эта схема применима для платформенных карбонатных отложений Центральной и Северной Австралии. Для сланцевых разрезов (Виктория) Юго-Восточной Австралии предложена самостоятельная схема ярусного и зонального деления нижнего ордовика, основанная на изменении граптолитовых комплексов [Thomas, 1960; Beavis, 1975; Webby, 1976, 1978; Cooper, Stewart, 1979].

В Западном Квинсленде пейнтонский ярус верхнего кембрия был выделен главным образом с помощью трилобитов, а нижеордовиковские ярусы установлены на конодонтовой основе [Jones et al., 1971] и включали по три зоны. Граница кембрия и ордовика была проведена в основании дэтсонского яруса по первому появлению в типовом разрезе Блэк Маунтин индекс-вида конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*. Уровень границы в данном разрезе первоначально находился в 147 м выше основания формации Нинмару. При этом уровень последних трилобитов верхнекембрийской зоны *Mictosaukia perplexa* пейнтонского яруса и уровень "первого" появления *S. proavus* разделялся фаунистически немой интервалом в 108 м.

В дальнейшем при более детальных исследованиях Д. Миллер обнаружил *Hirsutodontus hirsutus* (индекс-вид нижней подзоны зоны *Cordylodus proavus* платформенной шкалы Северной Америки) в 1 м ниже основания формации Нинмару (а также в 18 м выше основания этой же формации) [Druce et al., 1982]. Эта находка привела к пересмотру объема дэтсонского региояруса, проведению его нижней границы по первому *H. hirsutus* зоны *Cordylodus proavus* и к выводу о перекрытии объемов зон *Mictosaukia perplexa* и *Cordylodus proavus* в типовом разрезе в Блэк Маунтин. В результате "верхнекембрийская" трилобитовая зона *Mictosaukia perplexa* стала относиться к дэтсонскому ярусу нижнего ордовика.

Схема зонального деления по конодонтам верхнего кембрия и нижнего ордовика Западного Квинсленда разработана Э. Дрюсом и П. Джонсом. Первоначально для верхнекембрийских Известняков Четсвес был приведен единый комплекс из прото- и паракондонтов [Druce, Jones, 1971]. Затем в работе Э. Дрюса [Druce, 1978] появились

Южный Казахстан		Австралия												
		Западный Квинсленд					Северо-Западная			Центральная				
Малый Каратау Разрез Батырбай [Dubinina, 1991] (с изменениями)		Бассейн Джорджина [Druc, Jones, 1971; Druc et al., 1982]					Бассейны: Бонапарт Галф и Дейли Ривс [Jones, 1971]			Бассейн Кэннинг [McTavish, 1973; McTa- vish, Legg, 1976]		Бассейн Амадусс [Cooper, 1981]		
Ордовик	Рахметовский	Oepikodus evae												
		Prioniodus elegans												
		Prioniodus deltatus longibasis												
		Paroistodus proteus												
	Унгурский	Актауский	Drepanoistodus deltifer		Chosonodina herfurthi -					Группа Прайэс Крик Эмануэл ОCD OCC OCB OCA				
			?		Acodus									
		lapetognathus n. sp. 1 & Cordylodus lindstromi		C. rotundatus - C. angulatus										
		Cordylodus intermedius		C. caseyi										
		Cordylodus proavus		C. prion										
		Cordylodus proavus		C. lindstromi										
Кембрий	Батырбайский	Cordylodus primitivus		Cordylodus oklahomensis					Chosonodina herfurthi -					
		Eoconodontus alisonae		O. bicuspatus - D. simplex					Acodus					
		Eoconodontus notchpeakensis		Cordylodus proavus					C. rotundatus - C. angulatus C. prion - Scolopodus					
	Аксакий	Hirsutodontus ani		Cordylodus proavus					Cordylodus oklahomensis - Cordylodus lindstromi					
		Westergaardodina amplicava		Cordylodus proavus					O. bicuspatus - D. simplex					
		P. dahlmani - P. memorabilis		Cordylodus proavus										
		Proconodontus		пейнтонский					Пандер Гринсэнд					
				препейнтон - А					Формация Наммару					
				препейнтон - В					Пандер Гринсэнд					
				?					Кларк Сэндстоун					
									Известняки Четлесес					

Рис. 22. Корреляция разреза Батырбай с разрезами Австралии

указания на находки эуконодентов *Proconodontus muelleri* и *Eoconodontus notchpeakensis* в верхней части Известняков, т.е. в верхней части яруса препейнтон-В.

На следующем этапе изучения разреза [Druce et al., 1982] в Известняках Четсвес была установлена очередность появления эуконодонтowych таксонов (*Proconodontus tenuiserratus*—*E. notchpeakensis*—*P. posterocostatus*—*P. muelleri*—*P. serratus*), из которой вновь следовал вывод и необходимости доизучения этого интервала разреза в Блэк Маунтин, так как *E. notchpeakensis* предшествовал появлению элементов *P. posterocostatus*, *P. muelleri*, *P. serratus*, а не наоборот. В разрезе была выделена зона *Proconodontus* с условной нижней границей, проведенной по появлению *P. posterocostatus*.

Ясно, что таксоны *P. posterocostatus*, *P. muelleri*, *P. serratus* не могут служить основой для расчленения временно выделенной зоны *Proconodontus*, поскольку уровни их появления в данном разрезе не являются действительными (совпадающими с моментами их появления в эволюционной последовательности). Поэтому основными корреляционными реперами в разрезе Блэк Маунтин могут быть только *P. tenuiserratus* и *E. notchpeakensis*. Появление первого таксона установлено в основании пачки А, второго — в верхней части пачки В Известняков Четсвес (ярус препейнтон-В). С этими уровнями разреза в Блэк Маунтин, по-видимому, можно сопоставить, соответственно, подошву зоны *Hirsutodontus ani* (момент появления первых примитивных эуконодентов) и нижнюю границу зоны *Eoconodontus notchpeakensis* разреза Батырбай.

Зона *Eoconodontus alisonae* батырбайского разреза не имеет в австралийском разрезе своих аналогов, так как виды рода *Cambrooistodus*, обычно характерные для мелководных отложений (см. раздел корреляции с платформенными разрезами Северной Америки и Северного Китая), в Блэк Маунтин не встречены.

Подошва зоны *Cordylodus proavus* батырбайского разреза соответствует таковой одноименной зоны австралийского разреза, проведенной, как уже отмечалось (по данным Д. Милера), в 1 м ниже пачки Анбанмару формации Нинмару и совпадающей с основанием дэтсонского яруса. Нижняя граница зоны *Cordylodus intermedius* разреза Батырбай, по-видимому, соответствует в Блэк Маунтин уровню появления данного индекс-вида, отмеченного в основании подзоны *Cordylodus oklahomensis* [Druce, Jones, 1971; Druce et al., 1982].

Однако для мелководных фаций обычным явлением считается совместная встречаемость и одновременность появления *Cordylodus intermedius* с элементами *Hirsutodontus simplex* (см. разрезы карбонатного пояса Северной Америки и Северного Китая). Учитывая это, следует более внимательно отнестись к данным Д. Милера, обнаружившего *H. aff. simplex* в Блэк Маунтин в пачке Анбанмару в 487 м выше, т.е. в середине зоны *Cordylodus proavus* [Druce et al., 1982].

Уровень появления *C. lindstromi* фиксирует, соответственно, нижние границы одноименных подразделений зонального ранга в Батырбае и подзонального — в Блэк Маунтин.

Интервал батырбайского разреза, соответствующий австралийской зоне *Cordylodus rotundatus*—*Cordylodus angulatus* уорендского яруса, конодонтами не охарактеризован.

И, наконец, самая верхняя зона уорендского яруса — зона *Chosonodina herfurthi*—*Acodus* — коррелируется с отложениями сарыкумского разреза Центрального Казахстана, заключающими аналогичный, но аллохтонный (перенесенный с мелководья) комплекс *Rosododus manitouensis*—*Chosonodina herfurthi*. Последний, как уже отмечалось, замещается в относительно глубоководных или холодноводных отложениях комплексом с *Drepanoistodus deltifer*, который встречен как в кремнях чагайской свиты сарыкумского разреза, так в калькаренитах разреза Батырбай.

Аренигские комплексы в Западном Квинсленде неизвестны. Последовательность отложений и конодонтowych ассоциаций в разрезах бассейна Джорджина Западного Квинсленда завершается поздним тремадоком.

Бассейны залива Бонапарт и р. Дэйли, Северо-Западная Австралия

В разрезах бассейна залива Бонапарт [Jones, 1971] вскрываются отложения верхнего кембрия (Песчаники Кларк) и нижнего ордовика (Зеленые Пески Пандера).

Песчаники Кларк включают разновидности глауконитовых песчаников от средне- до грубозернистых с оттенками от темно-зеленых до красноватых, а также прослой рыхлых красных песчаников с трилобитами, гастроподами и брахиоподами позднего кембрия, которые в общем позволяют сопоставить их с верхнекембрийскими Известняками Четсвес Западного Квинсленда.

Зеленые Пески Пандера представляют собой слабосцементированные среднезернистые глауконитовые кварцевые песчаники с трилобитами, брахиоподами и конодонтами раннего ордовика. В последовательности отложений (снизу вверх) отмечается увеличение содержания глауконита и уменьшение терригенного материала [Kaulback, Veevers, 1969]. Обилие ископаемых позволяет предполагать формирование Песков Пандера в нормально морских мелководных условиях [Webby, 1978], и, вероятно, допустить [Jones, 1971] относительно низкую скорость их накопления, сравнимую со скоростью карбонатного осадконакопления.

Конодонтами охарактеризованы Зеленые Пески Пандера и лишь самая верхняя часть Песчаников Кларк. В наиболее полном (с минимальным количеством перерывов в осадконакоплении или даже без таковых) разрезе 249 мощность отложений рассматриваемого стратиграфического интервала составляет 115 м. Верхи Песчаников Кларк заключают очень бедный конодонтовый комплекс, составленный лишь двумя "проходящими" видами, по которым трудно определить — к пейнтонскому или уже дэтсонскому ярусу их следует относить. В толще Зеленых Песков Пандера П. Джонсом [Jones, 1971] установлена последовательность из пяти конодонтовых комплексов (см. рис. 22) — не столь полная, но вполне сравнимая с таковой дэтсонского и уорендского ярусов Западного Квинсленда. Однако о положении нижней границы дэтсонского яруса (нижней границы зоны *Cordylodus proavus*) здесь говорить не приходится, поскольку в самых базальных слоях Песков Пандера конодонты не обнаружены и уровень проявления *S. proavus* не установлен.

В целом в данном разрезе можно сравнивать только последовательность комплексов, не говоря об их нижних границах. Особенно сокращена "дэтсонская" часть разреза; несколько полнее представлена "уорендская" часть. Однако разрезы бассейна залива Бонапарт интересны своим переходом от позднетремадокского комплекса *Chosonodina herfurthi*—*Acodus* (которым завершается конодонтовая последовательность уорендского яруса в Западом Квинсленде) к раннеаренигскому комплексу — *Drepanoistodus ? gracilis*—*Scolopodus sexplicatus* — (по счету — седьмому в разрезе 249), обнаруженному в самых верхах Зеленых Песков Пандера и отнесенному П. Джонсом к постуоренду [Jones, 1971]. Последний комплекс сравним с нижней частью зонального комплекса *Paroistodus proteus* разреза Батырбай. Но общих элементов для обоих комплексов немного ("D." *homocurvatus*, "D." *suberectus*, "S." *furnishi*).

В разрезах бассейна р. Дэйли представлен только переходный интервал от позднетремадокского комплекса *Chosonodina herfurthi*—*Acodus* к раннеаренигскому комплексу *Drepanoistodus ? gracilis*—*Scolopodus sexplicatus*, установленный в несколько отличных (по сравнению с бассейном залива Бонапарт) фациях.

Позднетремадокский комплекс приурочен к верхней части формации Джиндакин, сложенной песчаниками (лишенными глауконита), а также алевролитами, алевритистыми известняками и доломитами. Раннеаренигский комплекс обнаружен в нижней части Известняков Оло, куда отнесены серые алевритистые известняки и сланцы.

Обстановка осадконакопления, по-видимому, менялась от условий замкнутого бассейна с повышенной соленостью до нормально морских условий [Webby, 1978].

Потому оба комплекса в разрезах бассейна р. Дэйли менее представительны, чем в разрезах бассейна залива Бонапарт.

В целом же интервал от уоренда к постуоренду (или от тремадока к аренигу), представленный в бассейнах залива Бонапарт и реки Дэйли [Jones, 1971], в результате “связал” зональную схему [Druce, Jones, 1971; Druce et al., 1982], разработанную в Западном Квинсленде для отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика (до тремадока включительно) с аренигской схемой бассейна Кэннинг [McTavish, Legg, 1976].

Бассейн Кэннинг, Северо-Западная Австралия

Отложения группы Прайсэс Крик, включающие формации Эмануэл и Гэп Крик, развиты на северо-востоке бассейна Кэннинг в пределах шельфа Леннард [Legg, 1978] и охарактеризованы различными группами ископаемых организмов: трилобитами [Legg, 1976], граптолитами [Thomas, 1960; Legg, 1976], конодонтами [McTavish, 1973], наутилоидеями [Teichert, Glenister, 1952, 1954], гастроподами, остракодами и брахиоподами [Gurry, Orik, 1950]. Таксономический состав граптолитов бассейна Кэннинг и сланцевых разрезов Юго-Восточной Австралии (Виктория) резко различен [Skevington, 1974], поэтому корреляция между платформенными и мигеосинклинальными разрезами Австралии на граптолитовой основе до сих пор остается неопределенной [Webby, 1978].

Схемы зонального деления ордовикских отложений бассейна Кэннинг разработаны Р. МакТавишем [McTavish, 1973; McTavish, Legg, 1976] по конодонтам и Д. Лэггом [Legg, 1976, 1978] — по трилобитам.

Конодонтовая зональная схема усовершенствована с учетом филomorфогенеза раннеаренигских приониодонтид, изученного в типовых разрезах RM_1 , RM_{10} ущелья Эмануэл [McTavish, 1973].

В первом, наиболее полном, разрезе RM_1 вскрываются отложения формации Эмануэл мощностью около 600 м, на которых с несогласием залегают отложения девона. Во втором разрезе RM_{10} обнажена самая верхняя часть формации Эмануэл, согласно перекрываемая формацией Гэп Крик.

Формация Эмануэл представлена серо-коричневыми тонко- и среднеслоистыми аргиллитами, известняками и их промежуточными разностями, а также зеленовато-серыми известковистыми сланцами и алевролитами. Формация Гэп Крик — это преимущественно тонкослоистые доломиты, реже — доломитизированные сланцы и песчаники.

Большая часть отложений формации Эмануэл формировалась, по-видимому, в условиях относительно мелководного открытого шельфа с активной гидродинамикой среды [McTavish, Legg, 1976] и содержит довольно разнообразную фауну. Базальные слои формации, сложенные грубозернистыми песчаниками с тонкими прослоями доломитизированных известняков, видимо, еще более мелководны [McTavish, Legg, 1976].

В отложениях формации установлена последовательность четырех конодонтовых зон, индексируемых буквенными обозначениями от OCA до OCD [McTavish, Legg, 1976; Legg, 1978]. Зональные комплексы представлены главным образом акадо-балтийскими раннеаренигскими элементами с небольшой примесью мидконтинентальных элементов.

Установленный в объеме семейства Prioniodontidae филomorфогенез конодонтовых элементов [McTavish, 1973] подтвердил правомерность выделенных в формации Эмануэл зональных подразделений. Зоны OCA, OCB (с основными элементами *P. proteus* и *A. deltatus longibasis*) соответствуют зонам *Paroistodus proteus*, *Prioniodus deltatus longibasis* батырбайского разреза; зона OCC (с элементами *P. elegans* и др.) отвечает зоне *Prioniodus elegans* нашего разреза и, наконец, зона OCD (с элементами *O. evae* и др.) коррелируется в Батырбае с зоной *Oerpidodus evae*.

Последовательность комплексов в разрезах бассейна Кэннинг “наращивает” нижний арениг, установленный в бассейнах залива Бонапарт и р. Дэйли (а именно, отложения с комплексом *D. ? gracilis*—*S. sexplicatus*) до зонального уровня *evae* среднего аренига (см. рис. 22).

Бассейн Амадеус, Центральная Австралия

На юге Северной Территории отложения позднего кембрия и ордовика, относящиеся к группе Ларапинта, находятся в пределах развитой на платформе депрессии (протяженностью 800 км), названной бассейном Амадеус. Из отложений пяти формаций этой группы конодонты изучены только в формации Хорн Вэлли, представленной переслаиванием зеленовато-серых алевролитов и известняков и содержащей, помимо конодонтов, разнообразную фауну трилобитов, пелеципод, наутилоидей, остракод и граптолитов [Соорег, 1981].

Накопление этих отложений происходило, видимо, в условиях открытого шельфа; обилие же на некоторых уровнях разреза обломанных фаунистических элементов рассматривается как результат волнового воздействия на относительно мелководье.

Конодонты получены только из известковых прослоев формации Хорн Вэлли, возраст которой — средний арениг—ранний лланвирн. Для нас интересны конодонтовые комплексы лишь нижней части формации Хорн Вэлли (уровень *evae*). В составе этих комплексов присутствуют (наряду с эндемичными элементами) составляющие Мидконтинентальной, Североатлантической, а также Юаногнатусовой фаун, что позволяет сравнивать их с конодонтовой ассоциацией зоны *Oepikodus evae* батырбайского разреза.

ИРАН

Последовательность конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика изучена К. Мюллером [Müller, 1973] в Восточном Иране (территория Ширгешт, горы Дереньял) в отложениях группы Мила (куда входят формации Дереньял и Ширгешт), а также в Северном Иране (южный склон горы Мила Ку) в отложениях формации Мила. Сводный разрез верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений Ирана вмещает семь конодонтовых комплексов.

Формация Дереньял представлена тонкослоистыми темно-серыми калькарениитами с параконодонтами первого зонального комплекса. Формация Ширгешт включает темно-серые тонкозернистые калькаренииты с различным содержанием терригенной примеси и обычно — с крупными фрагментами макрофауны (трилобиты), а также светло-серые грубозернистые и слабодоломитизированные известняки. Здесь представлены первый, второй и от четвертого до седьмого конодонтовые комплексы. Формация Мила в типовом разрезе на южном склоне горы Мила Ку охарактеризована конодонтами второго, третьего и четвертого комплексов и представлена переслаиванием различных типов карбонатных пород (пачка 4) от светло-серых калькарениитов с глауконитом и обычно с большим количеством терригенной примеси до темно-серых тонкослоистых разностей. По-видимому, отложения этих формаций накапливались на краю платформы в пределах открытого шельфа.

Первые два комплекса [Müller, 1973] составлены прото- и параконодонтами, сравнимыми с элементами зонального комплекса *Westergaardodina amplivava* батырбайского разреза (рис. 23).

Отложения с третьим комплексом, кроме прото- и параконодонтов, содержат эуконодонты *E. notchpeakensis*, *P. muelleri*, *P. serratus* и коррелируются с зоной *Eosopodotus notchpeakensis* Батырбая.

Следует обратить внимание на два уровня (обр. 2271 и 2272, формация Мила), которые наряду с прото- и параконодонтами содержат только элементы *P. serratus*

Южный Казахстан		Иран		Сибирь					
				Северо-Запад и Юго-Запад	Юго-Восток				
Разрез Батырбай [Dubinina, 1991] (с изменениями)		[Müller, 1973]		[Каныгин и др., 1982, 1984]	[Абаимова, 1975]				
Ордовик	Рахметовский	Oepikodus evae	Группа Мила						
		Prioniodus elegans							
		Prioniodus deltatus longibasis				Кимайский (нижняя часть)	5		
		Parioistodus proteus				Угорский	4		
	Актауский	Drepanoistodus deltifer					3		
		?				7	2		
	Унгурский	Iapetognathus n. sp. 1 & Cordylodus lindstromi				6 5	Няйский	?	
		Cordylodus intermedius				4		1	
		Cordylodus proavus							
	Кембрий	Батырбайский				Cordylodus primitivus		Лопарский	
						Eoconodontus alisonae	3		
Eoconodontus notchpeakensis									
Hirsutodontus ani		?	Мансийский						
Акса́йский		Westergaardodina amplicava	2						
		P. dahlmani - P. memorabilis	1	Кетыйский					

Рис. 23. Корреляция разреза Батырбай с разрезами Ирана и Сибири

и *P. muelleri* (без элементов *E. notchpeakensis*) и, тем самым, представляют интерес для корреляции с верхами зоны *Hirsutodontus ani* Батырбай.

Однако К. Мюллер не придал этим отложениям самостоятельного значения, объединив их с последующими (обр. 2274 и др.), заключающими элементы *E. notchpeakensis*, в "зону" 3. Такой шаг можно объяснить двояко: К. Мюллер оставлял возможность нахождения *E. notchpeakensis* в обр. 2271, 2272, т.е. исходил из позиции доизучения этих уровней, или считал несущественным разделение в единой последовательности отложений с *P. muelleri*, *P. serratus* (обр. 2271, 2272) и отложений с *E. notchpeakensis* (обр. 2274 и др.). В последнем случае справедливым будет вариант корреляции соответственно с двумя зональными подразделениями (верхами зоны *Hirsutodontus ani* и зоной *Eoconodontus notchpeakensis*) разреза Батырбай.

Отложения с четвертым комплексом (с элементами "С." *proavus* и "С." *oklahomensis*) Ирана и зона *Cordylodus proavus* Батырбая, видимо, одновозрастны.

В Иране не установлены подразделения, которые можно было бы коррелировать с зоной *Cordylodus intermedius* и с зоной *Cordylodus lindstromi* нашего разреза. Причина, очевидно, заключается в недостаточно детальном исследовании этих разрезов и пропуске в них "моментов" появления *C. intermedius* и *C. lindstromi*.

В последовательности отложений с пятым комплексом (с элементами "С." *angulatus*, "С." *lindstromi*, "С." *prion*) и шестым комплексом (с элементами "С." *lenzi* и "С." *intermedius*) для корреляции важны лишь наиболее молодые элементы "С." *angulatus*. Последние, однако, не обнаружены в разрезе Батырбай. Поэтому данным отложениям условно отвечает интервал батырбайского разреза между зоной *Cordylodus lindstromi* и слоями с *D. deltifera*.

Седьмой комплекс содержит *Acanthodus costatus*, *Acodus oneotensis*, *Drepanodus subarcuatus*, *Oistodus inaequalis*, из которых первые два вида позволяют сравнивать иранский комплекс с аллохтонным комплексом *Rossodus manitouensis*—*Chosonodina herfurthi* сарыкумского разреза Центрального Казахстана; последние два вида — с комплексом *D. deltifera* батырбайского разреза и одноименным автохтонным комплексом сарыкумского разреза.

Таким образом, последовательность отложений в сводном разрезе Ирана [Müller, 1973] заканчивается аналогами верхнего тремадока.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Отложения нижнего ордовика Сибири представлены мелководными, преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями, накопившимися в условиях эпиконтинентального бассейна и заключающими разнообразную фауну — трилобиты, брахиоподы, остракоды, мшанки, гастроподы, наутилоидеи, конодонты, хитинозои. Предложенные ранее для нижнего ордовика Сибирской платформы региональные устькутский и чуньский ярусы (Новосибирск, 1965 г.) не отвечали современным требованиям из-за нечеткости объемов и отсутствия удовлетворительных стратотипов.

Поэтому для нижнего ордовика предложены новые стратиграфические подразделения со стратотипами в непрерывном разрезе на р. Кулумбе. О.Н. Андреева [1967] выделила здесь кимайский горизонт, а несколько позднее А.В. Розова [1968] установила под ним (сверху вниз) угорский, няйский, лопарский и мансийский горизонты. Эти подразделения вошли в региональную стратиграфическую схему [Решения..., 1983].

На положение границы кембрия и ордовика (в пределах Сибирской платформы) определились две точки зрения.

Согласно первой, граница принимается в подошве няйского горизонта [Розова, 1968, 1986]. Первоначально граница коррелировалась с подошвой верхнего тремадока [Розова, 1968], затем — с подошвой нижнего тремадока [Розова, 1986]. Обос-

нование такого варианта границы дается А.В. Розовой на основе изучения трилобитов в разрезе на р. Кулюмбе и некоторых других разрезах Северо-Запада Сибирской платформы [Розова, 1968, 1975, 1986]; лопарский и мансийский горизонты рассматриваются ею в составе верхнего кембрия.

Вторая точка зрения отражена в работах А.Г. Ядренкиной [1974], Л.В. Огиенко [1977], А.В. Каныгина, Т.А. Москаленко и др. [Ядренкина и др., 1978; Каныгин и др., 1982, 1984]: граница проходит в подошве мансийского горизонта и условно совпадает также с основанием нижнего тремадока. Подтверждением такой корреляции является находка в лопарском горизонте раннетремадокских граптолитов из группы *Dictyonema flabelliforme* Eichwald⁵.

Кроме того, принимается во внимание, что мансийский и вышележащий лопарский горизонты тесно связаны фаунистически. В частности, общими для этих горизонтов являются брахиоподы рода *Tetralobula* и моноплакофоры *Kiringella ayaktchisa*, которые не известны в заведомо кембрийских отложениях. Состав трилобитовой фауны лопарского горизонта близок таковой мансийского горизонта и резко отличен от ниже- и вышележащих фаун — кетыйской и ныйской. В унифицированной схеме стратиграфии ордовика Сибирской платформы 1979 г. принята вторая точка зрения [Решения..., 1983].

Последовательность конодонтовых комплексов раннего ордовика установлена Г.П. Абаимовой [Абаимова, 1975; Абаимова, Марков, 1977] на юге и юго-востоке Сибирской платформы и Т.А. Москаленко [Каныгин и др., 1982, 1984] — на северо-западе (разрез на р. Кулюмбе) и юго-западе (западная часть Иркутского амфитеатра) Сибирской платформы.

В средней (песчано-алевритовой) пачке устькутской свиты, вскрытой скважиной 3-С на западе Иркутского амфитеатра, Т.А. Москаленко встречены *Cordylodus* cf. *proavus* и *Oneotodus datsonensis*. Близкий комплекс, включающий *C. proavus*, *T. nakamurai*, а также виды родов *Clavohamulus* и *Hirsutodontus* (комплекс 1), обнаружен в доломитах и песчаниках устькутской свиты на юге Сибирской платформы [Абаимова, 1975; Абаимова, Марков, 1977]. В опорном разрезе на р. Кулюмбе в отложениях лопарского горизонта встречены также единичные *C. aff. proavus* и *Teridontus nakamurai* [Каныгин и др., 1982]. Все три перечисленных комплекса, вероятно, очень близки по возрасту и сравнимы со средней или верхней частью зонального комплекса *Cordylodus proavus* разреза Батырбай.

К ныйскому горизонту на западе Иркутского амфитеатра отнесены отложения устькутской и нижней части ныйской свит, содержащие довольно разнообразный комплекс конодонтов [Каныгин и др., 1984], включающий *Acantodus lineatus*, “*Acodus*” *oneotensis*, *Loxodus aff. bransonii* в сочетании с “*Cordylodus*” *angulatus*, “*C.*” *rotundatus* и некоторыми эндемичными элементами. Этот комплекс близок ко второму и третьему комплексам [Абаимова, 1975], установленным на юге Сибирской платформы, которые, в свою очередь, сравнимы с аллохтонным комплексом *Rossodus manitouensis*—*Chosonodina herfurthi* сарыкумского разреза Центрального Казахстана. Последний, как уже отмечалось, практически одновозрастен с поздне-тремадокским комплексом *Drepanoistodus deltifer* разреза Батырбай.

Наконец, сходны между собой: четвертый и пятый комплексы юга и юго-востока Сибирской платформы [Абаимова, 1975], конодонтовые ассоциации из отложений угорского и большей части кимайского горизонтов в опорном разрезе на р. Кулюмбе [Каныгин и др., 1982] и комплексы из отложений нижней части бадарановской свиты (кимайский горизонт) запада Иркутского амфитеатра [Каныгин и др., 1984]. Все они включают большое количество мидконтинентальных элементов (ти-

⁵ Однако, по мнению Б. Эрдтмана [Erdtmann, 1984], граптолиты *D. flabelliforme kulumbense* Obut et Sob. принадлежат, по-видимому, древним прикрепленным формам, распространенным в кембрии.

пичных для фауны *D*) и видов-эндемиков; в значительно меньшем количестве здесь встречены раннеордовикские космополиты. Отложения с перечисленными комплексами коррелируются с зонами *Paroistodus proteus* и *Prioniodus deltatus longibasis* батырбайского разреза. Общими формами для них являются элементы из группы *Acodus deltatus*, а также “*D.*” *arcuatus*, “*D.*” *homocurvatus*, “*D.*” *suberectus*, “*S.*” *furnishi*, “*S.*” *sinuosus*, “*P.*” *bassleri*, “*O.*” *variabilis*, “*S.*” *rex*, “*S.*” *cornutiformis*.

Появились также несколько противоречивые данные о последовательности конодонтовых комплексов ордовика и пограничного кембро-ордовикского интервала Сибирской платформы. Так, А.Г. Ядренкина и Г.П. Абаимова [1980] указывают на находки конодонтов *S. proavus* в мансийском и лопарском горизонтах.

В более поздней работе, посвященной границе кембрия и ордовика, Г.П. Абаимова [1984] обобщает все имеющиеся данные по конодонтам и отмечает, что на юге Сибирской платформы в пролетарской, устькутской и точильнинской свитах известно более двух десятков местонахождений конодонтов, принадлежащих зонам *Proconodontus tenuiserratus*, *Proconodontus* и *Cordylodus proavus*. Мансийской горизонт в этой работе сопоставлен с зоной *Proconodontus*, лопарский — с зоной *Cordylodus proavus* и найский — с зоной *angulatus—rotundatus*.

Такой же результат корреляции подтвержден Г.П. Абаимовой и на основании изучения серии разрезов Ленской фациальной зоны [Каныгин и др., 1989]. Характеристика конодонтовых комплексов кембрия⁶—ордовика в этой работе наиболее полная по сравнению с материалами, представленными для Сибирской платформы ранее.

Граница кембрия и ордовика в сибирских разрезах очевидно прослеживается в основании (или середине) лопарского горизонта (см. рис. 23).

Данные о граптолитовой последовательности малочисленны. А.Г. Ядренкина и др. [1984] приводят сведения о находках граптолитов зоны *D. flabelliforme* (s.l.) с *Wuograptus patens* и *Staurograptus* (?) sp., а также, возможно, зон *D. flabelliforme parabola* и *D. porvegicus* в олдондской свите Айхальского района Вилюйской зоны. Граптолиты найдены в скважинах, причем никакая другая фауна с ними не обнаружена. Уровень с граптолитами сопоставлен с мансийским горизонтом условно.

Особняком стоят разрезы северной зоны Таймыра [Обут, Соболевская, 1962; Соболевская и др., 1978; Решения..., 1983], представленные относительно глубоко-водными известняками и граптолитовыми сланцами. Здесь выделяется известняковая грустнинская толща с трилобитами *Naralopleura asiatica* Laz., *Proceratorpue* sp., *Agnostus* sp. мощностью до 250 м, относимая к верхнему кембрию. Выше согласно залегает толща с чередованием глинистых сланцев и известняков, разделенная на три пачки: нижнюю — с *Dictyonema sociale* (Salt.), *D. parabola* Bulm. (25 м), среднюю — с *Anisograptus richardsoni* Bulm. внизу и с *D. graptolithinum* Kiaer, *D. taimyrence* Obut et Sob. вверху (60 м) и верхнюю — с *Clonograptus limatus* Obut et Sob. (120—130 м). Выше выделяется зона *Tetragraptus approximatus* аренига. Конодонты на севере Таймыра пока не обнаружены.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Стратиграфия и фауна (преимущественно трилобиты) верхов кембрия и нижнего ордовика изучена в Алтае-Саянской области З.Е. Петруниной [1966, 1968; Петрунина и др., 1984]. В пограничном интервале выделяются золотокитайский, добринский и таязинский горизонты [Решения..., 1983]. На основании изучения трилобитов З.И. Петрунина проводит границу между кембрием и ордовиком в основании добринского горизонта. Эта точка зрения стала общепринятой среди стратиграфов

⁶Позднекембрийский комплекс с *E. notchpeakensis*, *Cambrooistodus cambricus* и др., отнесенный к фауне мансийского горизонта, в соответствии с “традиционными” представлениями [Решения..., 1983], отмечен как раннеордовикский [Каныгин и др., 1989].

Европа										Южный Казахстан					
Северный Уэльс		Швеция			Северо-Запад Русской платформы					Малый Каратау					
[Rushton, 1982; Cooper, Nowlan, 1999]		[Lindström, 1954, 1971; Szaniawski, Bengtson, 1998]			[Сергеева, 1963; Вайра, 1974; Боровко, Сергеева, 1981, 1985; Боровко и др., 1980, 1984, 1985; Kaljo et al., 1986; Цовов и др., 1989]					Разрез Батырбай [Dubinina, 1991] (с изменениями)					
					Северная Эстония		Ленинградская область								
Ордовик	Арениг	Латорп Хуннеберг	Биллингс	Prioniodus evae	III	Латорпский				Prioniodus evae	Prioniodus elegans	Рахметовский	Oepikodus evae		
				Prioniodus elegans						Prioniodus elegans					
				Parioistodus proteus	II					Drepanodus proteus	Drepanodus proteus				
				Parioistodus proteus											
				Paltodus deltifer	I					Церагонгский	Варангу		Назми	?	Drepanoistodus deltifer pristinus
	Paltodus deltifer	?													
	Тремадок	Церагонгские слои	Диктионемовые слои	?	Пакерорфский	Тюрисалуская	Конювская	Тосненская	C. rotundatus - C. angulatus	Cordylodus lindstromi	Cordylodus intermedius	Cordylodus proavus	Унгувский	Iapetognathus n. sp. 1 & Cordylodus lindstromi	
														Cordylodus lindstromi	Cordylodus intermedius
														Cordylodus intermedius	Cordylodus proavus
														Cordylodus proavus	Cordylodus andresi
Cordylodus andresi														Cordylodus andresi	
Кембрий	Мерионет	Оленидная серия	?	Каллаверская	Ломалика	?	Ладужская	"Westergaardodina"	Cordylodus andresi	?	Cordylodus primitivus	Батырбайский	Eoconodontus alisonae		
													Eoconodontus notchpeakensis		
													Hirsutodontus ani		
													Westergaardodina amplicava		
													P. dahlmani - P. memorabilis		

[Решения..., 1983]. Однако М.К. Аполлонов [Apollonov, in press.] после общей ревизии последовательности смены трилобитовых комплексов этого региона обосновывает положение кембро-ордовикской границы в основании таянзинского горизонта. Находки граптолитов и особенно конодонтов в пограничном интервале единичны, поэтому определение точного положения границы добринского и таянзинского горизонтов относительно конодонтовой шкалы — дело будущего.

ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

Северный Уэльс, Норвегия

Разрез Брин-Ллин-Фавр, опорный для обоснования границы серий меринет—тремадок [Rushton, 1982; Whittington et al., 1984], содержит разнообразную фауну граптолитов и трилобитов, но исключительно бедную — конодонтов. Как известно, эта граница традиционно проводится по первому появлению планктонных граптолитов *Dictyonema flabelliforme* s.l. В разрезе Брин-Ллин-Фавр она практически совпадает с согласной границей пачек Долгелло и Долцин-Афон.

Верхняя часть первой пачки, представленная черными известковистыми и пиритизированными алевролитами, содержит богатый комплекс трилобитов тремадокского облика — *Shumardia alata*, *Histerolenus* sp., *Parabolina frequens*, *Beltella nodifer*, *Dichelepyge bicornis*, *Niobella homfrayi* и др. в сочетании (с типичными для зоны *Acerocare*) — *Parabolina heres heres* и единичным *Cordylodus proavus* (рис. 24). Весь этот комплекс отнесен А. Раштоном к зоне *Acerocare* серии меринет.

Низы второй пачки представлены серыми глинистыми алевролитами, в которых обнаружены граптолиты *Dictyonema flabelliforme* spp. и типичные для тремадока трилобиты *Woeskaspis hirsuta*. Последние, кроме того, характерны и для тремадока Норвегии (разрез Нэрснес), где встречаются вместе с *Cordylodus proavus*, *C. intermedius* и *C. lindstromi* несколько ниже уровня появления *D. flabelliforme sociale* [Bruton et al., 1982, 1988]. Однако основание тремадока здесь проведено не по первому появлению диктионем, а по появлению тремадокского *W. hirsuta* (конкреция № 2). Немного ниже (конкреция № 1) в разрезе Нэрснес в верхах зоны *Acerocare* обнаружены конодонты *Cordylodus proavus*, *Eoconodontus notchpeakensis* и трилобиты *Parabolina heres heres* и *Acerocare ecorne* [Bruton et al., 1988].

Если следовать традиционному пониманию основания тремадока, то в разрезе Брин-Ллин-Фавр Северного Уэльса мы получим дотремадокский возраст для типично тремадокского комплекса трилобитов и единичного *C. proavus*. Выходом из этого противоречия может явиться расширение объема тремадокской серии, т.е. отнесение к тремадоку зоны *Acerocare* с типичным для раннего ордовика комплексом трилобитов и *C. proavus*. К верхам верхнего кембрия, в таком случае, будет отнесена зона *Peltura scarabaeoides* серии меринет, наиболее полно представленная в разрезе Огоф-Ду Северного Уэльса и заключающая такие формы, как *Lotagnostus trisectus*, *Richardsonella cf. invita* и др. (см. рис. 39).

Швеция

Для ордовика Балтийского региона выделяется несколько фациальных зон. Наиболее тонкозернистые (и, видимо, более глубоководные) отложения отмечены на западе, а грубозернистые (видимо, более мелководные) — на востоке региона [Jaanusson, 1976]. Для западного пояса (Швеция, Норвегия) характерно преобладание в разрезах сланцев, для восточного (Северная Эстония, Ленинградская область) — пес-



Рис. 24. Корреляция разреза Батырбай с разрезами Уэльса, Швеции и Северо-Запада Русской платформ

чаников. Черные сланцы верхнего кембрия и черные диктионемовые сланцы нижнего тремадока Скандинавии замещаются к востоку (Северная Эстония и Ленинградская область) монотонной толщей оболовых песчаников.

Разнообразный комплекс из прото-, параконodontов и эуконодонов *Proconodontus muelleri* обнаружен [Müller, Hinz, 1991] в сланцах зоны *Peltura minor* верхнего кембрия Швеции. В отложениях вышележащей зоны *Peltura scarabaeoides* конodontовый комплекс дополнен эуконодонтами *Proconodontus serratus* и *Cordylodus primitivus*⁷ [Müller, Hinz, 1991].

Однако недавно в Вастерготланде, регионе Киннекюлле, в конденсированном разрезе Тролмен, сложенном черными битуминозными сланцами со слоями и линзами серого битуминозного известняка, в верхах зоны *Peltura scarabaeoides* была впервые обнаружена [Szaniawski, Bengtson, 1998] последовательность из трех эуконодонтowych подзон: 1 — *Proconodontus transitans*, 2 — *Proconodontus muelleri* и 3 — основание подзоны *Cordylodus andresi*.

Х. Шаньявский и С. Бенгтсон убеждены в том, что новый вид эуконодонтов — *Proconodontus transitans Szaniawski et Bengtson* — самый примитивный и, соответственно, самый ранний из всех видов линии *Proconodontus*. Поэтому корреляция подзоны *Proconodontus transitans* Швеции возможна только с подразделением, расположенным ниже известного ранее уровня с первыми примитивными эуконодонтами *Proconodontus tenuiserratus* (или *Hirsutodontus ani*). Если это действительно так, то в разрезе Батырбай подзона *transitans*, вероятно, будет соответствовать верхняя часть зоны *Westergaardodina amplicava* (см. рис. 24).

Следующая подзона — *Proconodontus muelleri* Швеции характеризуется *P. muelleri*, *P. transitans*, *P. serratus* и новым подвидом *P. tenuiserratus bicostatus Szaniawski et Bengtson*, причем шведский *P. muelleri*, по появлению которого определена нижняя граница подзоны, считается авторами более примитивным видом, чем *P. muelleri* в Северной Америке и других регионах. Соответственно, более раннее появление шведского *P. muelleri* оценивается синхронным появлению *P. tenuiserratus* в Северной Америке [Szaniawski, Bengtson, 1998]. Если это действительно так, то подзона *Proconodontus muelleri* Швеции, вероятно, должна соответствовать зоне *Hirsutodontus ani* Батырбая.

По заключению Х. Шаньявского и С. Бенгтсона [Szaniawski, Bengtson, 1998], подзона *Cordylodus andresi* охватывает в Швеции не только верхи зоны *Peltura scarabaeoides* [Müller, Hinz, 1991; Szaniawski, Bengtson, 1993, 1998], но и зону *Acerocare* [Andres, 1981, 1988].

Кордилодусы, описанные Д. Андресом из зоны *Acerocare* как *C. sp.* [Andres, 1981], позднее были отнесены к *C. proavus* [Andres, 1988]. Однако Х. Шаньявский и С. Бенгтсон склонны относить эти кордилодусы к *C. andresi* [Szaniawski, Bengtson, 1998], расширяя тем самым диапазон стратиграфического распространения этого вида.

Кроме того, приводятся еще три важных предположения: 1) предком *C. andresi* является *Proconodontus serratus* [Szaniawski, Bengtson, 1993, 1998]; 2) предком *C. proavus* является *C. andresi* [Szaniawski, Bengtson, 1998], а не *Eoconodontus notchpeakensis*, как считалось ранее [Nicoll, 1990, 1992]; 3) *C. andresi*, очевидно, примитивнее *Eoconodontus notchpeakensis* [Szaniawski, Bengtson, 1998].

Последнее предположение позволяет авторам [Szaniawski, Bengtson, 1998] поместить нижнюю границу подзоны *Cordylodus andresi* Швеции ниже основания подзоны *Eoconodontus notchpeakensis* шкалы Северной Америки [Miller, 1988] и, соответственно, коррелировать подзону *andresi* фактически с объемом двух североамериканских подзон: *Eoconodontus notchpeakensis* и *Camrooistodus minutus*. В таком случае по отношению к разрезу Батырбай подзона *andresi* Швеции должна охватить три зо-

⁷ В данном случае *C. primitivus*, обнаруженный в разрезах Швеции [Müller, Hinz, 1991], действительно является синонимом *C. andresi*.

нальных подразделения: *Eoconodontus notchpeakensis*, *Eoconodontus alisonae* и *Cordylodus primitivus*, что пока кажется маловероятным хотя бы из-за отсутствия находок *E. notchpeakensis* в Швеции.

В пользу своих выводов авторы по-новому интерпретируют и материал Норвегии, где в районе Осло, в карбонатных конкрециях разрезов Нерснес, совместно с трилобитами подзоны *Acerogare esome* ранее были обнаружены *Eoconodontus notchpeakensis* и *Cordylodus proavus* [Bruton et al., 1988]. Х. Шанявский и С. Бенгтсон [Szaniawski, Bengtson, 1998] экземпляры норвежского *C. proavus* также относят к *C. andresi*.

Учитывая множественность прерывов в осадконакоплении отложений зоны *Acerogare* Швеции пока сложно согласиться со многими корреляционными выводами Х. Шанявского и С. Бенгтсона.

Понятно, что мысль о диахронном появлении *P. muelleri* в разных регионах потребует дальнейших подтверждений. Сомнительным также кажется рассмотрение *C. primitivus* в качестве синонима *C. andresi* [Szaniawski, Bengtson, 1998]. В таком случае *C. primitivus* должен был бы появиться раньше *E. notchpeakensis* во всей переходной фаунистической области, чего не наблюдается ни в одном разрезе, характеризующем эту область (см. главу V). Очевидно, *C. primitivus* и *C. andresi* — два разных вида: первый характерен для переходной области, второй — для холодноводной области.

Выводы Х. Шанявского и С. Бенгтсона интересны, но не близки к своему окончательному разрешению.

Далее, из наиболее древних конодонтовых ассоциаций Швеции известен только комплекс на северо-западе о-ва Эланд [Van Wamel, 1974] с “*Cordylodus*” *rotundatus*, “*C.*” *angulatus*, “*C.*” *grion*, относящийся к концу раннего тремадока.

Условно выделенный в Скандинавии “верхний” тремадок представлен цератопигевыми сланцами, сменяющимися выше цератопигевыми известняками и содержащими (нередко в значительных количествах) глауконит и пирит. Первоначально конодонты позднего тремадока были изучены на юге Швеции в цератопигевых известняках разреза Стора Бэкор [Lindström, 1954], где установлен I комплекс М. Линдстрема, содержащий, кроме *C. angulatus* и *C. rotundatus*, также *O. variabilis*, *P. deltifer*, *D. numarcuatus* и др. Эти отложения позднее были отнесены к зоне *Paltodus deltifer* [Lindström, 1971].

Цератопигевые известняки верхнего тремадока сменяются отложениями хуннебергского и биллингенского подгоризонтов латорпского горизонта аренига, представленными преимущественно сланцами с редкими прослоями и линзами известняков на западе Швеции и замещающимися к востоку доминирующими в разрезах известняками.

Хуннебергский подгоризонт соответствует конодонтовой зоне *Paroistodus proteus* (II комплекс М. Линдстрема), биллингенский — зонам *P. elegans* и *P. evae* (III комплекс М. Линдстрема), хотя зона *P. elegans*, возможно, частично включает и хуннеберг [Bergström, 1968].

Следует отметить, что такая конодонтовая последовательность (лишь с небольшими исправлениями) установлена для раннего аренига в пределах всего Балтийского региона [Lindström, 1954, 1971; Сергеева, 1963 а, б; Вийра, 1974; Van Wamel, 1974; Dzik, 1976; Löfgren, 1978]. Раннеаренигские трилобиты и граптолиты изучались в Швеции Т. Чернвиком [Tjernvik, 1956, 1958], а в Прибалтике — Р.М. Мяннилем [1966].

Сравнительно недавно А. Лофгрэн [Löfgren, 1993 а, б, 1994] изучила конодонтовую последовательность позднего тремадока—раннего аренига в разрезах Центральной Швеции. Конодонты исследовались как в известковых прослоях, так и на поверхностях напластования сланцев. Это позволило не только детализировать конодонтовую шкалу, в частности, подразделить зону *Paroistodus proteus* на четыре новые подзоны [Löfgren, 1993 а, б, 1994], но и точно скоррелировать конодонтовую зональность с граптолитовой [Lindholm, 1991] и трилобитовой зональностями [Tjernvik, Johansson, 1980].

Балтийско-Ладожский глинт

В Северной Эстонии и Ленинградской области пограничные отложения кембрия и ордовика вскрываются в многочисленных обнажениях вдоль Балтийско-Ладожского глинта. Они сложены однородной толщей кварцевых песков, получившей название оболочевой толщи по широкому распространению в них створок беззамковых брахиопод—оболид.

Представления о стратиграфическом расчленении и возрасте оболочевой толщи неоднократно менялись. Ранее толща относилась целиком к ордовику [Решения..., 1962]. Высказывалось также мнение о доордовикском возрасте этой толщи [Рухин, 1939, 1946; Коркутис, 1971].

В последние годы изучение конодонтов, широко распространенных в оболочевых песках, позволило с большей детальностью произвести расчленение толщи и корреляцию выделяемых в ней стратиграфических подразделений [Боровко и др., 1980, 1984, 1985; Боровко, Сергеева, 1981, 1985; Kaljo et al., 1986].

Было установлено, что отложения ладожской и юлгасеской свит, прослеженные, соответственно, в разрезах Ленинградской области и Эстонии, содержат позднекембрийский комплекс конодонтов "Westergaardodina", причем юлгасеский комплекс с *W. bicuspidata* считается несколько древнее ладожского с *W. moessebergensis* [Боровко и др., 1980]. Оба комплекса включают только прото- и параконodontы. Этим же отличается и зональный комплекс *W. amplicava* разреза Батырбай. Однако, вероятно, только поздне ладожский комплекс подзоны *W. moessebergensis* можно сопоставить с позднекембрийским комплексом *W. amplicava* батырбайского разреза (см. рис. 24).

Выделение же в объеме зоны "Westergaardodina" верхней подзоны *Proconodontus* [Kaljo et al., 1986] кажется преждевременным, поскольку оно основано на находке (среди параконodontового комплекса) лишь одного экземпляра *E. notchpeakensis* в единственном разрезе Турьекелдер Эстонии в маардуской пачке каллавереской свиты.

Между ладожской и ломашкинской свитами Ленинградской области, а также между каллавереской и юлгасеской свитами Эстонии устанавливается серия перерывов в осадконакоплении, которая (частично или полностью) охватывает интервал зон *Hirsutodontus ani*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Eoconodontus alisonae* батырбайского разреза.

Рубеж, связанный с появлением первых эуконодонтов, в разрезах Балтийско-Ладожского глинта не установлен.

Зональная последовательность, основанная на появлении в разрезах Эстонии и Ленинградской области видов рода *Cordylodus*, очень сходна с таковой разреза Батырбай. Зона *Cordylodus andresi*, установленная (очевидно, не в полном своем объеме) в ломашкинской свите Ленинградской области и в основании каллавереской свиты Эстонии⁸, соответствует зоне *Cordylodus primitivus* батырбайского разреза, где появляются самые примитивные представители рода *Cordylodus*, а именно, *C. primitivus* Bagnoli et al. Холодноводный *C. andresi* Viira et Sergeeva характерен не только для разрезов Балтийско-Ладожского глинта. Как уже отмечалось, он встречен также на о-ве Эланд в Швеции [Andres, 1981, 1988] в линзах известняка подзоны *Westergaardia* зоны *Acerocare*, а также в верхах зоны *Peltura scarabaeoides* Швеции [Müller; Hinz, 1991; Szaniawski, Bengtson, 1993, 1998].

Выше лежащие отложения Северной Эстонии и Ленинградской области охарактеризованы не только конодонтами, но и граптолитами; последние найдены в прослоях сланцев и глинистых алевролитов. Граптолитовая последовательность [Кальо, Кивимяги, 1970; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989] от подзоны *Dictyonema fla-*

⁸ Литостратиграфическое расчленение тремадокских (пакерортских) отложений Северной Эстонии произведено Х. Хейнсалу [1987].

belliforme sociale нижнего тремадока (пакерортский горизонт) до зоны *Clonograptus—Didymograptus* верхнего тремадока (цератопигевый горизонт) соотнесена с конодонтовой последовательностью [Kaljo et al., 1986]. Однако момент появления планктонных граптолитов *D. flabelliforme* все же остается не определенным. Он может быть отнесен к основанию зоны *C. intermedius* или (что менее вероятно) к верхней части зоны *C. proavus* [Kaljo et al., 1988].

Последовательность зон пакерортского горизонта — *Cordylodus proavus—Cordylodus intermedius—Cordylodus lindstromi* идентична батырбайской (см. рис. 24). Как уже отмечалось, зона *rotundatus—angulatus* в разрезе Батырбай не обнаружена. Поздне-тремадоковский дельтиферовый комплекс в батырбайском разрезе представляется немного моложе балтийского. Он сравним скорее с подзональным комплексом *D. deltifer deltifer* Швеции, чем с комплексом *D. deltifer pristinus* Эстонии, Ленинградской области и Польши [Szaniawski, 1980].

Последовательность трех конодонтовых зон и подзон латорпского горизонта [Сергеева, 1963 а, б; Вийра, 1974] — *proteus—elegans—evae* — сопоставима с зональной последовательностью разреза Батырбай: *Paroistodus proteus—Prioniodus deltatus longibasis—Prioniodus elegans—Oerpkodus evae*. В этом случае корреляция обеспечивается благодаря большому содержанию акадо-балтийских форм в зональных комплексах батырбайского разреза. Элементы же Юаногнатусовой и редкие элементы Мидконтинентальной фаун, содержащиеся в аренигских комплексах нашего разреза, в конодонтовых комплексах Балтики отсутствуют (см. главу V).

В целом, несмотря на мелководный характер отложений, большое количество внутриформационных и нескольких региональных перерывов в осадконакоплении, в пределах Балтийско-Ладожского глинта устанавливается очень близкая батырбайской последовательность конодонтовых комплексов. Однако ни один из разрезов Эстонии и Ленинградской области не мог быть рекомендован в качестве стратотипа границы систем.

Следует также отметить, что в Эстонии и Ленинградской области изучено непосредственное соотношение конодонтовой и граптолитовой шкал [Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989], а в Южном Казахстане (Батырбай) — соотношение конодонтовой и трилобитовой шкал [Чугаева и др., 1989]. Именно эти разрезы в бывшем СССР являются ключевыми для сопоставления конодонтовых, трилобитовых и граптолитовых комплексов, обеспечивающих надежную корреляцию пограничных отложений.

ВЫВОДЫ :

Конкретные разрезы, рассмотренные в данной главе в пределах перечисленных регионов и континентов, можно отнести к условно выделенным шести типам отложений: 1 — карбонатные мелководные отложения кратонов Северной Америки, Австралии, Северного и Северо-Восточного Китая, Сибири; 2 — карбонатные отложения перикратонного шельфа и склона Северной Америки (Запад Маккензи, Альберта); 3 — карбонатные и карбонатно-сланцевые отложения континентального склона Северной Америки: Западный Ньюфаундленд, Северо-Западный Вермонт (Аппалачи), Центральная Невада; 4 — сланцевые и карбонатно-сланцевые отложения относительно мелководных бассейнов седиментации (Нерснес в Норвегии, Брин-Ллин-Фавр в Северном Уэльсе, Ньюбрансуик в Восточной Канаде, разрезы Юго-Восточного Китая); 5 — терригенные (песчаные) мелководные отложения Северо-Запада Русской платформы; 6 — кремнистые и карбонатно-кремнистые отложения наиболее мелководных бассейнов седиментации (Бурубайтал и Сарыкум Центрального Казахстана).

Строго говоря, карбонатные разрезы Батырбай и Кыршабакты “подводной горы” Малого Каратау в данной классификации должны занять самостоятельное ме-

сто. Однако нельзя не отметить некоторое сходство батырбайского разреза со вторым и третьим типами отложений.

Степень изученности конодонтов и детальность расчленения перечисленных типов отложений различны. Шкалы, разработанные для первого типа отложений, наиболее детальны. Меньшая дробность расчленения отложений второго, третьего, пятого и шестого типов связана в основном с особенностями состава их конодонтовых сообществ (см. главу V). Отсутствие или малочисленность конодонтов в осадках четвертого типа, вероятно, объясняется их недостаточной изученностью.

В результате сопоставления в пограничных отложениях кембрия и ордовика установлена последовательность из пяти зон (1. *notchpeakensis*, 2. *proavus*, 3. *intermedius*, 4. *lindstromi*, 5. *angulatus*), имеющих субглобальное распространение. В остальных своих частях шкалы различных регионов мира отличаются друг от друга в большей или меньшей степени, что связано с провинциализмом в распределении конодонтов и их зависимостью от фаций. Этим вопросам посвящена следующая глава.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНОДОНТОВ В ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ И РАННЕМ ОРДОВИКЕ

Сравнение установленной в разрезе Батырбай последовательности конодонтовых комплексов с последовательностью, полученной по другим разрезам Казахстана (Сарыкум) и конкретным разрезам различных регионов Мира (см. главу IV), позволяет выявить некоторые особенности развития этой группы фауны в разнофациальных отложениях позднего кембрия и раннего ордовика и, в свою очередь, использовать их для обобщения данных о закономерностях пространственного распределения конодонтов этого временного интервала.

Первые сведения о конодонтовых провинциях ордовика относятся к концу 50-х годов [Sweet et al., 1959]. Исследователи провинций В. Свит и С. Бергстрём [Bergström, 1973; Sweet, Bergström, 1972 a, 1974] отмечали значительные различия между фаунами ордовика тепловодной Североамериканской (Мидконтинентальной) и холодноводной Североатлантической провинций. Последняя включала Западную Европу (Акадо-Балтийская провинция) и восточное обрамление Северо-Американского континента.

Провинциальные различия в распределении конодонтов ордовика объяснялись главным образом климатическими условиями: низкие палеошироты предполагались для Мидконтинентальной и более высокие палеошироты — для Североатлантической провинции [Sweet, Bergström, 1974]. Подтверждением тому служили палеомагнитные данные [Scotese et al., 1979] и особенности литологии: преимущественно карбонатный тип осадконакопления на Мидконтиненте и терригенный — в Европе и по краям Северо-Американского континента. Провинциальные различия рассматривались прежде всего на примере конодонтовых фаун среднего и позднего ордовика [Bergström, Sweet, 1966; Sweet, Bergström, 1974, 1984; Dzik, 1983], но отчетливо проявлялись уже с позднего тремадока [Lindström, 1976]. Провинциальные и биофациальные различия конодонтовых сообществ позднего кембрия и раннего ордовика получают реальную оценку в начале 80-х годов [Landing et al., 1980; Fortey et al., 1982; Landing, 1983; Miller, 1984].

Понятие “провинция” неоднозначно у различных авторов [Sweet, Bergström, 1974; Dzik, 1983] вплоть до попытки отождествления провинциальных различий с биофациальными. И все же принцип выделения фаунистических провинций у большинства исследователей сходен.

Вслед за М. Тейлором [Cook, Taylor, 1975, 1977; Taylor, Cook, 1976; Taylor, 1977], установившим трилобитовые провинции позднего кембрия, можно принять следующие условия, достаточные для обособления фаунистических сообществ в ранге провинций.

1. Наличие физического “барьера”, разделяющего сообщества (например, биогермные постройки на краю карбонатной Северо-Американской платформы, препятствующие проникновению “шельфовых” видов в открытую акваторию и, наоборот, “океанических” видов — на внутренний шельф Мидконтинента).

2. Уровень термоклина, ниже которого может обитать только холодноводная фауна. Находки последней приурочены к фациям склона и бассейновых впадин, широко распространенным в позднем кембрии Азии и Северной Америки.

3. Климатическая зональность.

Под влиянием первого и третьего факторов формировалась тепловодная и в значительной степени эндемичная фауна Мидконтинента. Второй и третий факторы оп-

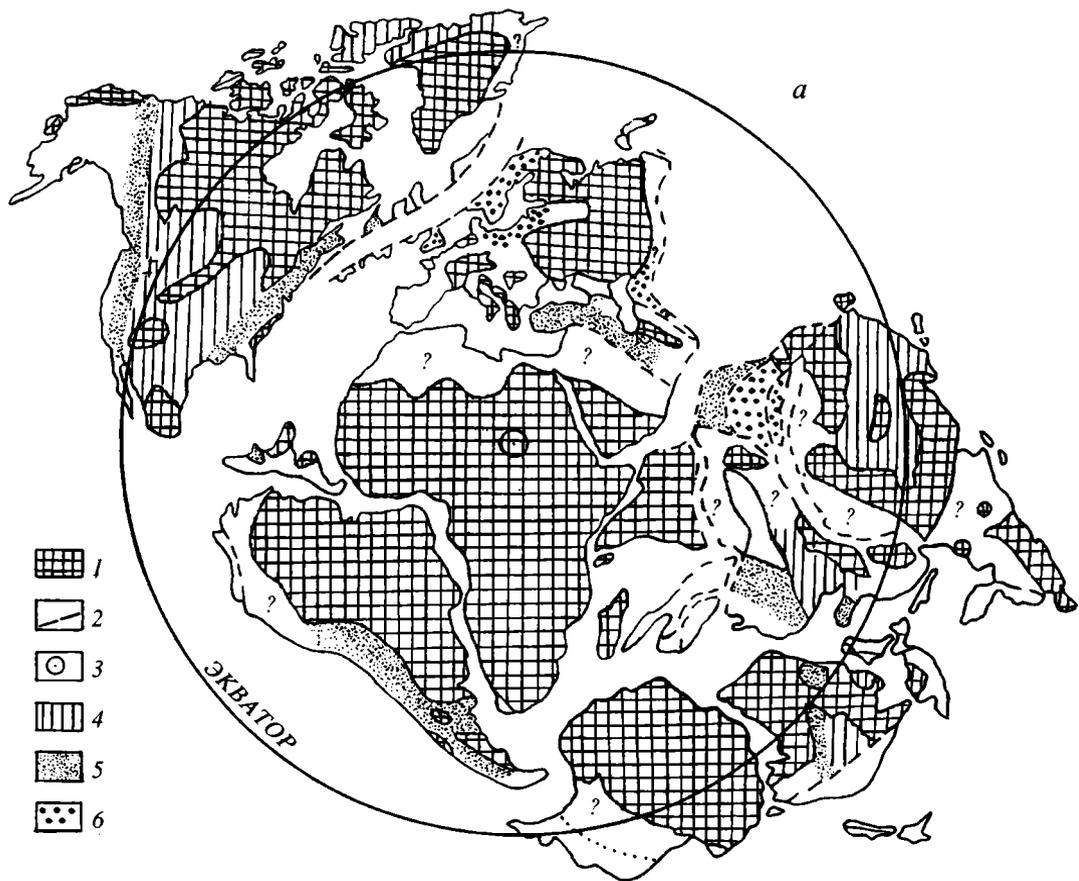
Рис. 25. Палеобиогеографические области позднего кембрия—раннего ордовика, выделенные по конодонтам

a — относительное положение континентальных массивов дано по М.К. Аполлонову [Чугаева и др., 1989]

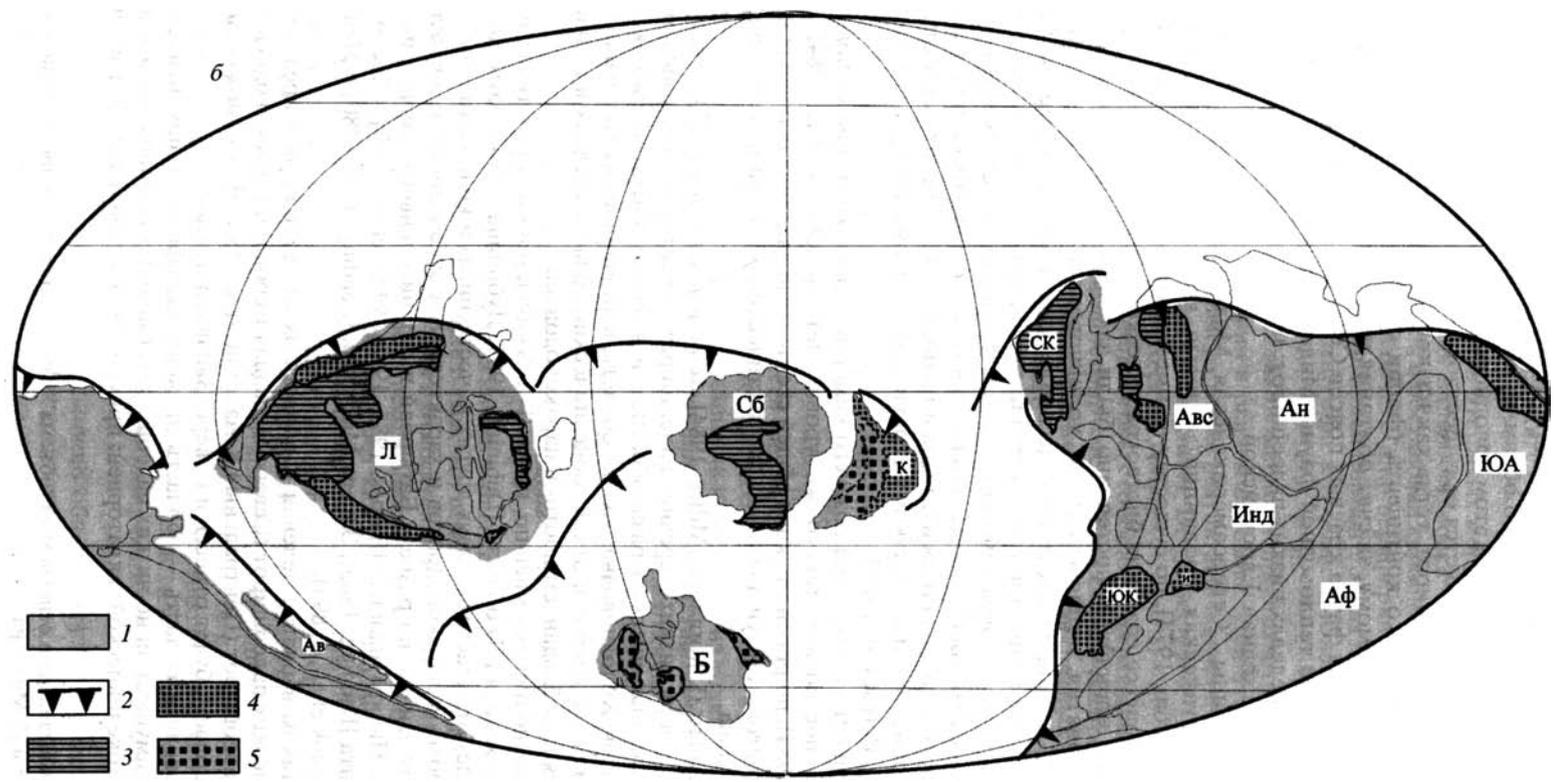
1 — суша; *2* — разломы; *3* — Южный полюс; *4–6* — области: *4* — тепловодная, *5* — переходная, *6* — холодноводная

6 — относительное положение континентальных массивов (по: [Scotese, McKerrow, 1991])

1 — основные палеоконтиненты [Scotese, McKerrow, 1991]: Л — Лаврентия, Сб — Сибирь, К — Казахстан, Б — Балтия, Ав — Авалония. В составе Гондваны: СК — Северный Китай, ЮК — Южный Китай, Авс — Австралия, Ан — Антарктида, Инд — Индия, И — Иран, Аф — Африка, ЮА — Южная Америка; *2* — предположительное положение зон субдукции; *3–5* — области: *3* — тепловодная, *4* — переходная, *5* — холодноводная



6



ределяли облик холодноводной Североатлантической фауны, известной из Европы, с восточного и западного обрамлений Северо-Американской платформы [Sweet, Bergström, 1974]. При этом холодноводность Европейской фауны (фации шельфа и склона) объясняется ее существованием в пределах средних и относительно высоких палеоширот, тогда как низкоширотная фауна краевых областей Северо-Американского континента (фации склона и бассейновых впадин) холодноводна, по-видимому, за счет обитания ниже уровня термоклина. В результате холодноводная фауна краевых поясов Северной Америки резко отличается от одновозрастной тепловодной фауны Мидконтинента (несмотря на формирование обеих в пределах низких палеоширот: первой — в субтропиках, второй — в тропиках), но сходна с Европейской.

Сами термины “Североамериканская Мидконтинентальная провинция” и “Североатлантическая провинция”, взятые из современной биогеографии [Sweet, Bergström, 1974], по существу не имели отношения к палеогеографии ордовика. В процессе создания биогеографической модели ордовика термины утратили свое значение и постепенно были заменены на обобщенные (и более удобные) понятия “тепловодной” и “холодноводной” фаунистических областей [Miller, 1984]. Данные последнего десятилетия о конодонтах ордовика Южной Америки, Австралии, Азии подтвердили правомерность выделения в ордовике двух основных биогеографических единиц. Последние же следует рассматривать в качестве основы для более детальных биогеографических исследований. Такowymi, в частности, являются исследования позднеордовикских конодонтовых сообществ, приуроченных к узкому стратиграфическому интервалу (зоне *velicuspis*) [Sweet, Bergström, 1984].

Изученность конодентов позднего кембрия и раннего ордовика пока недостаточна для построений такого же уровня детальности [Miller, 1984; Ethington, Repetski, 1984], но реконструкция общей схемы распределения основных компонентов конодонтовых фаун для обеих фаунистических областей на сегодняшний день вполне реальна.

По данным Д. Миллера [Miller, 1984], тепловодная область (Т), охватывающая шельфовые моря низких и средних палеоширот, характеризуется главным образом высоким таксономическим разнообразием и высокой численностью экземпляров эуконодентов. Холодноводная (Х) же область, включающая акватории относительно высоких палеоширот и открытоокеанические области средних и низких широт, отличается преобладанием прото- и параконодентов.

Однако, по нашему мнению, кроме Т- и Х-областей может быть выделена третья — переходная (П) область [Dubinina, 1991; Дубинина, 1994]¹, которая (в самом общем виде) отличается от двух других качественным и количественным разнообразием прото- и параконодентов и характерными эуконодонтами. Об этом свидетельствуют данные по разрезу Батырбай и сравнительный материал по разрезам Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1985, 1988; Pohler et al., 1987], Северо-Западного Вермонта [Landing, 1983], Запада Маккензи [Landing et al., 1980] и Центральной Невады [Cook et al., 1989a].

При таком варианте деления Х-область охватывает моря в пределах относительно высоких палеоширот (Северо-Западная Европа) и глубоководные бассейны средних палеоширот (Центральный Казахстан) (рис. 25, а, б). Возможно, в дальнейшем к Х-области будет отнесен и Северо-Западный Китай.

Тепловодная область — область древних шельфовых (эпиконтинентальных) морей преимущественно низких палеоширот, имеющих ограниченный водообмен с основной (океанической) акваторией; приурочена к стабильным континентальным

¹ П-область выделена в основном из “объема” холодноводной и лишь частично — тепловодной области Д. Миллера.

массивам (Мидконтинент Северной Америки, Сибирская платформа, Северный Кайтай, Квинсленд Австралии).

Переходная область — это область открытых морей и океанов низких—средних палеоширот; для нее характерны палеообстановки окраин континентальных шельфов, склонов, подножия склонов и обстановки карбонатакопления “подводных гор”; прослежена в Южном Казахстане и по периферии древних континентов (Западный Ньюфаундленд, Северо-Западный Вермонт, Запад Маккензи, Центральная Невада, Аргентина). Возможно отнесение к П-области Южного, а в перспективе — Юго-Восточного Китая.

Ниже детально рассматриваются закономерности пространственного распределения конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике. При этом учитываются собственные и литературные данные, а также результаты более ранних исследований палеобиогеографии кембро-ордовика [Sweet, Bergström, 1974; Lindström, 1976; Landing, 1983; Miller, 1984; Ethington, Repetski, 1984].

Сравнение одновозрастных конодонтовых сообществ из различных палеообстановок Х-, Т- и П-областей иллюстрируется общей схемой распределения основных компонентов конодонтовых ассоциаций для конкретных интервалов времени от позднего кембрия до раннего ареннига включительно (см. рис. 28, 29, 32, 33). В ходе изложения материала учитывается количественный и полуколичественный анализ компонентов конодонтовых ассоциаций. Первый относится к результатам исследований ассоциаций из разрезов Батырбай и Сарыкум, второй (полуколичественный, а иногда — лишь условно количественный анализ) приводится по литературным данным.

Конодонтовые ассоциации переходной области анализируются из отложений, образовавшихся заведомо *in situ*, и из тонких турбидитов. Конодонтовые комплексы из брекчий не рассматриваются.

Понятно, что для изучения сообществ любой области, в том числе и переходной, предпочтительны отложения, формирующиеся *in situ*. Однако в П-области особого внимания заслуживают также и ассоциации конодонтов из тонких турбидитов. Соотношение в них фаунистических компонентов сходно с таковым из отложений *in situ*. Но существует и разница: тонкие турбидиты всегда отличаются малым процентным содержанием конодонтовых элементов, переотложенных с более мелководных и тепловодных обстановок П-области. (На рис. 28, 29, 31—33 переотложенные с мелководья фаунистические компоненты обозначены звездочкой). Такая особенность ассоциаций из тонких турбидитов неочевидна при сравнении контрастных сообществ Т- и П-областей.

Сходство соотношений фаунистических компонентов в отложениях *in situ* и тонких турбидитах свидетельствует также о том, что переотложению подвергаются не только угнетенные тепловодные (Т'), но и относительно холодноводные (ОХ) *in situ* элементы П-области. В конодонтовых ассоциациях из тонких турбидитов (в том числе и в батырбайском разрезе) преобладают как раз относительно холодноводные элементы. Очевидно, они захватывались низкоплотностными турбидитными потоками из подстилающего неконсолидированного *in situ* осадка и, тем самым, участвовали в передвижении вниз по склону. Таким образом, переотложение как мелководных (теповодных) элементов, так и относительно холодноводных открыто-морских или океанических элементов — обычный процесс для палеообстановок континентальных склонов или склонов “подводных гор” типа Малого Каратау. Элементы могут переотлагаться и в виде дискретных частиц, и в мелких обломках турбидитных потоков. Так происходит смешение различных компонентов конодонтовых комплексов П-области.

Единичные тепловодные элементы можно обнаружить не только в тонких турбидитах, но и в открытоокеанических отложениях *in situ*. Так, единичные типично платформенные элементы обнаружены в пелагических фациях дисталь-



Рис. 26. Соотношение различных обстановок обитания конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике (Палеоокеан (Панталасса)). Общая модель Х. Кука и М. Тейлора [Cook, Taylor, 1977] с дополнениями [Dubinina, 1991]

T — тепловодные виды (и сообщества) конодонтов; OX — относительно холодноводные виды; X — холодноводные виды; T' — угнетенные T-виды; OX' — угнетенные OX-виды; X' и X'' — варианты холодноводных сообществ; П — область обитания T'-, OX-, OX'- и X''-видов. Штрих-пунктирная линия — уровень постоянного термоклина

ных разрезов Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1988]. Такой пример является, видимо, результатом действия поверхностных и других течений, сносящих в сторону океана конодонтовые элементы, характерные для T-области и крайне угнетенные в условиях открытого океана (см. T'-элементы на рис. 26, 27). В подобном случае особенно трудно отличить (по соотношению компонентов) конодонтовые ассоциации из тонких турбидитов и отложений *in situ*.

В схемах, предлагаемых для иллюстрации конодонтовых ассоциаций П-области позднего кембрия (рис. 28, 29), вынесены только ассоциации из тонких турбидитов с показателями относительного содержания в них основных фаунистических компонентов.

Так, например, представлены (на схемах) конодонтовые комплексы нижней части разреза Батырбай, формировавшиеся в условиях подножия склона, а также нижней и верхней частей склона “подводной горы” Малого Каратау (см. главу II). Выбор (для схем) именно таких ассоциаций объясняется главным образом гарантией встречи в них элементов (компонентов), синхронно переотложенных с мелководья. Как уже указывалось, это — обычно очень малые в процентном отношении компоненты. Однако выявление их крайне важно для сравнения контрастных сообществ T- и П-областей.

Комплексы верхней части батырбайского разреза (мелководье “подводной горы”) рассматриваются из отложений *in situ*.

В тех случаях, когда анализируется литературный материал, например, разрезы Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1988], приводятся полуколичественные данные. Наиболее условные (на схеме — пунктирные) границы между фаунистическими компонентами намечены для ассоциаций из склоновых фаций Западного Маккензи [Landing et al., 1980] и Северо-Западного Вермонта [Landing, 1983].

Представление о сообществах T-области на сегодняшний день получить нетрудно, имея данные по конодонтам на Мидконтиненте Северной Америки [Miller et al., 1982; Miller, 1984, 1988, 1996; Ethington, Repetski, 1984; Hintze et al., 1988; Taylor et al., 1989; Ji, Barnes, 1988, 1989, 1994 a, b] в Северном и Северо-Восточном Китае [An, 1982; An et al., 1983; Chen, Gong, 1986; Chen et al., 1988] и Австралии [Druce, Jones,

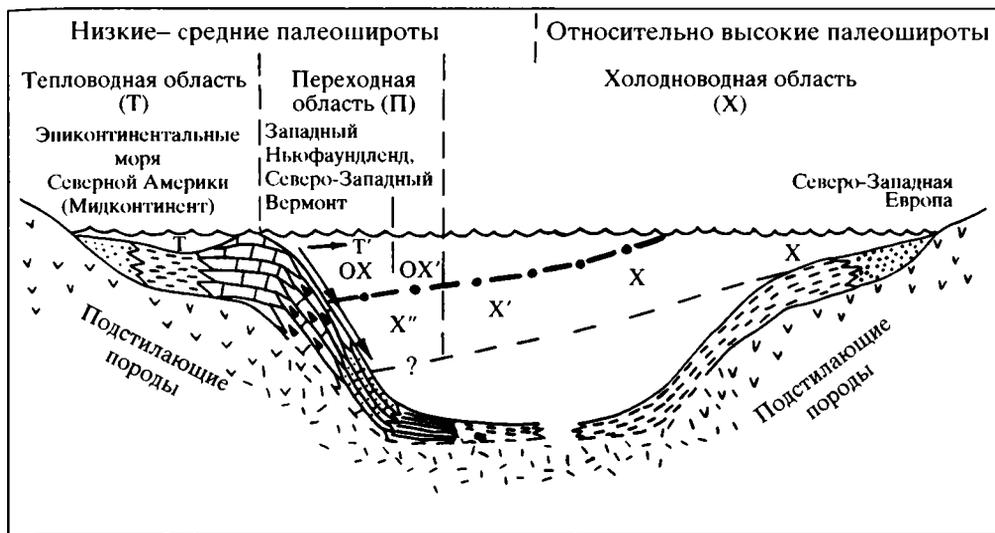


Рис. 27. Соотношение различных обстановок обитания конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике (Япетус). Общая модель М. Тейлора [Taylor, 1977] с дополнениями [Dubinina, 1991]

Условные обозначения см. на рис. 26

1971; Druce et al., 1982]. Контраст между сообществами П- и Т-областей подтверждается противоположным соотношением фаунистических компонентов в соответствующих одновозрастных ассоциациях (см. рис. 28, 29, 31—33).

Необходимая информация получена также о сообществах Х-области по разрезам Северо-Западной Европы [Müller, 1959; Bednarczyk, 1979; Kaljo et al., 1986, 1988; Попов и др., 1989; Szaniawski, Bengtson, 1998] и Центрального Казахстана [Popov, Tolmacheva, 1995; Толмачева, 1996; Дубинина, 1996; Dubinina, 1998 a].

Каждый тип фаунистических областей характеризуется определенным набором конодонтовых сообществ, восстанавливаемых по соответствующим биофациям. Для всех ассоциаций тепловодной области, равно как и для ассоциаций холодноводной области (мелководных или относительно глубоководных) сохранены одноименные названия: тепловодные (Т) и холодноводные (Х). Фауна же переходной области включает фаунистические компоненты (см. рис. 26, 27), названные условно: ОХ — относительно холодноводный; компонент ОХ' — сильно удаленные от берега (угнетенные) ОХ-виды; Т' — угнетенные в открытоокеанических условиях тепловодные Т-виды; Х'' — холодноводные виды.

Сообщества, обитающие над уровнем постоянного термоклина в обстановках открытого шельфа и верхней части склона, представлены ОХ- и Т'-видами. Обстановки же нижней части склона и подножия склона (обстановки гемипелагиали) включают виды, обитающие выше и ниже уровня постоянного термоклина. Это сообщества с ОХ-, ОХ'-, Х''- и Т''-фаунистическими компонентами (см. рис. 26, 27).

По-видимому, будет правильным допустить, что те виды, которые в переходной области “преодолевали” рубеж постоянного термоклина, могли обитать и в холодноводной области. Вот почему анализ соотношений фаунистических компонентов П-области может дать прогноз вероятности встречи в Х-области ряда видов, отсутствие которых явно связано с недостаточной изученностью материала (см. ниже). С другой стороны, возможно решить и обратную задачу: по разнообразию ассоциаций Х-области восстановить холодноводный компонент фауны П-области.

Следует также отметить, что заведомо резких границ между сообществами, относящимися к различным областям обитания, не существует. Поэтому можно, видимо, говорить об относительной условности проведения этих границ (см. рис. 26, 27): более четких — между сообществами Т- и П-областей и постепенных — между сообществами П- и Х-областей. Области обитания перечисленных фаун показаны на рис. 26, 27, области их географического распространения — на рис. 25. Как основа здесь использована реконструкция положения материков, приведенная ранее М.К. Аполлоновым [Чугаева и др., 1989] (см. рис. 25, а) и в целом не противоречащая реконструкциям М. Линдстрёма [Lindström, 1976], Б. Эрдтмана [Erdtmann, 1982, 1988], А. Буко и Д. Грея [Boucot, Gray, 1987], Л. Кокса и Р. Форти [Cocks, Fortey, 1988], К. Пикеринга и Д. Сиветера [Pickering et al., 1988], так и более совершенная раннеордовикская плейттектоническая реконструкция К. Скотиза и В. МакКерроу [Scotese, McKerrow, 1991] (см. рис. 25, б), принятая сейчас большинством исследователей [Попов, Корень, 1996].

Перейдем к рассмотрению закономерностей пространственного распространения конодонтов и к иллюстрирующим их схемам (см. рис. 28, 29, 31—33).

ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ

КОНЕЦ АКСАЙСКОГО ВЕКА

Время² *Westergaardodina amplivava* (см. рис. 28). Комплексы этого интервала времени характеризуются прото- и параконодонтами, за исключением Х-области, в которой, по данным Х. Шаньявского и С. Бенгтсона [Szaniawski, Bengtson, 1998], по-видимому, в конце времени *amplivava*, появляются самые примитивные эуконодонты рода *Proconodontus*, а именно, *P. transitans* (см. главу IV, рис. 24).

Максимальное таксономическое разнообразие прото- и параконодентов отмечается в сообществах тепловодной и переходной областей Центральной Азии. Тепловодная азиатская фауна хорошо изучена в Северном и Северо-Восточном Китае [An, 1982], а фауна переходной области — в Южном Казахстане (разрезы Батырбай, Кыршабакты). В батырбайском разрезе разнообразные ассоциации из прото- и параконодентов обнаружены в темно-серых тонкослоистых калькаренитах и кальциолиттах, формирующихся *in situ* в условиях подножия склона, а также в темных калькаренитах с градационной слоистостью (тонких турбидитах) внешней части склона “подводной горы” Малого Каратау. При сравнении, однако, открытоокеанические сообщества Малого Каратау выглядят разнообразнее шельфовых Северного Китая.

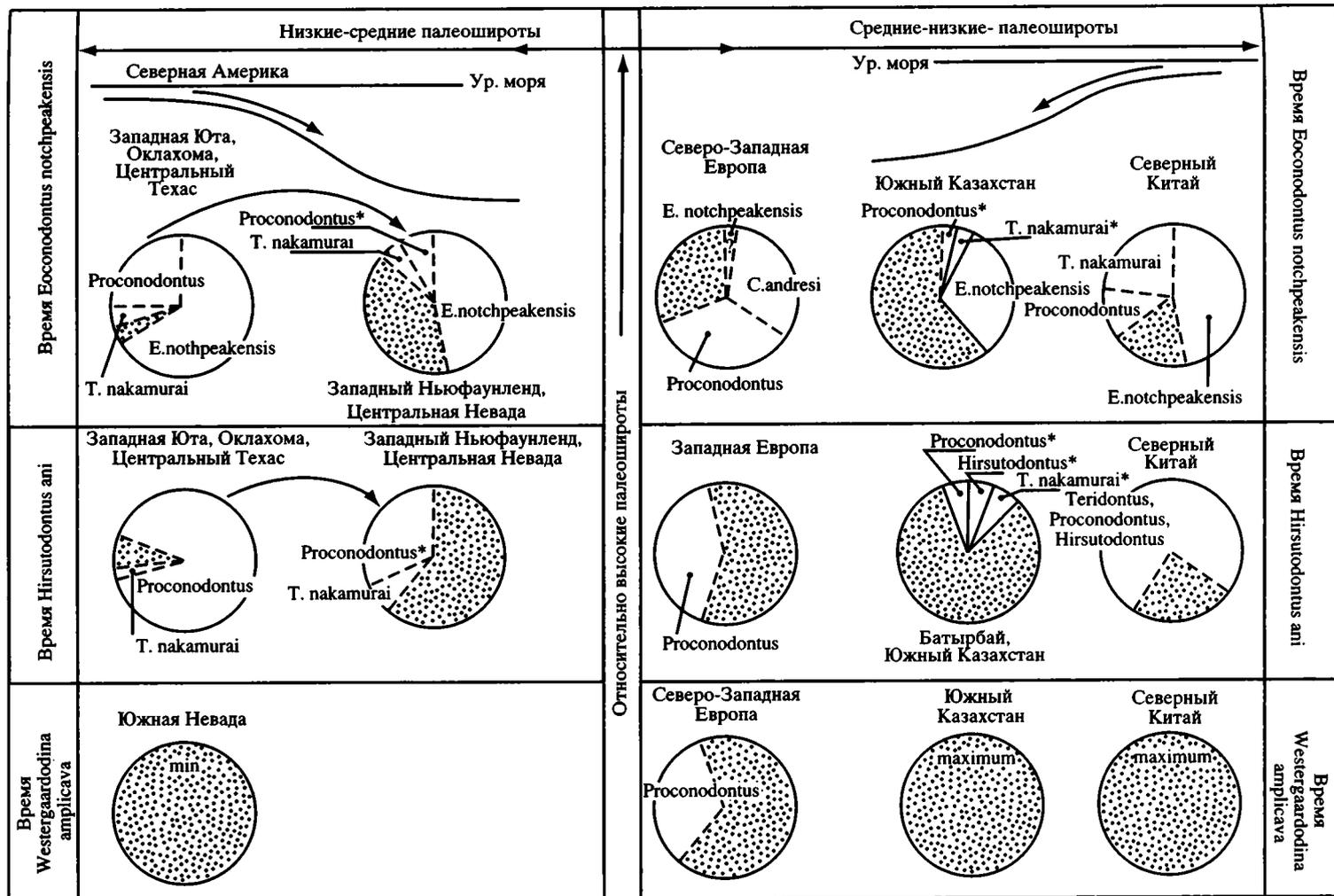


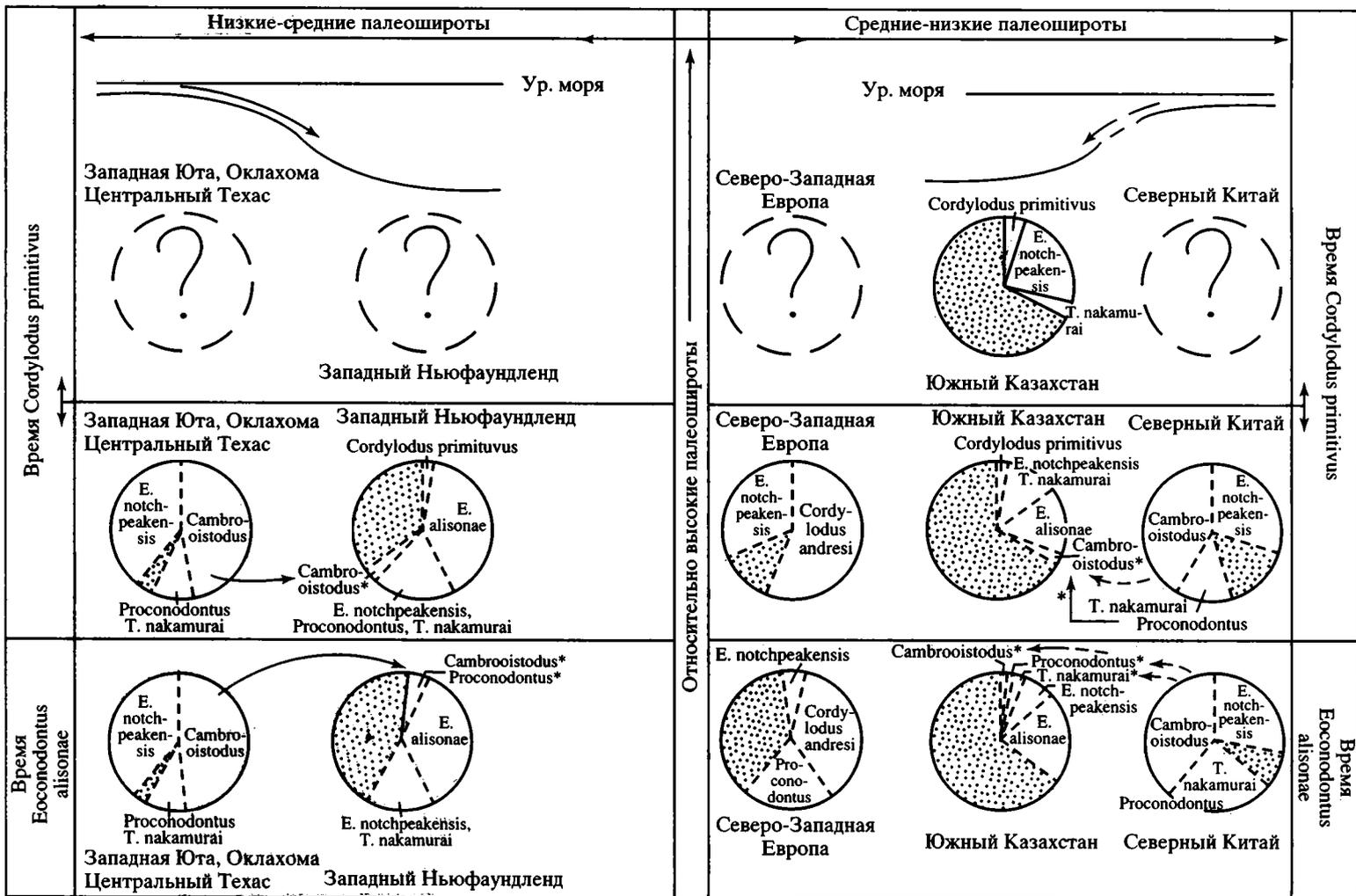
Рис. 28. Сравнение разновозрастных конодонтовых ассоциаций тепловодной (Т), переходной (П) и холодноводной (Х) областей со времени *amplivava* до времени *notchpeakensis* позднего кембрия ([Dubinina, 1991] с изменениями)

Южная Невада [Miller R. et al., 1981]; Западная Юта, Оклахома, Центральный Техас [Miller et al., 1982; Miller, 1988]; Западный Ньюфаундленд [Fahraeus, Nowlan, 1978; Barnes, 1988]; Центральная Невада [Cook et al., 1989]; Запад Маккензи [Landing et al., 1980]; Северный Китай [An et al., 1983; Chen et Gong, 1986]; Северо-Западная Европа [Kaljo et al., 1986; Szaniawski, Bengtson, 1998]; Южный Казахстан [Dubinina, 1991]

Звездочкой показаны эуконодонтовые элементы, переотложенные с мелководья П-области, точками — прото- и параконодонты

² Здесь и далее термин “время” используется как хронологический эквивалент зоны. За основу в данном случае принимается конодонтовая зональная шкала, разработанная для переходной (П) области на примере разреза Батырбай.





Относительно высокие палеошироты

Таксономически более обедненные ассоциации прото- и параконодентов отмечены в мелководных терригенных отложениях Балтийско-Ладожского глинта [Боровко и др., 1980; Боровко, Сергеева, 1981; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989] и в более глубоководных терригенных отложениях Швеции [Müller, 1959] и Польши [Bednarczyk, 1979]. Это — сообщества Х-области.

Данные Х. Шанявского и С. Бенгтсона [Szaniawski, Bengtson, 1998] о конодонтах разреза Тролмен Швеции, в том числе о самом раннем появлении здесь примитивных эуконодентов рода *Proconodontus* (см. главу IV, рис. 24), в этой главе учитываются с большой осторожностью (см. рис. 28). Причина заключается в том, что многие результаты, полученные Х. Шанявским и С. Бенгтсоном, требуют дополнительного подтверждения. Решение же возникающих вслед проблем, связанных с центром формирования и расселения самых примитивных эуконодентов рода *Proconodontus*, требующих теперь явного переосмысления, в данной монографии не рассматривается.

Для времени *amplisava* самые “невыразительные” прото- и параконодонтвые комплексы установлены в мелководных карбонатных отложениях Запада США, т. е. на Мидконтиненте Северной Америки [R.H. Miller et al., 1981]. В фациях континентальных склонов Северной Америки позднефранконские комплексы не изучены. Однако в более молодых (тремпильонских) открытоокеанических ассоциациях Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1988] прото- и параконоднты разнообразнее шельфовых (мидконтинентальных), но во многом уступают азиатским.

Таким образом, наиболее благоприятными для обитания прото- и параконодентов были разнообразные палеообстановки в пределах Центральной Азии: прежде всего, открытоокеанические (над и, возможно, под уровнем термоклина) в Малом Каратау, а также шельфовые в Северном и Северо-Восточном Китае. Любые другие условия: например, сравнительно холодный климат Северо-Западной Европы или условия тепловодных шельфов Мидконтинента Северной Америки отрицательно сказывались на разнообразии этих сообществ.

Есть основания предполагать, что Центральноазиатский (Казахстано-Северокитайский) регион мог быть центром формирования и расселения прото- и параконодентов.

БАТЫРБАЙСКИЙ ВЕК

Век знаменуется появлением эуконодентов трех линий развития: *Proconodontus*, *Teridontus*, *Hirsutodontus* (см. главу VI). С этого рубежа одновозрастные ассоциации тепловодной и переходной областей характеризуются противоположными соотношениями эуконодонтвых элементов к элементам прото- и параконодентов. Свои особенности имеют и сообщества холодноводной области. Контраст фаун усиливается со времени *Eoconodontus alisonae*.

В течение века рассматриваются следующие одновозрастные сообщества:

Время *Hirsutodontus ani*. Фауна тепловодной области, хорошо изученная в мидконтинентальной части Северной Америки [Miller et al., 1982; Hintze et al., 1988], Северном, Северо-Восточном Китае [An, 1982; Chen, Gong, 1986] и Западном Квинсленде Австралии [Druce, Jones, 1971; Druce et al., 1982], характеризуется явным преобладанием эуконодентов над прото- и параконодонтами. Доминирующий компонент Т-сообществ — эуконоднты рода *Proconodontus* (в Северной Америке), родов



Рис. 29. Сравнение одновозрастных конодонтвых ассоциаций Т-, II- и Х-областей со времени *alisonae* до времени *Cordylodus primitivus* позднего кембрия ([Dubinina, 1991] с изменениями)

Литературные ссылки см. на рис. 28

Teridontus, *Hirsutodontus*, *Proconodontus* (в Северном Китае) и *Proconodontus*, *Teridontus* (в Австралии). Во всех перечисленных сообществах (особенно в североамериканских) прото- и параконodontы имеют подчиненное значение.

Так, в разрезах Запада США (Оклахома, Центральный Техас, Западная Юта, Восточная Невада) их экземпляры составляют не более 5—10% комплексов (остальное — эуконодонт). В ассоциациях же разрезов Северного Китая на долю прото- и параконodontов в среднем приходится 30%. Кроме того, прото- и параконodontы Северного Китая таксономически разнообразнее североамериканских и австралийских. По численности и разнообразию их можно сравнить только с прото- и параконodontами Южного Казахстана, относящимися к переходной области.

Если в сообществах Т-области преобладают эуконодонт, то в П-области (Южный Казахстан, Западный Ньюфаундленд, Центральная Невада), наоборот: прото- и параконodontы разнообразны и многочисленны, а стратиграфически важные эуконодонт относительно редки или единичны, что свидетельствует об угнетенности последних в открытоокеанических условиях. Тем не менее эуконодонт легко восстанавливаются как аллохтонные составляющие комплексов. В ассоциациях из тонких турбидитов “подводной горы” Малого Каратау эуконодонт обычны (разрезы: Батырбай, Кыршабакты). Как правило, в процентном отношении они составляют небольшую часть комплекса, синхронно переотложенную с ближайшего мелководья турбидитными потоками.

Например, в разрезе Батырбай, в ассоциациях из тонких турбидитов внешней части склона “подводной горы” прото- и параконodontы составляют 90% комплекса, и лишь 10% приходится на долю первых эуконодонт (*Hirsutodontus ani*, *H. transmutedus*, *Proconodontus tenuiserratus*, *Teridontus nakamurai*). В разрезе Кыршабакты (материалы Т.Н. Байториной и Г.Х. Ергалиева) в тонких турбидитах внутренней части склона “подводной горы” доля эуконодонт (*H. ani*, *T. nakamurai*, *Proconodontus tenuiserratus*, *P. posterocostatus*) в ассоциациях также невелика, и основу комплексов составляют прото- и параконodontы (см. рис. 28).

Сообщества П-области, изученные в Северной Америке, — в Западном Ньюфаундленде [Fähraeus et Nowlan, 1978], (Барнс, устное сообщение) и Центральной Неваде [Cook et al., 1989 a], сходны с южноказахстанскими, но отличаются меньшим таксономическим разнообразием прото- и параконodontов. Эуконодонт, представленные здесь видами рода *Proconodontus* и *T. nakamurai*, относительно редки.

Ассоциации времени *Hirsutodontus ani*, связанные в Х-области и с относительно глубоководными терригенными отложениями Швеции [Müller, 1959], Польши [Bednarczyk, 1979], и с мелководными терригенными отложениями Балтийско-Ладожского глинта [Боровко, Сергеева, 1985; Kaljo et al., 1986], лишены эуконодонт, за исключением пока единственного местонахождения — разреза Тролмен Швеции [Szaniawski, Bengtson, 1998].

Эуконодонтный комплекс этого разреза, представленный *P. muelleri*, *P. transitans*, *P. serratus* и новым подвидом *P. tenuiserratus bicostatus* Szaniawski et Bengtson, по видимому, относится ко времени *ani* (см. рис. 28) (или к его североамериканскому эквиваленту: времени *tenuiserratus—posterocostatus—muelleri*), поскольку шведский *P. muelleri*, по появлению которого определена нижняя граница подзоны *muelleri* [Szaniawski, Bengtson, 1998] (см. рис. 24), считается авторами более примитивным видом, чем *P. muelleri* в Северной Америке и других регионах. Прото- и параконodontы здесь не отличаются таксономическим разнообразием. Возможно, это — черта и обитателей П-области, сумевших “преодолеть” рубеж постоянного термоклина, и представителей Х-области.

Несомненно, вариант корреляции верхнекембрийской части опорного разреза Батырбай с разрезом Тролмен Швеции [Szaniawski, Bengtson, 1998] (см. главу IV, рис. 24) остается дискуссионным.

Что касается редких элементов (экземпляров) из разновозрастных комплексов Т- и П-областей, то они неодинаково распределены среди трех групп конодонтов. Редкие элементы в ассоциациях П-области представлены эуконодонтами, в Т-области — прото-, параконодонтами и иногда — эуконодонтами-иммигрантами.

Редкие элементы или малый компонент комплекса Т-области всегда можно расценить как показатель неблагоприятных условий обитания и угнетенности. Это относится и к таксонам-иммигрантам — ранним эуконодонтам линии *Teridontus* (*T. nakamurai*), характерным для Австралии и Северного Китая, но крайне редким на Мидконтиненте Северной Америки (Техас). Здесь *T. nakamurai* не выдерживает конкуренции с типичными для мелководья Северной Америки видами рода *Proconodontus*.

Присутствие редких эуконодонтов в открытоокеанических условиях П-области в отложениях *in situ*, очевидно, объясняется также неблагоприятными условиями обитания (относительная холодноводность, удаленность от берега). Как уже отмечалось, в тонких турбидитах редкие эуконодонтовые элементы аллохтонны, т.е. связаны с синхронным (с формированием осадков) переносом турбидитными потоками из участков относительного мелководья.

Если поток имеет низкую плотность и по мере продвижения захватывает подстилающий неконсолидированный осадок *in situ*, то содержание конодонтовых элементов в тонких турбидитах будет непосредственно зависеть от такового из отложений *in situ*. Повышение же содержания эуконодонтовых элементов в ассоциациях *in situ* и, соответственно, увеличение доли одноименных элементов в тонких турбидитах может уже свидетельствовать о том, что открытоокеанические условия П-области для эуконодонтов благоприятны (пример с *Eoconodontus notchpeakensis* и др.) (см. ниже) или даже предпочтительны (пример с *E. alisonae*).

Время *Eoconodontus notchpeakensis*. Связано с появлением эуконодонтов *E. notchpeakensis*, доминирующих в сообществах тепловодной области (см. рис. 28). Так, в разрезах Западной Юты [Miller et al., 1982; Hintze et al., 1988] экземпляры *E. notchpeakensis* составляют в среднем 70% от общего содержания элементов в комплексах; около 25% приходится на долю элементов рода *Proconodontus*; остальные 5% — *Teridontus nakamurai*, прото- и параконодонты. Соотношения фаунистических компонентов в ассоциациях из разрезов Северного Китая [An, 1982; Chen, Gong, 1986] примерно такие же, за исключением несколько большего содержания в них *T. nakamurai* прото- и параконодонтов (см. рис. 28).

Сообщества переходной области резко отличаются от тепловодных (см. рис. 28). Они изучены в Южном Казахстане, Западном Ньюфаундленде [Barnes, 1988], Центральной Неваде [Cook et al., 1989a, b] и на западе Маккензи [Landing et al., 1980]. В них по-прежнему преобладают прото- и параконодонты, которые особенно разнообразны и многочисленны в Южном Казахстане (разрез Батырбай). Однако впервые (т.е. со времени *notchpeakensis*) условия обитания в пределах П-области становятся благоприятными и для эуконодонтов (т.е. для *E. notchpeakensis*), о чем, в частности, свидетельствует устойчиво высокое содержание их экземпляров (от 30 до 40%) в ассоциациях разреза Батырбай (из отложений *in situ* и тонких турбидитов).

Этот факт дает основание предполагать, что *E. notchpeakensis*, очевидно, мог преодолеть “рубеж” постоянного термоклина, выдерживать холодноводные (относительно глубоководные) условия П-области или даже проникать в Х-область. Действительно, вероятность встречи *E. notchpeakensis* в Х-области существует: в разрезе Турьекелдер Северной Эстонии [Kaljo et al., 1986] один экземпляр *E. notchpeakensis* обнаружен. Возможно, конечно, уникальность находок здесь *E. notchpeakensis* является следствием перерывов в накоплении мелководных отложений Балтийско-Ладожского глинта [Kaljo et al., 1986].

С другой стороны, отсутствие *E. notchpeakensis* в разрезах Швеции [Müller, 1959] и Польши [Bednarczyk, 1979] объясняется или недостаточной изученностью этих разрезов, или все же тем обстоятельством, что условия Х-области (тяготеющей к относительно высоким палеоширотам) были критическими для обитания этого вида. Тем не менее с учетом оговорок, касающихся характера распределения *E. notchpeakensis* в Х-области, по-видимому, можно считать этот вид космополитом для рассматриваемого интервала времени.

Что же касается видов рода *Proconodontus*, то экземпляры этих эуконодентов по-прежнему многочисленны в комплексах Т-области и редки (1—2%) в ассоциациях П-области.

Сообщества Х-области с учетом данных по разрезу Тролмен Швеции [Szaniawski, Bengtson, 1998] представлены в основном *Cordylodus andresi*, видами рода *Proconodontus*, как указывалось выше — единичным *E. notchpeakensis*, а также прото- и параконодонтами, не отличающимися таксономическим разнообразием (см. рис. 28). Шведский комплекс с *C. andresi* относится ко времени *notchpeakensis* (захватывая, возможно, даже конец времени *ani*) на основании предположения авторов [Szaniawski, Bengtson, 1998] о том, что *C. andresi*, произошедший от *P. serratus*, примитивнее *E. notchpeakensis* и, соответственно, появляется немного раньше *E. notchpeakensis* (см. рис. 24).

Почти без изменений холодноводный комплекс с *C. andresi* продолжает существовать в течение времени *alisonae* и лишь с незначительными изменениями — в первой фазе времени *Cordylodus primitivus* (см. ниже) (см. рис. 29).

Время *Eoconodontus alisonae*. Характеризуется строгой приуроченностью некоторых видов эуконодентов к конкретным обстановкам обитания. Так, виды рода *Cambrooistodus* типичны для тепловодной области [Miller et al., 1982; Chen, Gong, 1986], а *E. alisonae* — только для переходной области: Батырбай, Западный Ньюфаундленд [Barnes, 1988], Западный Маккензи, Северо-Западный Вермонт [Landing, 1983]. Естественно, их доля в соответствующих ассоциациях велика (см. рис. 29). Основу комплексов Т-области составляют *E. notchpeakensis* и виды рода *Cambrooistodus*, в П-области — *E. alisonae*, прото-, параконодонты, в меньшей степени *E. notchpeakensis*. Виды родов *Cambrooistodus* и *Proconodontus* в ассоциациях П-области крайне редки: в тонких турбидитах батырбайского разреза на их долю приходится всего 1—2% комплексов. Неблагоприятность условий обитания П-области для этих видов несомненна.

Таким образом, виды родов *Cambrooistodus* и *Proconodontus* представляют собой тепловодный фаунистический компонент П-области, тогда как *E. alisonae*, *E. notchpeakensis* и разнообразные параконодонты — ОХ-компонент (см. рис. 26, 27). Однако ни *E. alisonae*, ни большинство видов параконодентов не переходят уровень постоянного термоклина, поэтому Х"-компонент П-области включает только протоконодонты, таксономически однообразные параконодонты и, возможно, редкие *E. notchpeakensis*.

Сообщества Х-области, лишённые как видов рода *Cambrooistodus*, так и *E. alisonae*, остаются без изменений. Следовательно, о выделении одноименных зон в разрезах Северо-Западной Европы не может быть и речи. Холодноводные сообщества Швеции [Szaniawski, Bengtson, 1998] включают прежде всего *Cordylodus andresi*, виды рода *Proconodontus*, прото-, параконодонты и, очевидно, *E. notchpeakensis*. Таким образом, они существенно отличаются от сообществ тепловодной и переходной областей.

Время *Cordylodus primitivus*. Связано с появлением в П-области примитивных кордилодусов *C. primitivus* и с продолжающим существовать в Х-области *C. andresi* (см. рис. 29). Проникновение же этих видов в Т-область происходит немного позднее — со времени *Cordylodus proavus*.

Данные по разрезу Батырбай показывают, что время *primitivus* можно разделить на две фазы (см. рис. 29, 31).

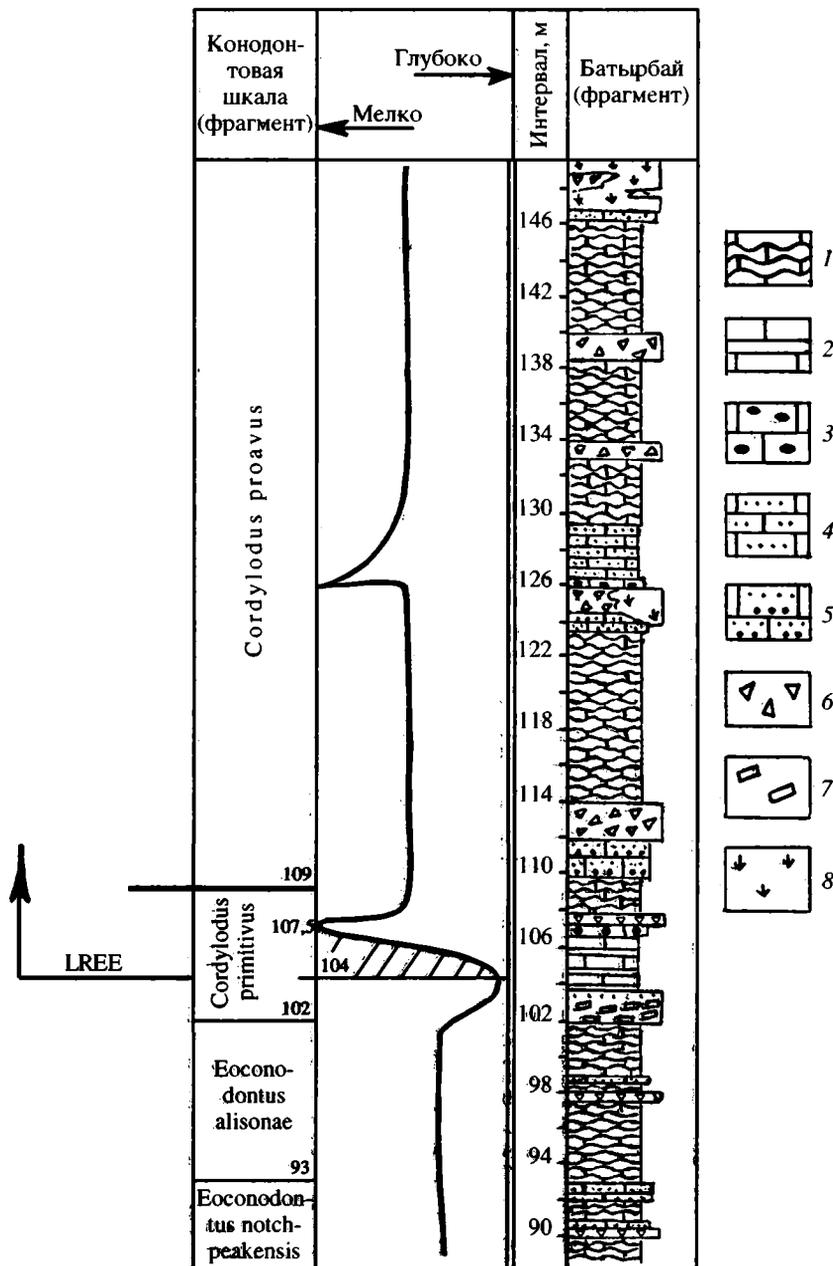
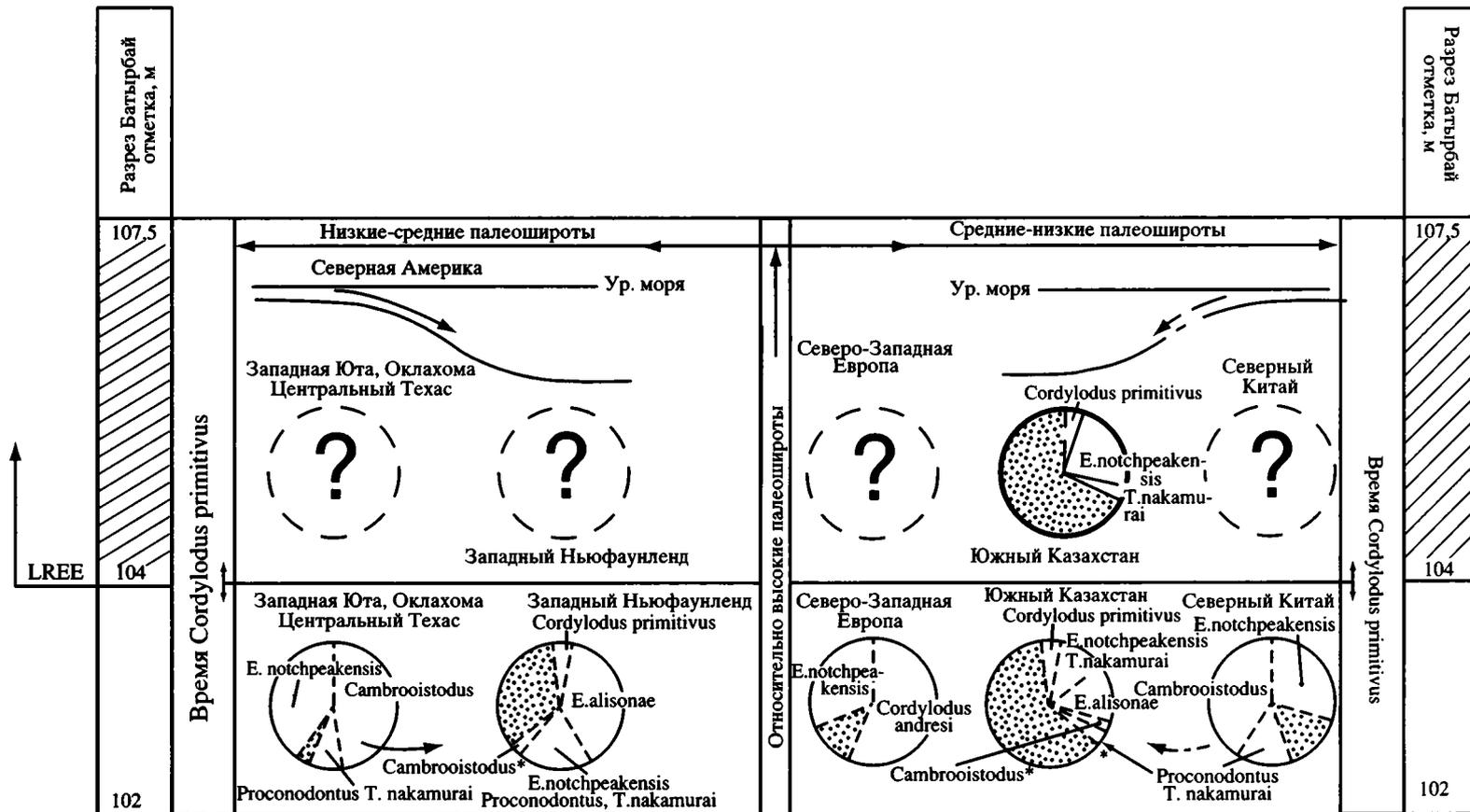


Рис. 30. Фрагмент последовательности отложений кембро-ордовика, кривой эвстатического события Лэнк Рэнч (ЛР) и конодонтовой шкалы опорного разреза Батырбай Южного Казахстана (по В.Г. Жемчужникову [1987] с изменениями)

1 — тонкоплитчатые волнисто-слоистые мелкозернистые калькарениды и пеллоидные известняки; 2 — тонко- и среднеплитчатые известняки с микроградационной текстурой; 3 — известняки с фенестральной текстурой; 4 — калькарениды; 5 — калькарениды с градационной текстурой; 6 — брекчии известняков; 7 — плоскообломочные брекчии известняков; 8 — биогермы эпифитовых известняков. LREE — эвстатическое событие Лэнк Рэнч



В первую (раннюю) фазу примитивные кордилодусы сосуществуют с прото-, параконодонтами, *E. notchpeakensis*, с более редкими *E. alisonae*, *T. nakamurai* и с единичными угнетенными тепловодными представителями родов *Cambrooistodus* и *Proconodontus* (соотношение перечисленных компонентов в ассоциациях батырбайского разреза см. на рис. 29, 31). Аналоги конодонтовых сообществ Батырбай отмечаются для ранней фазы *primitivus* как в Т-, так и в Х-областях. В первой (тепловодной) области они практически ничем не отличаются от сообществ времени *alisonae*. Наибольшим изменениям подвержены также и холодноводные сообщества. Доминирующий компонент их ассоциаций составлен многочисленными экземплярами *C. andresi*, обнаруженными в линзах известняка о-ва Эланд Швеции [Andres, 1981] и в песчаниках Эстонии и Ленинградской области [Kaljo et al., 1986]. В остальном комплексы дополнены *E. notchpeakensis*, прото- и параконодонтами [Kaljo et al., 1986] (см. рис. 29).

К концу первой фазы типичные для П-области *E. alisonae* вымирают (Батырбай). В ассоциациях же из тонких турбидитов батырбайского разреза исчезают, соответственно, редкие элементы, принадлежащие видам родов *Proconodontus* и *Cambrooistodus*, что объясняется естественным процессом вымирания данных видов на мелководье. Этот факт дает основание полагать, что к концу ранней фазы *primitivus* вымирание видов *Proconodontus* и *Cambrooistodus* происходило в Т-области в целом.

Возможно, оно было связано с похолоданием, приведшим к резкому падению уровня моря и, как следствие, — к перерывам в мелководных отложениях Северной Америки, Северного Китая, Австралии (Т-область), северо-западной части Русской платформы (Х-область). Подобные явления отвечают крупному эвстатическому событию Лэнк Рэнч (ЛР) [Miller, 1984], начавшемуся, однако, не со времени *Cordylodus proavus*, как считал Д. Миллер, а с середины времени *Cordylodus primitivus* [Dubinina, 1991; Дубинина, 1993] (см. рис. 29—31).

Что касается сообществ второй фазы времени *primitivus*, то их можно наблюдать в П-области и, возможно, в глубоководных обстановках Х-области, однако, реально — только в первой из них, и то на примере пока одного разреза Батырбай, уникального благодаря сохранности в нем отложений и ассоциаций регрессивной фазы события ЛР [Дубинина, 1993] (см. рис. 30, 31). Эти ассоциации представлены примитивными кордилодусами, *E. notchpeakensis*, прото- и параконодонтами (Батырбай) (см. рис. 29, 31).

Таким образом, состав конодонтовых комплексов разреза Батырбай помог уточнить начало глобального эвстатического события Лэнк Рэнч (= середина времени *Cordylodus primitivus*). Аналогов конодонтовых сообществ батырбайского разреза, отвечающих времени (началу) этого события, не удается сейчас обнаружить не только в мелководных бассейнах, но и в проксимальных или более или менее дистальных частях океанических акваторий (Западный Ньюфаундленд) из-за размыва разновозрастных отложений (см. ниже).



Рис. 31. Конодонтовые комплексы двух фаз времени *Cordylodus primitivus* позднего кембрия, позволяющие уточнить начало эвстатического события Лэнк Рэнч (ЛР) ([Dubinina, 1991] с изменениями)

Северо-Западная Европа [Kaljo et al., 1986]. Остальные ссылки см. на рис. 28

Штриховка соответствует интервалу 104—107,5 м разреза Батырбай, т.е. осадкам регрессивной фазы события ЛР. Круг, обведенный жирной линией, заключает информацию о соотношении компонентов конодонтовых комплексов в отложениях начальной регрессивной фазы эвстатического события Лэнк Рэнч (LREE), относящихся ко второй фазе времени *Cordylodus primitivus* и обнаруженных в единственном в мире разрезе Батырбай Южного Казахстана

РАННИЙ ОРДОВИК

ТРЕМАДОКСКИЙ ВЕК

Время *Cordylodus proavus*. Основные фаунистические изменения на рубеже, предлагаемом здесь в качестве границы систем (основание зоны *proavus*), многие исследователи связывают с глобальным эвстатическим событием, названным Д. Миллером [Miller, 1984] событием Лэнк Рэнч (ЛР) (наиболее ярко оно выражено в разрезе Лэнк Рэнч Центральной Техаса).

Одновременность проявления эвстазии фиксируется в большинстве разрезов на разных континентах, но особенно ярко — в мелководных платформенных разрезах [Miller, 1984]. С точки зрения Д. Миллера и других исследователей, подобное событие следует рассматривать как гляциоэвстатическое.

Лэнк Рэнч затрагивает все палеобассейны, но в каждом конкретном случае имеет свои особенности. Следует учитывать для разных регионов и различную степень изученности этого события. В мелководных карбонатных разрезах Запада США (Западная Юта, Восточная Невада, Центральный Техас) в отложениях зоны *proavus* устанавливаются две поверхности несогласия, к которым приурочены кратковременные перерывы в осадконакоплении: первая — непосредственно в основании зоны (или основании трилобитовой зоны *aropsis*) и вторая — несколько выше — в кровле зоны *aropsis*, совпадающей с основанием канадской серии.

Событие ЛР, начавшееся с резких и кратковременных колебаний уровня моря (первая регрессивная фаза события), сменяется относительно “спокойным” периодом, связанным с постепенным повышением уровня моря (вторая фаза события). Соответственно, преобладающие на начальном этапе оолитовые и обломочные известняки сменяются мощной и довольно однообразной толщей строматолитовых и доломитизированных известняков. Ко времени *Cordylodus intermedius* событие Лэнк Рэнч завершается: стабилизируется уровень моря, устанавливается низкоэнергетический режим осадконакопления.

В относительно глубоководных обстановках континентального склона у западной окраины Северо-Американского континента (разрезы Центральной Невады) событие ЛР проявилось в изменении ритма и скорости осадконакопления и выражено прежде всего в различных соотношениях грубо- и тонкообломочного материала (брекчии и тонкие турбидиты) [Taylor, Cook, 1976; Cook, Taylor, 1977; Cook, Egbert, 1981].

Изменения в режиме осадконакопления континентального склона сопряжены с таковыми на смежном мелководье края платформы. Так, до события ЛР отложения тремпило в каньоне Тибо Центральной Невады представляют собой чередование тонких турбидитов и брекчиевых прослоев и по мощности сравнимы с одновозрастными осадками края платформы — формацией Ноч Пик Западной Юты.

В начальный период события ЛР в Западной Юте накопление маломощных мелководных карбонатов чередуется с кратковременными перерывами в осадконакоплении [Miller, 1984]; в Центральной Неваде в это же время формируется мощная толща преимущественно брекчий с подчиненными прослоями тонких турбидитов. Эти отложения являются результатом взламывания и переотложения материала с ближайшего мелководья.

Во вторую фазу ЛР мощные строматолитовые толщи Западной Юты и Восточной Невады синхронны массивным обломочным телам Центральной Невады, связанным с подводными оползнями и обвалами. Наконец, накопление тонкозернистых разностей Известняков Хаус Западной Юты и, соответственно, известковистых аргиллитов с крайне редкими прослоями брекчий в Хот Крик Центральной Невады свидетельствует о стабилизации уровня моря и процессов осадконакопления в конце события ЛР.

Интересно сравнение отложений Центральной Невады и Западного Ньюфаундленда, сформировавшихся в условиях континентального склона, соответственно, на западе и востоке Северо-Американского континента. В период ЛР режимы осадко-накопления в пределах этих участков склона резко различны: в первом случае — быстрое накопление мощных толщ переслаивания брекчий и тонких турбидитов [Cook et al., 1989a], во втором — интенсивные эрозионные процессы, приводящие к “потере” разновозрастных отложений [Stevens, Stouge, 1982]. В результате эрозионного воздействия дебризных потоков, сопровождающегося накоплением мегабрекчий, в разрезах Западного Ньюфаундленда (особенно в проксимальных и центральных частях бассейна) отсутствуют отложения большей части зон *Cordylodus primitivus* и *Cordylodus proavus*.

Еще один пример проявления события ЛР можно видеть в разрезах Западной Европы. Действительно, тремадокская трансгрессия времени *Dictyonema flabelliforme* по масштабам значительно обширнее оленидной [Henningsmoen, 1957; Erdtmann, 1982]. В результате многие разрезы Скандинавии и Прибалтики лишены осадков зоны *Asegocare*, и тремадокские отложения с *D. flabelliforme* с несогласием перекрывают уже более древние отложения с *Peltura*.

Для мелководных отложений Балтийско-Ладожского глинта установлен более сложный характер эвстатических колебаний уровня моря вблизи границы кембрия и ордовика [Попов и др., 1989]. Между тем “пик” регрессии ЛР в этих разрезах отчетлив и приходится на основание зоны *proavus*.

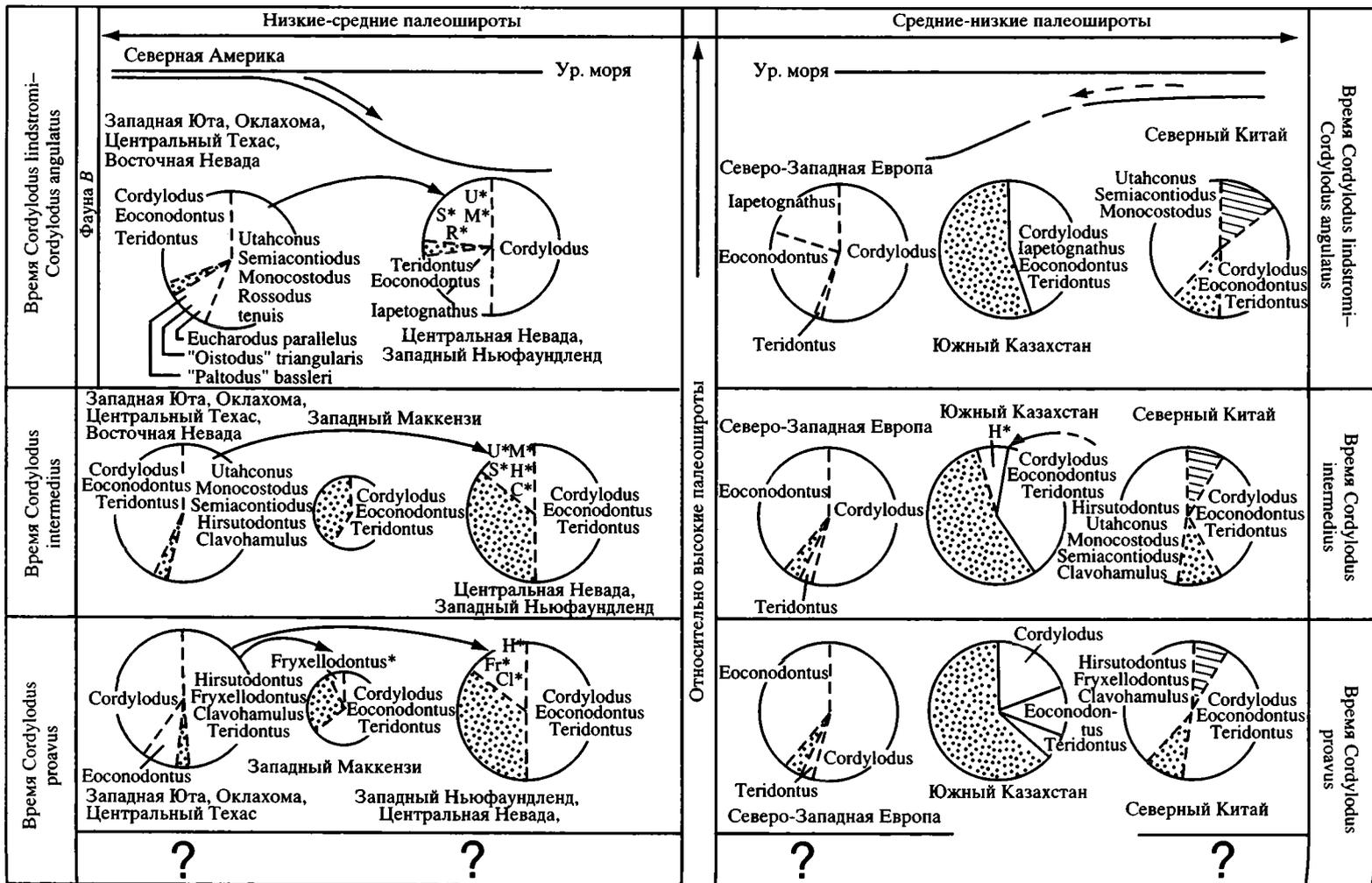
В разрезах Казахстана (Батырбай и Сарыкум) эвстатическое событие ЛР детально изучено В.Г. Жемчужниковым [1987]. В батырбайском разрезе (см. рис. 30) первое кратковременное обмеление бассейна до обстановки литорали фиксируется на отметке 107—107,5 м, второе — на отметке 126,5 м (см. главу II). Последнее, возможно, соответствует повторной регрессии, установленной Д. Миллером в мелководных карбонатных разрезах Северо-Американской платформы в начале события ЛР, но не в подошве, а в кровле зоны *Corbinia aropensis*.

В кремнисто-карбонатных фациях Северо-Западного Прибалхашья фиксируется однократность проявления эвстазии ЛР. В разрезе Сарыкум она, видимо, связывается со сменой известняковых песчаников и кремней с прослоями и линзами известняков (слои 5, 7, 8) мергелистыми известняками (слой 9) (см. рис. 12).

С точки зрения Р. Фортея [Fortey, 1984], следствием резкого и кратковременного колебания уровня Мирового океана в начале периода ЛР могли быть изменения океанической циркуляции и связанные с ними процессы быстрого распространения личиночных стадий организмов и массового появления новых форм. Это относится и к конодонтовой фауне, в которой появляются новые виды родов *Hirsutodontus*, *Fryxellodontus*, *Clavohamulus*, *Cordylodus*.

Однако фаунистические изменения (появление и исчезновение видов) неравнозначны в различных палеообстановках. В X-области изменения проявляются только в исчезновении некоторых видов параконодентов и появлении многочисленных *S. proavus*. Нет резкой перестройки и в сообществах П-области: вблизи границы систем (середина времени *primitivus*) исчезают *E. alisonae*, некоторые параконоденты и редкие угнетенные тепловодные представители родов *Proconodontus* и *Cambrooistodus* (разрез Батырбай), а вскоре появляются *S. proavus*. Контрастны только Т-сообщества, в которых вымирают виды родов *Proconodontus*, *Cambrooistodus* и появляются многочисленные *S. proavus*, *S. primitivus*, новые виды *Hirsutodontus* (Н.), а вскоре — виды *Fryxellodontus* (Fr.) и *Clavohamulus* (Cl.). На мелководье Северной Америки расселяются угнетенные ранее *T. nakamurai*.

Неспособность Н., Fr., Cl. переносить условия открытого океана и эврибионтность *E. notchpeakensis* и ордовикских *Cordylodus* определили различия в соотношениях фаунистических компонентов в сообществах Т- и П-областей и отсутствие Н., Fr. и Cl. в X-области (рис. 32).



Относительно высокие палеошироты

Ордовикские *Hirsutodontus*, *Clavohamulus* и *Fryxellodontus* — типичные тепловодные эуконоднты, переносящие значительные колебания солености. Они в обилии встречены в строматолитовых известняках и доломитах [Miller, 1984]. Виды именно этих родов, а также *Cordylodus proavus* составляют основу конодонтовых комплексов Т-области.

Вопрос о центре расселения этих видов сложен. Д. Миллер не исключает и возможности миграции в период ЛР видов *H.*, *Fr.*, *Cl.* на территорию Мидконтинента Северной Америки из других регионов.

Адаптация представителей этих родов только к условиям древних эпиконтинентальных морей, расположенных в пределах низких палеоширот, позволила предложить две версии, касающиеся образа жизни этих организмов [Miller, 1984]: 1) нектобентос, 2) нектон бассейнов, имеющих ограниченную связь с открытым океаном. Вторая версия кажется более предпочтительной, хотя Д. Миллер склонен придерживаться первой, с помощью которой действительно проще обосновать различие в образе жизни ордовикских представителей линий *Hirsutodontus*, *Fryxellodontus* и *Clavohamulus*.

Преобладающие в Т-области виды *H.*, *Fr.*, и *Cl.* крайне угнетены в П-области (Западный Ньюфаундленд, Маккензи, Батырбай), где фиксируются в основном в синхронно переотложенных ассоциациях. Находки *H.*, *Fr.*, и *Cl.* в отложениях *in situ* П-области особенно редки. Космополиты *Cordylodus proavus* и продолжающие существовать *E. notchpeakensis* и *T. nakamurai* присутствуют в небольших, но вполне устойчивых количествах. В разрезе Батырбай представители рода *Cordylodus* составляют 20%, *E. notchpeakensis* — 10%, *T. nakamurai* — 5%. Остальные 65% приходятся по-прежнему на прото- и параконоднты (см. рис. 32).

Сообщества Х-области представлены исключительно эуконодонтами линии *Proconodontus*: многочисленными *Cordylodus proavus*, *C. andresi*, *E. notchpeakensis*. Немногочисленны и однообразны прото- и параконоднты. Эуконоднты *Hirsutodontus*, *Clavohamulus* и *Fryxellodontus* отсутствуют.

Таким образом, рубеж, связанный с появлением на границе (и вблизи границы) систем представителей родов *H.*, *Fr.*, и *Cl.*, можно проследить в Т- и П-областях. В первом случае они многочисленны, во втором — крайне редки.

Время *Cordylodus intermedius*. Компоненты конодонтовой фауны этого времени распределены по такому же принципу, что и предыдущие (см. рис. 32). Характерные для этого времени новые представители линии *Teridontus* (*Utahconus*, *Monocostodus*, *Semiacontiodus*) и линии *Hirsutodontus* (*H. simplex*) многочисленны в тепловодной и редки в переходной области. В отложениях склона небольшой процент таких форм — обычное явление (Западный Ньюфаундленд), но в зоне перехода от шельфа к склону эти элементы крайне редки (три экземпляра *H. simplex* в разрезе Батырбай) или отсутствуют (Маккензи).

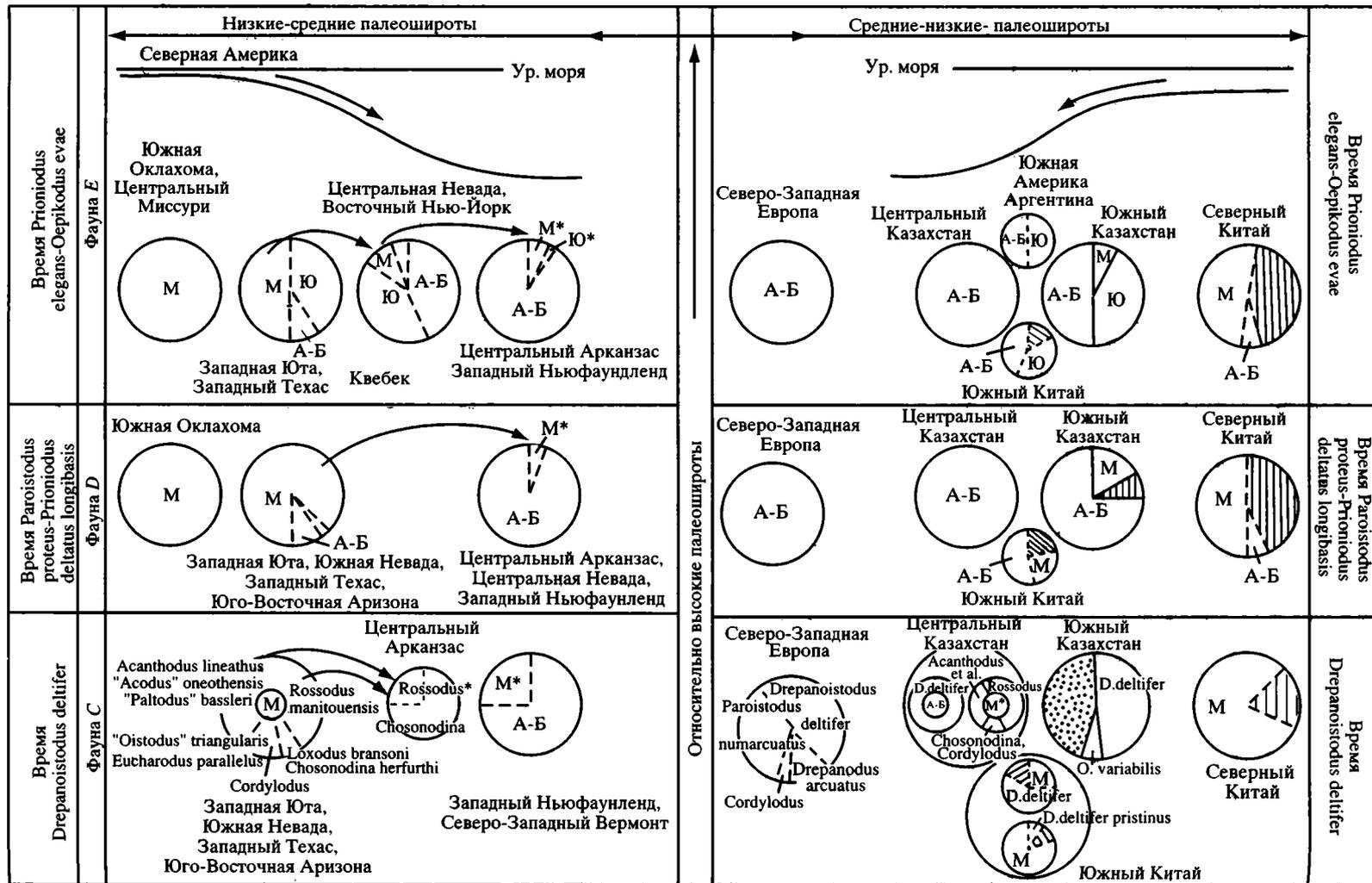
Кроме угнетенного Т-компонента ассоциации П-области содержат умеренное количество космополитов (виды *Cordylodus*, *E. notchpeakensis*, *T. nakamurai*) и обилие прото- и параконоднтов. Доля космополитов возрастает в таксономически однообразных Х-сообществах (Северо-Западная Европа), где в принципе не может быть угнетенного (*in situ* или переотложенного) Т-компонента.

Время *Cordylodus lindstromi*—*Cordylodus angulatus*. Характеризуется последними *E. notchpeakensis* и представителями рода *Cordylodus*, дающими надежную гарантию стратиграфических корреляций.



Рис. 32. Сравнение одновозрастных конодонтовых ассоциаций Т-, П- и Х-областей со времени *proavus* до времени *lindstromi*—*angulatus* раннего ордовика ([Dubinina, 1991] с изменениями) Невада [Ethington, Repetski, 1984]. Остальные ссылки см. на рис. 28.

Штриховка обозначает эндемичный для Центральной Азии (Китай) фаунистический компонент



Относительно высокие палеошироты

В Т-области к многочисленным дистакодонтидам (*Utahconus*, *Semiacontiodus* и др.) и более редким кордилодусам добавляется небольшое число новых видов (*Eucharodus parallelus*, “*Oistodus*” *triangularis*, “*Paltodus*” *bassleri*, “*Acontiodus*” *iowensis*). В Северной Америке так представлена тепловодная фауна В (см. рис. 32). Сообщества П- и Х-областей обновляются за счет появления *Iapetognathus*. Прежняя закономерность отмечается в соотношении фаунистических компонентов сообществ Т- и П-областей (см. рис. 32). Фауна Х-области таксономически однообразна. Основу ее комплексов составляют виды трех родов: *Cordylodus*, *Eoconodontus*, *Iapetognathus*.

Контраст перечисленных фаун усиливается к концу рассматриваемого отрезка времени, отмеченного новым эвстатическим событием Блэк Маунтин (БМ). Оно более ярко выражено в австралийском разрезе Блэк Маунтин, где связано с фациальными изменениями, происходящими внутри пачки Корье (= основание зоны *gotundatus*—*angulatus*) формации Нинмару [Druse et al., 1982; Miller, 1984]. Проявление кратковременной эвстазии БМ фиксируется во многих разрезах Мидконтинента Северной Америки в основании зоны *angulatus* [Miller, 1984], но, судя по самым последним данным [Cooper, Nowlan, 1999], — чуть выше основания зоны *angulatus*.

С точки зрения многих исследователей [Miller, 1984; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989]: событие БМ, как и предшествующее ему событие ЛР, характеризуется глобальностью и практически одновременностью проявления. Однако некоторая, явно незначительная диахронность начала этого события, по-видимому, допустима [Miller, 1984]: в разрезах Балтийско-Ладожского глинта “пик” регрессии БМ приходится на середину зоны *lindstromi* [Попов и др., 1989].

В период БМ палеоокеанографическая перестройка сопровождалась заметными фаунистическими изменениями. Так, в конце события БМ в связи с позднетремадоксской трансгрессией в Т- и Х-областях появились многочисленные таксоны без общих для обеих областей видов [Miller, 1984]. Для новых таксонов, кроме того, не была ясна связь с предыдущими представителями и соответствующими линиями их развития. Редким исключением оказалась линия *Utahconus*—*Rossodus*, в которой прослеживалась взаимосвязь представителей тепловодных фаун В и С Северной Америки [Repetski, Ethington, 1983].

Что касается холодноводной позднетремадоксской фауны *Drepanoistodus deltifer*, одновозрастной с тепловодной фауной С Северной Америки, то предковые формы для нее также неизвестны. Возможно, ими являлись какие-то представители линий *Proconodontus*, *Teridontus* или иной, пока еще не установленной эуконодонтовой линии [Miller, 1984].

Время *Drepanoistodus deltifer*. Основу конодонтовых комплексов Т-области, изученных в мидконтинентальной части Северной Америки [Ethington, Clark, 1981; Ethington, Repetski, 1984], составляют элементы *Rossodus manitouensis* (до 40%), а также “*Acodus*” *oneotensis*, *Utahconus bassleri*, “*Acanthodus*” *lineatus* (40%). Характерны, но относительно редки (5%) *Loxodus bransoni* и *Chosonodina herfurthi*. В подчи-

Рис. 33. Сравнение одновозрастных конодонтовых ассоциаций Т-, П- и Х-областей со времени *deltifer* позднего тремадока до времени *evae* среднего аренига ([Dubinina, 1991] с изменениями)

Фаунистические компоненты: А-Б — Акадо-Балтийский, М — Мидконтинентальный, Ю — Юаногнатусовый

Западная Юта [Ethington, Clark, 1981]; Квебек [Landing, Ludvigsen, 1984; Landing et al., 1986]; Западный Ньюфаундленд [Fahraeus, Nowlan, 1978]; Северо-Западный Вермонт [Landing, 1976]; восточный Нью-Йорк [Landing, 1976]; Запад Маккензи [Tipnis et al., 1979]; Аргентина [Serpagli, 1974]; Южный Китай [Ni et al., 1983; Zeng et al., 1983]; Южная Оклахома, Центральный Миссури, Южная Невада, Западный Техас, Центральный Арканзас [Ethington, Repetski, 1984]; Центральная Невада [Ethington, 1972, 1979]; Северо-Западная Европа [Kaljo et al., 1986]; Северный Китай [An, 1982; An et al., 1983]; Южный Казахстан [Dubinina, 1991]; Центральный Казахстан [Dubinina, 1998 а]

ненных количествах (до 15%) встречены переходящие из фауны *B* формы, принадлежащие *Cordylodus*, *Eucharodus parallelus*, “*Oistodus*” *triangularis* и др. (рис. 33). Так представлена тепловодная фауна *C* Северной Америки. Сходные комплексы, но с определенной примесью эндемичных форм, известны в Северном Китае [An et al., 1983; Chen, Gong, 1986], Австралии [Druce, Jones, 1971; Jones, 1971], Сибири [Абаимова, 1975].

Холодноводные сообщества Северо-Западной Европы [Lindström, 1954, 1971; Вийра, 1974; Van Wamel, 1974; Ульст, 1976, 1982; Ульст, Гайлите, 1976; Szaniawski, 1980; Дубинина, 1983] характеризуются главным образом элементами *D. deltifer*, *Paroistodus numarcuatus*, *P. amoenus*, *Drepanodus arcuatus*, “*Oneotodus*” *variabilis* и более редкими *Cordylodus*. Менее разнообразны холодноводные комплексы из кремней Центрального Казахстана (Сарыкум), представленные лишь элементами *D. deltifer*.

Доказательство одновозрастности позднетремадокской *X*-фауны *Drepanoistodus deltifer* и *T*-фауны *Rossodus manitouensis* только на основании того, что обе из них приходят на смену сообществам с последними космополитами, спорно. Сравнение столь контрастных по составу фаун осуществляется на примере ассоциаций *П*-области.

В Северной Америке они известны в трех местонахождениях. Сланцы Кольтер Центрального Арканзаса [Repetski, Ethington, 1977; Ethington, Repetski, 1984] включают комплексы, отличающиеся от таковых *T*-области только соотношением компонентов: минимумом элементов *Rossodus manitouensis* и других типично тепловодных (мидконтинентальных) форм; невысоким, но устойчивым содержанием *Chosonodina herfurthi*. В связи с этим высказывается предположение о приуроченности *C. herfurthi* к открытоокеаническим и, возможно, относительно глубоководным обстановкам обитания [Ethington, Repetski, 1984]. Холодноводный дельтиферовый компонент здесь не встречен, хотя его появление в подобной палеообстановке можно было ожидать.

Элементы дельтиферового комплекса (“*Oneotodus*” *variabilis*, *Paroistodus amoenus*) и редкие *T*-элементы *Utahconus bassleri* обнаружены в отложениях дистальной части склона — формации Хайгейт Северо-Западного Вермонта [Landing, 1983]. Сходные ассоциации, включающие холодноводные (*Paroistodus amoenus*, *Drepanodus arcuatus*, *Drepanoistodus forceps*) и тепловодные (“*Acanthodus*” *uncinatus*, *Utahconus bassleri*) элементы, выявлены в склоновых фациях Квебека [Landing et al., 1986].

В Южном Китае [Ni et al., 1983; Zeng et al., 1983] конодонтовые комплексы также состоят из тепловодных (“*Acanthodus*” *costatus*, *Utahconus bassleri*, “*Oistodus*” *triangularis* и др.) и холодноводных (*D. deltifer pristinus*) элементов и, очевидно, относятся к такому *П*-области.

Наконец, в Южном Казахстане в разрезе Батырбай комплекс представлен элементами *D. deltifer* (48%), редкими *Oneotodus variabilis*, прото- и параконодонтами (50%) (см. рис. 33). Присутствие холодноводного дельтиферового компонента на батырбайском шельфе (шельф подводной горы) было обусловлено, по-видимому, его свободным сообщением с открытоокеанической акваторией и, возможно, влиянием течений.

АРЕНИГСКИЙ ВЕК

По сравнению с предшествующей фауна раннего аренига гораздо больше дифференцирована в зависимости от конкретных обстановок обитания. Однако все многообразие палеообстановок и их сообществ можно свести к схеме, в которой участвуют в различных пропорциях сначала два: Акадо-Балтийский (А-Б) и Мидконтинентальный (М), а затем — три фаунистических компонента: А-Б, М³ и Юаногнатусовый (Ю) [Dubinina, 1991; Дубинина, 1994].

Время *Paroistodus proteus*—*Prioniodus deltatus longibasis*. В Северной Америке конодонтовым ассоциациям этого времени отвечает большая часть фауны *D*

³ Названия компонентов: “Акадо-Балтийский” (холодноводный) и “Мидконтинентальный” (тепловодный) взяты от первоначальных названий провинций.

[Ethington, Clark, 1971, 1981]. Основу комплексов Т-области составляют элементы *Glyptoconus quadraplicatus*, *Cristodus loxoides*, *Eucharodus parallelus*, *Ulrichodina* (Миссури, Оклахома), а также “*Scolopodus*” *gracilis*, *Oneotodus costatus*, *Tropodus comptus*, *Macerodus dinae* (Западная Юта, Техас, Южная Невада) [Ethington, Repetski, 1984]. Это типичные мидконтинентальные (М) элементы, характерные для крайнего мелководья, внутреннего шельфа (Миссури, Оклахома) и края шельфа (Западная Юта, Техас, Южная Невада) Северо-Американского континента. В ассоциациях открытого шельфа [Ethington, Clark, 1981; Repetski, 1982] присутствуют также редкие А-Б-формы (*Acodus deltatus*, *Scolopodus rex*, *Drepanodus arcuatus*), что указывает на постепенность смены состава сообществ раннего аренига при переходе от Т- к П-области (см. рис. 33).

Ассоциации Т-области известны также в Северном Китае [An et al., 1983] и Сибири [Абаимова, 1975]. Они характеризуются высоким содержанием Мидконтинентального компонента и значительной долей эндемиков. Последние, в свою очередь, определяют специфические отличия сибирских и северокайтских комплексов от таковых Северной Америки. Космополиты в ассоциациях Северного Китая и Сибирской платформы крайне редки.

Если в пределах Северо-Американского континента появление Мидконтинентальной фауны *D* никак не связано с предшествующей фауной *C*, то Акадо-Балтийские сообщества раннего аренига отличаются известной преемственностью по отношению к позднекремадокским, которая видна на примере представителей родов *Drepanoistodus* и *Paroistodus*. В остальном же наблюдается обновление без какой-либо определенной связи большинства раннеаренигских родов с позднекремадокскими.

Холодноводные сообщества хуннеберга Швеции [Lindström, 1954, 1971; Van Wamel, 1974; Löfgren, 1978, 1993 a, b, 1994] и его аналогов в Польше [Bednarczyk, 1979; Dzik, 1976], Прибалтике [Вийра, 1974; Дубинина, 1983] и Ленинградской области [Сергеева, 1963] таксономически очень разнообразны. Очевидно, это характерная черта любых сообществ Акадо-Балтики. Менее разнообразны холодноводные комплексы Центрального Казахстана. Первоначально они были изучены в кремнисто-терригенных отложениях Атасуйского антиклинория [Гридина, Машкова, 1977; Герасимова и др., 1977], вулканогенно-кремнистых толщах Ерементау-Ниязского и Ишкеольмесского антиклинориев [Новикова и др., 1978; 1980], а в дальнейшем — в кремнях Юго-Западного [Никитин и др., 1980; Курковская, 1985; Толмачева, 1996] и Северо-Западного Прибалхашья (разрез Сарыкум) [Dubinina, 1991].

По сравнению с европейскими конодонтовые ассоциации из перечисленных местонахождений Центрального Казахстана характеризуются ограниченным набором А-Б-форм и преобладанием (по числу экземпляров) элементов отдельных А-Б-видов [Dubinina, 1998a]. К последним относятся прежде всего *Paracordylodus gracilis* и *Periodon flabellum*. В подчиненных количествах в комплексах встречены элементы *Drepanoistodus forceps*, *Paroistodus proteus*, *Protopanderodus rectus* и др.

Сравнение фаун Т- и Х-областей осуществляется на примере ассоциаций П-области, включающих как тепловодные (М), так и холодноводные (А-Б) компоненты. В Северной Америке такие ассоциации известны в Центральной Неваде, Центральном Арканзасе [Ethington, Repetski, 1984] и Западном Ньюфаундленде [Fähræus, Nowlan, 1978]. Они характеризуются в основном А-Б-элементами: *Drepanodus arcuatus*, *Acodus deltatus*, *Scolopodus rex*, *Paracordylodus gracilis*, *Drepanoistodus forceps* и др. и редкими М-элементами: *Utahconus bassleri*, *Glyptoconus quadraplicatus* и др. (см. рис. 33).

Сочетание А-Б- и редких М-элементов отмечается также в конодонтовых комплексах Южного Китая [An et al., 1981; Zeng et al., 1983], Северо-Западной Австралии [McTavish, Legg, 1976] и Южного Казахстана (разрез Батырбай) [Dubinina, 1991]. Преобладание холодноводного (А-Б) компонента в комплексе батырбайского разреза очевидно связано со свободным водообменом между шельфом подводной горы Малого Каратау и открытой акваторией.

Время *Prioniodus elegans*—*Oepikodus evae*. Характеризуется появлением в конодонтовой фауне Юаногнатусового (*Juanognathus*) (Ю) компонента (комплекса) [Lindström, 1976], включающего такие виды, как *Juanognathus variabilis*, “*Reutterodus*” *andinus*, *Protopanderous gradatus*, *P. leonardi*, *Bergstroemognathus extensus*, *Tropodus australis*, “*Acodus*” *sweeti*, “*Oistodus*” *americanus*. Юаногнатусовый компонент характерен только для ассоциаций П-области. Следует отметить также, что если А-Б- и М-компоненты в определенных палеообстановках могут стать основой для одноименных и полярных сообществ, то Ю-компонент не известен в качестве самостоятельной единицы (Ю-популяции). Встречаемость его только в сочетании с М-, А-Б- или обоими компонентами решает проблему сопоставления холодноводных (А-Б) и тепловодных (М) сообществ и фаунистических областей [Дубинина, 1994; Dubinina, 1998 а].

В Северной Америке за время *elegans*—*evae* сформировались: небольшая (верхняя) часть фауны *D* и фауна *E* [Ethington, Clark, 1971, 1981]. Последняя соответствует большей части биозоны *Oepikodus communis* [Ethington, Repetski, 1984]. Ассоциации Т-области изучены в центральной части Миссури и на юге Оклахомы, где представлены исключительно М-элементами: *Diaphorodus delicatus*, “*Oistodus*” *bransonii*, *Tropodus comptus* и более редкими *Oepikodus communis*. Т-область распространяется также на территорию Северного Китая [An et al., 1983] и Сибирскую платформу [Абаимова, 1975]. Основу конодонтовых ассоциаций здесь составляют мидконтинентальные элементы и эндемики (см. рис. 33).

Сообщества Х-области известны в Северо-Западной Европе (Акадо-Балтика) и Центральном Казахстане. Разнообразный А-Б-комплекс получен из верхов хуннеберга-биллингена Швеции [Lindström, 1954, 1971; Van Wamel, 1974; Löfgren, 1978, 1993а, 1994] и их аналогов в Прибалтике [Вийра, 1974; Дубинина, 1983] и Ленинградской области [Сергеева, 1963 а, б].

Менее разнообразны холодноводные комплексы Центрального Казахстана [Гридина, Машкова, 1977; Герасимова и др., 1977, 1984; Новикова и др., 1978; 1980; Никитин и др., 1980; Курковская, 1985; Двойченко, Абаимова, 1987; Толмачева, 1996]. Кроме того, эти комплексы характеризуются отдельными А-Б-видами, элементы которых явно доминируют по количеству экземпляров [Dubinina, 1998 а]. К ним относятся *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* и *Oepikodus evae*. Гораздо реже встречаются элементы *Drepanoistodus forceps*, *Paroistodus parallelus*, *Drepanodus arguatus* и др. Такое соотношение А-Б-элементов подтверждается и на примере конодонтовых ассоциаций разреза Сарыкум Северо-Западного Прибалхашья [Dubinina, 1991]. Вероятности встречи Ю- и М-компонентов в сообществах Х-области не существует.

Сообщества П-области хорошо изучены в Северной Америке по соответствующей им серии биофаций [Ethington, Repetsky, 1984]. Исследованы биофации открытого шельфа (Западный Техас, Западная Юта), оклона (Центральная Невада, Восточный Нью-Йорк, Квебек), подножия склона и бассейновой впадины (Центральный Арканзас, Центральная Невада, Западный Ньюфаундленд). Каждая из конодонтовых ассоциаций характеризуется определенным соотношением трех типов фаунистических компонентов: М, Ю и А-Б. Постепенность же смены палеообстановок в пределах Северо-Американского континента дает возможность проследить не “жесткий”, а очень “подвижный” вариант распределения М-, Ю- и А-Б-компонентов в перечисленных ассоциациях (см. рис. 33).

Очевидно, Ю-компонент представляет собой некое условное “ядро” ассоциаций П-области. времени *elegans*—*evae* (на рис. 26, 27 это — относительно холодноводный компонент). Для Ю-компонента наиболее благоприятны обстановки открытого шельфа [Ethington, Clark, 1981; Repetski, 1982] и склона [Landing, 1976; Landing, Ludvigsen, 1984]; для А-Б-компонента — обстановки подножия склона и бассейновой впадины [Ethington, Repetski, 1984; Fähraeus, Nowlan, 1978], где М- и Ю-компоненты обычно крайне утнетены (см. рис. 33).

Сообщества П-области известны также в Южном Китае [An et al., 1981; Zeng et al., 1983], Аргентине [Serpagli, 1974], Центральной Австралии [Cooper, 1981] и Южном Казахстане (разрез Батырбай) [Dubinina, 1991]. В батырбайском разрезе Ю-, А-Б- и М- компоненты составляют, соответственно, 47, 50 и 3% комплекса. По соотношению компонентов изученный комплекс наиболее близок к североамериканскому из обстановки континентального склона.

В целом же для среднего аренига (время *elegans—evae*) роль ассоциаций П-области; содержащих Ю-компонент, неопределима при сопоставлении комплексов Т- и Х-областей.

Таким образом, переходная область, которую здесь предлагается рассматривать как самостоятельную, отличается от двух других (тепловодной и холодноводной) следующими фаунистическими характеристиками: 1 — количественным и качественным разнообразием долгоживущих прото- и параконodontов, известных в П-области вплоть до позднего тремадока или раннего аренига; 2 — присутствием эуконодонт *Eoconodontus alisonae* (в позднем кембрии); 3 — присутствием конодонтового комплекса *Juanognathus* (в среднем арениге); 4 — наличием редких угнетенных тепловодных видов (Т').

Выявление угнетенных (*in situ*) или синхронно переотложенных эуконодонтовых Т'-элементов в ассоциациях П-области важно для сравнения контрастных сообществ Т- и П-областей. Сопоставления же с сообществами Х-области осуществляются с помощью Х''-компонента фауны П-области.

Становится понятным, что все многообразие региональных шкал (см. главу IV) можно свести к трем основным типам, отвечающим трем палеобиогеографическим областям. Сопоставление шкал Т- и Х-областей достигается с помощью пока немногочисленных вариантов шкал П-области. К их числу относится и “батырбайская” шкала Южного Казахстана. “Сарыкумская” и “бурубайтальская” шкалы — соответственно варианты шкал Х-области.

Анализ сообществ Т-, П- и Х-областей имеет значение не только для получения точных корреляций. Не менее важен такой подход и для оценки этапности развития конодонт этого временного интервала, чему посвящена следующая глава.

РАЗВИТИЕ КОНОДОНТОВ В ПОЗДНЕМ КЕМБРИИ И РАННЕМ ОРДОВИКЕ

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ПРОТО-, ПАРА- И ЭУКОНОДОНТОВ

Вторая половина позднего кембрия и начало раннего ордовика — единственный период в эволюции конодонтов, сочетающий существование одновременно прото-, пара- и эуконодонтов. Эти группы различались строением (способом нарастания ламеллярных пластин) элементов, слагающих конодонтовые аппараты [Bengtson, 1976, рис. 11]. Протоконодонты являлись производными наружного эпителия. Нарастание ламеллярных пластин у параконодонтов происходило при частичном погружении нижней части элементов в эпителиальную складку. Ламеллярные пластины эуконодонтов нарастали центробежно при полном погружении элементов в эпителий.

Различия этих конодонтовых групп, по-видимому, достаточны, чтобы рассматривать каждую из них в ранге самостоятельного отряда. Однако в классификации Д. Кларка и др. [Clark et al., 1981] прото- и параконодонты пока являются надсемействами *Amphigeisina* Miller и *Furnishina* Müller et Nogami, соответственно, отряда *Paraconodontida* Müller, а более обширная и разнообразная группа эуконодонтов объединена в отряд *Conodontophorida* Eichenberg. К. Мюллер и И. Хинз [Müller, Hinz, 1991] придерживаются этой же классификации, но исключают из рассмотрения ранг надсемейств. Иной вариант классификации предложен И.С. Барсковым [Маслакова и др., 1995], однако и в этом варианте обе группы — прото- и параконодонты — объединены в отряд *Paraconodontida* Müller.

Протоконодонты известны от основания кембрия (немакит-далдынский = манькайский ярус) до нижнего ордовика и перспективны для зонального деления нижнего кембрия. Из шести родов протоконодонтов — *Protohertzina* Missarzhevsky, *Amphigeisina* Bengtson, *Hertzina* Müller, *Gapparodus* Abaimova, *Gumella* Müller et Hinz, *Phakelodus* Miller — лишь последний доживает до раннего ордовика (до раннего аренига включительно). Что касается эволюционного перехода от прото- к параконодонтам, то пока его особенности остаются на уровне теоретических построений, не подтвержденных конкретными данными: ультраструктур, переходных от прото- к параконодонтам, пока не обнаружено [Müller, Hinz-Schallreuter, 1996].

Эволюционный переход предполагается вблизи границы нижнего и среднего кембрия [Bengtson, 1983, рис. 7; Miller, 1984, рис. 2], поскольку в среднем кембрии появляются первые параконодонты. Они эволюционируют до тремадока включительно, сосуществуя до середины позднего кембрия с транзитными протоконодонтами, и могут использоваться для расчленения и корреляции среднего и нижней части верхнего кембрия. Об этом свидетельствует пока единственная в мире схема зонального деления среднего—верхнего кембрия Северного Китая по параконодонтам [An, 1982].

В развитии параконодонтов намечены две линии [Miller, 1984]. Первая включает элементы V- и W-образной формы, относимые к роду *Westergaardodina* Müller. Вторая линия представлена простыми коническими параконодонтами — *Furnishina* Müller, *Muellerodus* Miller, *Prooneotodus* Müller et Nogami, *Prosagittodontus* Müller et Nogami, *Proacodus* Müller, *Bengtsonella* Müller et Hinz, *Trolmenia* Müller et Hinz и др. Взаимосвязь

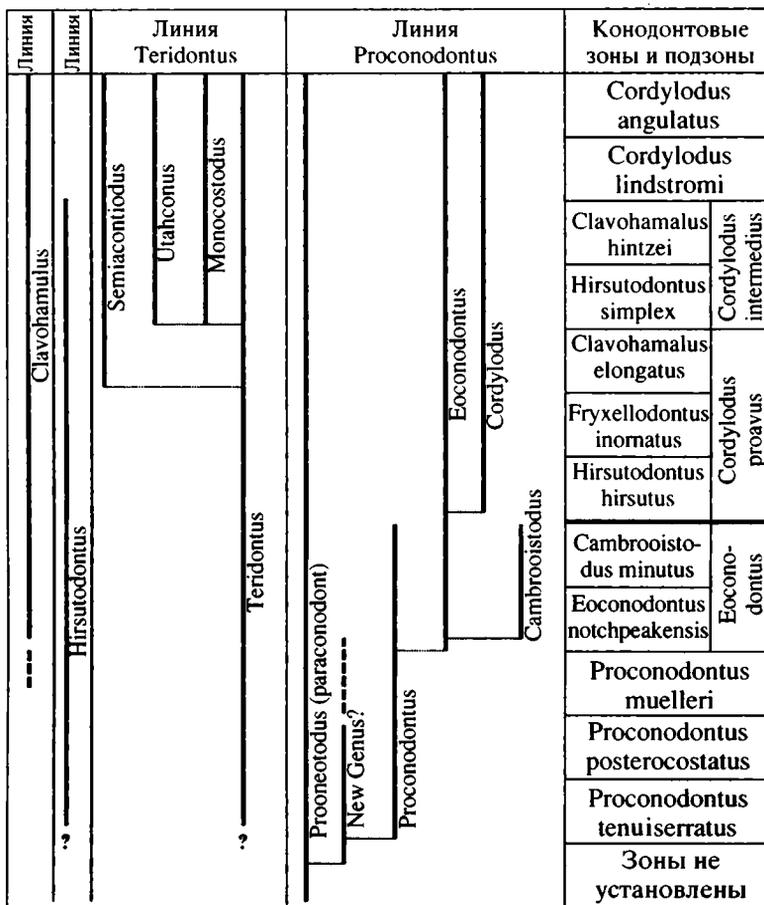


Рис. 34. Развитие позднекембрийских и раннеордовикских конодонтов по J. Miller [1988] с изменениями, касающимися линий Teridontus и Hirsutodontus [Дубинина, 1998]

между элементами обеих линий неясна, но от каждой из них могут быть восстановлены эволюционные переходы к эуконодонтовым линиям [Miller, 1980, 1984].

Общее заключение С. Бенгтсона [Bengtson, 1976] о происхождении эуконодонтовых элементов от параконодонтовых подтверждается Д. Миллером [Miller, 1984]. Он различает четыре эуконодонтовые линии развития: 1 — Chosonodina, 2 — Fryxellodontus, 3 — Teridontus, 4 — Proconodontus. Предполагается, что виды любой из двух параконодонтовых линий могут быть предковыми для одной или двух эуконодонтовых линий.

Так, допустимо происхождение эуконодонтов линии Chosonodina от параконодонтов линии Westergaardodina в начале позднего тремадока (появление первых Chosonodina Müller). Момент появления первых Fryxellodontus Miller и их взаимоотношение с параконодонтами достоверно не установлены. В то же время эволюционный переход от пара- к эуконодонтам выглядит вполне реальным для первых примитивных представителей эуконодонтовых линий Teridontus и Proconodontus (рис. 34).

Обе линии появляются в середине позднего кембрия. Параконодонтовый предок для примитивных представителей линии Teridontus пока неизвестен, хотя очевидно, что им может быть коническая форма второй параконодонтовой линии Д. Миллера. Для Proconodontus tenuiserratus Miller — наиболее примитивного эуконо-

донта линии *Proconodontus*¹ — предком считался параконодонт *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones). Предполагалась гомология базальной воронки эуконодонтового элемента целому параконодонтовому элементу [Miller, 1980]. Действительно, базальная воронка *P. tenuiserratus* Miller практически идентична целому элементу *P. rotundatus* (Druce et Jones). Новообразованием же у первой формы явился тончайший слой эуконодонтовой гистологии, покрывающий параконодонтовую базальную воронку. И все же окончательно этот вопрос Д. Миллер [Miller, 1984] предполагает решить после детального изучения гистологии элементов “*Gen. et sp. nov.*?”, переходных от *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones) к *Proconodontus tenuiserratus* Miller.

Эту же проблему, очевидно, можно решать на примере самых примитивных представителей линии *Teridontus*, каковыми могут быть формы, менее развитые, чем *T. nakamurai* (Nogami) и, наконец, — на формах, близких к *Hirsutodontus ani* (Wang) (пока самых ранних представителей рода *Hirsutodontus* Miller).

Кроме того, находки в середине верхнего кембрия в Казахстане и Китае примитивных *H. ani* (Wang) и *H. transmutatus* (Xu et Xiang) позволяют считать их предковыми для более продвинутых *H. hirsutus* Miller, *H. simplex* (Druce et Jones) и др., а линию *Hirsutodontus*, видимо, самостоятельной линией развития эуконодонтов [Dubinina, 1998 b; Дубинина, 1998]. В таком случае предполагавшаяся Д. Миллером филогенетическая связь родов *Hirsutodontus* Miller и *Teridontus* Miller исключается (см. рис. 34).

В настоящее время установлено, что самые древние эуконодонты *Proconodontus tenuiserratus* Miller (линия *Proconodontus*), *Teridontus nakamurai* (Nogami) (линия *Teridontus*), *Hirsutodontus ani* (Wang) (линия *Hirsutodontus*) появляются практически одновременно в середине позднего кембрия². Они известны в Северной Америке (верхняя часть франконского яруса), Австралии (препейнтон), Северном Китае (граница ярусов ченшань и феншань), Казахстане (основание батырбайского яруса, или основание зоны *Hirsutodontus ani*).

Таким образом, уровень середины позднего кембрия — один из наиболее важных рубежей в развитии конодонтов, с которым связано появление первых представителей отряда *Conodontophorida* Eichenberg. Начиная с этого уровня, значение прото- и параконодонтов для биостратиграфии резко падает. Зональное деление верхней части верхнего кембрия и нижнего ордовика основывается на эуконодонтах. Отсюда — важно выявить общие тенденции развития эуконодонтов трех основных линий, что позволяет оценить перспективы использования каждой из них для зонального деления. Особенно интересно рассмотреть эту проблему с учетом палеобиогеографического фактора.

РАЗВИТИЕ ЛИНИИ *PROCONODONTUS*

Линия включает роды: *Proconodontus* Miller, *Eoconodontus* Miller, *Cambrooistodus* Miller, *Cordylodus* Pander.

Морфогенез простых, гладких с поверхности конических элементов этой линии происходит быстро и сопровождается: 1 — утолщением эуконодонтовой кроны и, соответственно, утончением базальной воронки, имеющей параконодонтовую гистологию; 2 — развитием скульптурных элементов (кили, ребра, зазубренность заднего кия) (виды рода *Proconodontus* Miller); 3 — формированием у конического элемента (*Proconodontus serratus* Miller) заднего стержня с зубчиками, имеющими малую плотность белого вещества (*Cordylodus andresi* Viira et Sergejeva); 4 — развитием в

¹ С точки зрения Х. Шаниявского и С. Бенгтсона [Szaniawski, Bengtson, 1998], наиболее примитивным эуконодонтом линии *Proconodontus* считается описанный из разреза Тролмен Швеции *P. transitans* Szaniawski et Bengtson, появляющийся раньше *P. tenuiserratus* Miller.

² В данном случае факту более раннего появления *Proconodontus transitans* Szaniawski et Bengtson по сравнению с таковым *P. tenuiserratus* Miller не придается особого значения, поскольку разница во времени между моментами появления обоих видов незначительна.

эуконоднтовой кроне конического элемента белого вещества и уменьшением глубины базальной полости (*Eoconodontus notchpeakensis* (Miller)); 5 — появлением у конического элемента заднего стержня (виды рода *Cambrooistodus* Miller); 6 — возникновением зубчиков в основании заднего края конического элемента (*Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens); 7 — дальнейшим развитием кордилодовых элементов: увеличением доли и уплотнением белого вещества, уменьшением глубины базальной полости, изменением морфологии базальной воронки и др.

Такая направленность в развитии эуконоднтов этой линии сопровождается и усложнением аппаратов. Так, представители рода *Proconodontus* Miller (*P. tenuiserratus* Miller, *P. posterocostatus* Miller, *P. muelleri* Miller, *P. serratus* Miller) характеризуются прежде всего тонкой эуконоднтовой кроной, лишенной белого вещества, и отчетливой базальной воронкой с ясной поперечной полосчатостью параконоднтовых ламелл. Эти элементы группируются скорее в моноэлементные аппараты, в которых все же можно различить округлые и уплощенные элементы [Szaniawski, Bengtson, 1998].

Несколько позже (середина батырбайского века или середина тремпило Северной Америки) появляются первые двухэлементные аппараты несовершенных кордилодусов *Cordylodus andresi* Viira et Sergejeva и представителей рода *Eoconodontus* Miller — *E. notchpeakensis* (Miller) — с округлыми и уплощенными элементами. В верхней части тремпило и батырбайского яруса появляются виды рода *Cambrooistodus* Miller и параллельно — *Eoconodontus alisonae* Landing. От их общей предковой формы *E. notchpeakensis* (Miller) происходят виды рода *Cordylodus* Pander (его самый примитивный представитель — *C. primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens). Такие разрезы, как батырбайский в Южном Казахстане [Аполлонов и др., 1984, 1985; Чугаева и др., 1989; Dubinina, 1991], а также разрезы Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1985, 1988; Bagnoli et al., 1987] помогли восстановить две ветви развития: *E. notchpeakensis*—*E. alisonae* и *E. notchpeakensis*—*Cordylodus primitivus* (рис. 35).

C. primitivus Bagnoli, Barnes et Stevens, впервые обнаруженная в разрезе Батырбай (= *Cordylodus* sp.) [Аполлонов и др., 1984, 1985], а затем в разрезах Западного Ньюфаундленда (= *C. primitivus*) [Bagnoli et al., 1987], — переходная форма между *E. notchpeakensis* (Miller) и настоящими кордилодусами типа *Cordylodus proavus* Müller.

К примитивным кордилодусам, как уже отмечалось, относится и *C. andresi* Viira et Sergejeva, происходящий, очевидно, от *Proconodontus serratus* Miller [Szaniawski, Bengtson, 1993, 1998], появляющийся, по-видимому, раньше *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller) и известный только в разрезах Европы (Швеция, Эстония, Ленинградская область) [Andres, 1981, 1988; Szaniawski, Bengtson, 1993, 1998; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989] и Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1988].

У *C. primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens и *C. andresi* Viira et Sergejeva все еще нет устойчивых признаков рода. Элементом первого вида свойственна неразвитость заднего зубчатого стержня, второго — малая плотность белого вещества (в главном зубце и в зубчиках заднего стержня).

Сочетание высокой скорости эволюции эуконоднтов, выражающейся в появлении на протяжении пяти зон верхнего кембрия четырех родов и десяти видов и сопровождающейся появлением переходных форм, отличает линию *Proconodontus* от других и позволяет выделить два этапа ее развития.

Первый этап — позднекембрийский — характеризуется появлением примитивных аппаратов из конических гладкостенных эуконоднтов и быстрым переходом к двухэлементным аппаратам, включающим сложные зубчатые формы, лишенные, однако, устойчивых признаков рода *Cordylodus* Pander.

Второй этап — раннеордовикский — отличается относительной замедленностью развития линии *Proconodontus*, выраженной в формировании последовательного ряда типично тремадокских кордилодусов (*C. proavus* Müller—*C. intermedius* Furnish—*C. lindstromi* Druce et Jones—*C. angulatus* Pander—*C. rotundatus* Pander), сочетающих в своих аппаратах округлые и уплощенные (кордилодовые и циртониодовые) элементы.

Развитие некоторых эуконодонтов		Зона	Ордовик
C. intermedius		Cordylodus intermedius	
C. proavus		Cordylodus proavus	
C. primitivus		Cordylodus primitivus	
E. alisonae		Eoconodontus alisonae	Кембрий
E. notchpeakensis		Eoconodontus notchpeakensis	

Рис. 35. Линии развития некоторых эуконодонтов в пограничном интервале кембрия—ордовика (установлены на основе данных опорного разреза Батырбай Южного Казахстана) [Дубинина, 1998]

Развитие эуконодонтов линии Proconodontus отмечается в трех фаунистических областях: холодноводной, тепловодной и переходной [Dubinina, 1991]. Только самые примитивные представители линии (виды рода Proconodontus Miller) угнетены в переходной области.

РАЗВИТИЕ ЛИНИИ TERIDONTUS

Линия включает роды: Teridontus Miller, Semiacontiodus Miller, Monocostodus Miller, Utahconus Miller, Rossodus Repetski et Ethington.

Здесь считается, что линия Teridontus независима от линии Hirsutodontus (см. рис. 34). Всем представителям этой линии свойственна микроскульптура поверхности элементов в виде тончайшей продольной (параллельной оси главного зубца) струйчатости. Это отличает их от гладких элементов линии Proconodontus.

Развитие линии Teridontus также распадается на два этапа, которые отличаются от таковых предыдущей линии длительностью и обратным соотношением темпов развития.

Первый этап (поздний кембрий—самое начало ордовика) характеризуется крайней замедленностью развития рода Teridontus Miller, представленного лишь слабоизменчивым видом *T. nakamurai* (Nogami), типичным для азиатского и австралийского регионов.

Второй этап — раннеордовиковский (с начала времени *Cordylodus intermedius* до позднего тремадока включительно). Он отличается появлением и быстрым развитием форм с аппаратами из скульптурированных ребрами конических элементов, принадлежащих родам *Semiacontiodus* Miller, *Monocostodus* Miller, *Utahconus* Miller (в раннем тремадоке) и *Rossodus* Repetski et Ethington (в позднем тремадоке). Эволюция всех этих форм протекала в тепловодных эпиконтинентальных морях Северной Америки, Северного Китая, Австралии. В других палеобассейнах (холодноводных и глубоководных) линия Teridontus была представлена одним видом — *T. nakamurai* (Nogami), который существовал здесь на протяжении позднего кембрия и раннего тремадока без заметных эволюционных преобразований.

Поскольку элементы наиболее ранних *T. nakamurai* (Nogami) уже имеют хорошо развитую эуконодонтовую крону с белым веществом в зубце и низкую базальную полость с относительно тонкой параконодонтовой воронкой, можно полагать, что самые примитивные формы этой линии могли появиться в Азии и Австралии раньше: в аналогах дресбачского или раннефранконского веков [Miller, 1980]. В пределах этого же временного интервала следует, видимо, искать и “переход” от пара- к эуконодонтам линии *Teridontus*. Кроме того, можно, по-видимому, ожидать относительно высокую скорость развития предполагаемой дотремпильонской части линии *Teridontus*, и, следовательно, рассчитывать на ее использование для зональной стратиграфии нижней части верхнего кембрия [Dubinina, 1998 b; Дубинина, 1998]. Для этого требуется обратить внимание на более детальное изучение конодонтов этого интервала.

РАЗВИТИЕ ЛИНИИ *HIRSUTODONTUS*

Линия *Hirsutodontus* рассматривается здесь в качестве самостоятельной, развивающейся независимо от линии *Teridontus* (см. рис. 34). Она включает один род — *Hirsutodontus* Miller. Представителям линии свойственна скульптура поверхности элементов в виде бугорков или шипов.

Позднекембрийский этап развития этой линии полностью не реконструирован. Однако ясно, что наиболее ранние формы типа *H. ani* (Wang) и *H. transmutedus* (Xu et Xiang) — предковые для раннеордовикских *H. hirsutus* Miller и *H. simplex* (Druce et Jones). В раннем ордовике активное видообразование *Hirsutodontus* связано, так же как и для поздней части линии *Teridontus* (*Semiacontiodus*, *Monocostodus*, *Utahconus*), с эпиконтинентальными морями Северной Америки, Северного Китая и Австралии, т.е. с тепловодной фаунистической областью [Dubinina, 1991]. В переходной области эти формы угнетены, в холодноводной — отсутствуют.

Что касается самых ранних представителей линии *Hirsutodontus* типа *H. ani* (Wang), то, учитывая, с одной стороны, примитивность их элементов (высокая базальная полость, относительно тонкая эуконодонтовая крона, массивная параконодонтовая базальная воронка), а с другой, — присутствие микроскопического, но уже намечающегося зубца с белым веществом (табл. VI, фиг. 1, 1 а), можно ожидать существование еще более примитивных форм, полностью лишенных зачатков белого вещества [Dubinina, 1998 b; Дубинина, 1998]. Исследование таких форм может охарактеризовать переход от пара- к эуконодонтам линии *Hirsutodontus* и доказать независимость развития эуконодонтов по трем или более линиям.

СООТНОШЕНИЕ ТЕМПОВ РАЗВИТИЯ ЛИНИЙ *PROCONODONTUS*, *TERIDONTUS* И *HIRSUTODONTUS*

Появление наиболее примитивных представителей трех эуконодонтовых линий (*Teridontus*, *Hirsutodontus*, *Proconodontus*) происходит в середине позднего кембрия практически одновременно. Однако степень их развитости на данном временном “срезе” неодинакова. Наиболее развиты первые члены линии *Teridontus* (*T. nakamurai* (Nogami)); слабо развиты они в линии *Hirsutodontus* (*H. ani* (Wang)) и, наконец, в линии *Proconodontus* элементы *P. tenuiserratus* Miller и *P. transitans* Szaniawski et Bengtson — действительно, первые и самые примитивные.

С середины позднего кембрия до раннего ордовика отчетлива разница в темпах развития этих линий. В позднем кембрии наиболее эволюционно развитые представители линии *Teridontus* оказываются совершенно “пассивными”. Несколько “активнее” выглядит линия *Hirsutodontus*. И только самые примитивные формы линии *Proconodontus* эволюционируют быстро. Они проходят различные стадии аппаратов из простых конусовидных элементов и достигают стадии с первыми сложными элементами несовершенного кордилодусового типа.

Иные соотношения темпов развития трех линий отмечаются в раннем ордовике. Относительная замедленность развития присуща линии *Proconodontus*, когда ее прогресс связывается исключительно с усложнением кордилодусовых элементов. В линиях *Hirsutodontus* и *Teridontus* наступает активная стадия эволюции в тепловодных бассейнах (см. выше).

Таким образом, основное значение для расчленения и корреляции пограничных отложений кембрия и ордовика имеет линия *Proconodontus*. Использование этой линии возможно в пределах трех палеобиогеографических областей. Линии *Teridontus* и *Hirsutodontus* могут быть применены для детального расчленения нижнего ордовика в тепловодной и, в меньшей степени, в переходной палеобиогеографических областях. Линия *Hirsutodontus*, кроме того, имеет значение для зональной стратиграфии верхней части верхнего кембрия тепловодной и переходной областей.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗВИТИИ КОНОДОНТОВ РАННЕГО АРЕНИГА

Связь позднекремадокской и раннеаренигской конодонтовых фаун с перечисленными выше эуконодонтовыми линиями в настоящее время неясна. Основываясь только на типе аппаратов, но исключая из рассмотрения множество других параметров, в том числе микроскульптуру элементов, Д. Миллер [Miller, 1984] предполагает взаимосвязь позднекремадокских родов *Drepanoistodus* Lindström и *Drepanodus* Pander, соответственно, с *Cambrooistodus* Miller и *Eoconodontus* Miller линии *Proconodontus*. Но каких-либо доказательств этого предположения пока не существует, и в этом смысле материалы по разрезу Батырбай Южного Казахстана не служат дополнением.

Однако для раннеаренигского времени на примере разреза Батырбай установлена линия развития *Prioniodus deltatus longibasis*—*Prioniodus elegans* [Dubinina, 1991]. Предположение о филетической связи этих форм было ранее высказано Мактавишем [McTavish, 1973], впервые описавшим *Acodus deltatus longibasis* McTavish из формации Эмануэл Западной Австралии. Но *Prioniodus elegans* Pander в разрезах формации Эмануэл обнаружен не был, поэтому связь их с предковой формой осталась не доказанной.

Между тем в батырбайском разрезе появлению *Prioniodus elegans* Pander предшествует интервал с *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish). Заключение о родстве этих видов следует из общности строения аппаратов у *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) и *Prioniodus elegans* Pander. Однако при этом важно, что аппарат *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) состоит из более примитивных приониодовых и рамиформных элементов, которые отличаются от таковых *Prioniodus elegans* Pander самой начальной стадией развития зубчиков на заднем (реже боковых) стержнях.

В работе К. Похлер и др. [Pohler et al., 1987] был упомянут новый вид *Prioniodus* n. sp., установленный в склоновых фациях Западного Ньюфаундленда, сходный по строению аппарата с *Prioniodus elegans* Pander и отличающийся от него более примитивной зубчатостью элементов. Было высказано предположение о том, что *Prioniodus* n. sp. является, по-видимому, предком *Prioniodus elegans* Pander [Pohler et al., 1987]. В таком случае не исключена возможность, что *P.* n. sp. Западного Ньюфаундленда и *P. deltatus longibasis* (McTavish) разреза Батырбай — довольно близкие формы. Если это в дальнейшем подтвердится и будет доказана принадлежность данных форм к одному виду, то рассматриваемую здесь линию *Prioniodus deltatus longibasis*—*Prioniodus elegans* можно будет использовать для детализации зональных шкал нижнего аренига в пределах переходной палеобиогеографической области.

Судя по последним данным [Pohler, 1994], *Prioniodus* n. sp. [Pohler et al., 1987], описанный теперь как *Prioniodus serratus* Pohler считается немного более продвинутым, чем *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish). Однако, по-видимому, не исключена и возможность рассмотрения *Prioniodus serratus* Pohler в качестве младшего синонима *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish), поскольку различия между видами несущественны.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛИНИЙ РАЗВИТИЯ ЭУКОНОДОНТОВ В ЗОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ–НИЖНЕГО ОРДОВИКА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА БАТЫРБАЙ

В результате изучения конодонтовых комплексов в разрезе Батырбай удалось установить серию последовательных переходов между представителями эуконодонтов, что позволило уточнить и дополнить известные ранее филогенетические линии позднего кембрия—тремадока и обосновать выделение в раннем арениге новой линии.

I. Обосновано выделение эуконодонтовой линии *Hirsutodontus* как самостоятельной, развивавшейся с позднего кембрия (начало батырбайского века) [Dubinina, 1998 b; Дубинина, 1998]. Этот вывод основывается на выявлении эволюционного перехода *Hirsutodontus ani*—*Hirsutodontus transmutatus*. Первоначально *Hirsutodontus* Miller и *Teridontus* Miller рассматривались в составе одной филогенетической линии *Teridontus* [Miller, 1980, 1984].

II. В линии *Proconodontus* в позднем кембрии (конец батырбайского века) подтверждена связь между *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller) и *Eoconodontus alisonae* Landing и, с другой стороны, между *E. notchpeakensis* (Miller) и *Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens. Оба эволюционных события фиксируются только в переходной палеобиогеографической области, где и могут быть использованы для детализации зональных шкал верхнего кембрия, т.е. для выделения зон *alisonae* и *primitivus*.

III. В раннем арениге в разрезе Батырбай впервые прослежена линия *Prioniodus deltatus longibasis*—*Prioniodus elegans*, которая, очевидно, имеет значение для переходной палеобиогеографической области в целом.

Дополнения и изменения в филогенетических линиях эуконодонтов учтены при выделении в разрезе Батырбай следующих зон: *Hirsutodontus ani*, *Eoconodontus notchpeakensis*, *Eoconodontus alisonae*, *Cordylodus primitivus*, а также *Prioniodus deltatus longibasis* и *Prioniodus elegans*. Зональная шкала, установленная на основе изучения разреза Батырбай, является одним из пока немногочисленных вариантов шкал переходной палеобиогеографической области.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КОНОДОНТОВ ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ И РАННЕГО ОРДОВИКА

Ниже делается попытка выделить в развитии конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика основные этапы и рубежи с учетом главным образом изменений в линиях развития эуконодонтов, а также анализа прото- и параконодонтов. Обобщение данных о развитии конодонтов в трех палеобиогеографических областях позволяет приблизиться к выделению глобальных этапов эволюции этой группы. При этом подходе намечаются прежде всего такие крупные этапы, как позднеаксайский, батырбайский, ранне-, позднетремадокский и раннеаренигский и, соответственно, рубежи между ними.

I. Позднеаксайский этап: время *Westergaardodina amplicava*. Ассоциации этапа характеризуются прото-, параконодонтами и, по-видимому, в конце времени *amplicava* — самыми примитивными эуконодонтами *Proconodontus transitans* Szaniawski et Bengtson линии *Proconodontus* [Szaniawski, Bengtson, 1998], т.е. первыми представителями отряда *Conodontophorida* Eichenberg.

II. Батырбайский этап: время *Hirsutodontus ani*—*Cordylodus primitivus*. Характеризуется дальнейшим развитием линии *Proconodontus*, а также появлением и развитием первых представителей эуконодонтов линий *Hirsutodontus*, *Teridontus*. В линии *Proconodontus* происходит смена аппаратов с простыми элементами аппаратами с первыми сложными элементами. В линии *Hirsutodontus* элементы в аппаратах меня-

ются незначительно и, наконец, совсем не меняются они в линии *Teridontus*, так как в это время существует один вид.

Данный этап распадается на четыре подэтапа:

IIa. Время *Hirsutodontus ani* – появление и развитие новых примитивных представителей отряда *Conodontophorida* Eichenberg, представленных моноэлементными эуконодонтовыми аппаратами родов *Proconodontus* Miller, *Hirsutodontus* Miller, *Teridontus* Miller. К концу времени *ani* предполагается появление двухэлементных аппаратов примитивных кордилодусов *C. andresi* Viira et Sergejeva, произошедших от *P. serratus* Miller [Szaniawski, Bengtson, 1998].

IIб. Время *Eoconodontus notchpeakensis* — появление первых двухэлементных конечных эуконодонтовых аппаратов *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller) и дальнейшее развитие несовершенных кордилодусов *C. andresi* Viira et Sergejeva.

IIв. Время *Eoconodontus alisonae* — появление *E. alisonae* Landing и видов *Cambrooistodus* Miller с усложненными двухэлементными аппаратами; дальнейшее развитие примитивных кордилодусов *C. andresi* Viira et Sergejeva.

IIг. Время *Cordylodus primitivus* — появление *Cordylodus primitivus* Bagnoli, Barnes et Stevens с несовершенными зубчатыми элементами; существование *C. andresi* Viira et Sergejeva до середины времени *primitivus* (см. главу V).

В конце батырбайского этапа (к середине времени *primitivus*) исчезают позднекембрийские представители линии *Proconodontus*: *E. alisonae* Landing, виды *Proconodontus* Miller и *Cambrooistodus* Miller.

III. Раннетремадокский³ этап: время *Cordylodus proavus*—*Cordylodus angulatus*. Характеризуется появлением в линии *Proconodontus* настоящих кордилодусов и их последовательным развитием от *C. proavus* Müller до *C. angulatus* Pander; появлением (со времени *C. lindstromi*) представителей *Iapetognathus*; продолжающим существовать *C. andresi* Viira et Sergejeva (до начала времени *C. angulatus*); продолжающим существовать (более кратковременно) *Cordylodus primitivus* Bagnoli et al.; существенным обеднением прото- и параконодонтовых комплексов. Ассоциации этапа характеризуются также изменениями, связанными с появлением (со времени *C. proavus*) ряда новых таксонов в линии *Hirsutodontus* и (со времени *C. intermedius*) — в линии *Teridontus*.

IV — позднетремадокский и V — раннеаренигский этапы изучены менее детально.

IV. Позднетремадокский этап: время *Drepanoistodus deltifer*. Характеризуется развитием представителей семейств *Drepanoistodontidae*, *Oneotodontidae*, *Acanthodontidae*, *Westergaardodinidae* (род *Chosonodina* Müller), рода *Rossodus* Repetski et Ethington (неизвестное семейство) и исчезновением параконодонтов.

V. Раннеаренигский этап: время *Paroistodus proteus*—*Oepikodus evae*. Характеризуется появлением и развитием многочисленных типично раннеаренигских форм (13 семейств и 22 рода).

Рубеж между II и III этапами особенно выделяется своей масштабностью. Он совпадает с подошвой зоны *Cordylodus proavus* и определяет естественную границу кембрия и ордовика.

Установление основных этапов и рубежей в развитии конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика и проведение подобного анализа для трилобитов [Аполлонов, 1992] позволяет обосновать выделение подразделений общей и региональной шкал [Аполлонов, Чугаева, 1983а; Чугаева и др., 1989; Аполлонов, 1992]. В этом их основное значение.

³ Объем тремадокского яруса — в понимании С.В. Дубининой [Dubinina, 1991].

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ ПО РАЗНЫМ ГРУППАМ ФАУНЫ И ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОГО УРОВНЯ ГРАНИЦЫ СИСТЕМ

Три основные группы фауны — конодонты, трилобиты и граптолиты, используемые в стратиграфии пограничных отложений кембрия и ордовика, обладают разными возможностями для удаленной корреляции и определения границы кембрия и ордовика. В этом отношении ведущая роль принадлежит конодонтам. Эта группа обеспечивает межконтинентальную корреляцию пограничных отложений (см. главу IV), которая, однако, достигается путем сопоставления зональных шкал трех палеобиогеографических областей (см. главу V).

Существенно, что во всех зональных шкалах верхнего кембрия и нижнего ордовика, отличающихся друг от друга в разной степени (см. главу IV), в пограничном интервале выделяется тождественная последовательность пяти конодонтовых зон — *Eoconodontus notchpeakensis*—*Cordylodus proavus*—*Cordylodus intermedius*—*Cordylodus lindstromi*—(*Cordylodus angulatus*—*C. rotundatus*), имеющих субглобальное распространение. Последовательность основана на переименности в развитии космополитных индекс-видов линии *Proconodontus* (см. главу VI). Поэтому не случайно, что именно последовательность конодонтовых зон решено использовать как основу при определении положения границы кембрия и ордовика.

Остается выяснить: 1) конкретно какой уровень в конодонтовой шкале соответствует рубежу крупнейшей перестройки в составе различных групп фауны и совпадает ли этот уровень с крупными абиотическими событиями (то есть где, с точки зрения событийной стратиграфии, может быть отмечена реальная граница кембрийской и ордовикской систем) и 2) какой характер перемен был свойствен данному рубежу: катастрофический или постепенный. С этих позиций и рассмотрим поведение трех основных групп фауны.

КОНОДОНТЫ

В предыдущих главах (V и VI) показано, что рубеж принципиальных изменений в конодонтовой последовательности устанавливается в основании зоны *Cordylodus proavus*. Наиболее заметные изменения происходят в тепловодной области, где на данном рубеже вымирает ряд таксонов линии *Proconodontus*, появляются первые сложные зубчатые конодонты (род *Cordylodus*), новые представители линии *Hirsutodontus*, а несколько позднее — представители линий *Clavohamulus*, *Fryxellodontus* и *Terodontus*. Такие изменения совпадают с крупным гляциоэвстатическим событием “Лэнк Рэнч” (ЛР), начало которого на карбонатных шельфах отмечено перерывами в осадконакоплении [Miller, 1984].

Обновление конодонтовой фауны в холодноводной области не столь контрастно. Оно связано с изменениями в линии *Proconodontus*, происходящими вслед за регрессивным событием *Acerosage* [Erdtmann, 1984, 1986]. Перерывы в осадконакоплении, зафиксированные на терригенных шельфах Акадо-Балтики, — следствие данного события. При этом и регрессивное событие *Acerosage* Акадо-Балтики, и эквивалентная ему регрессивная фаза события ЛР — проявления одного и того же глобального гляциоэвстатического события [Erdtmann, 1986].

Сохранность осадков регрессивной фазы ЛР, т.е. непрерывность процесса осадконакопления в период регрессии, — явление, безусловно, редкое, особенно на фоне

обычных для регрессии эрозионных процессов на континентальных склонах (Западный Ньюфаундленд или Центральная Невада), а также перерывов в осадконакоплении на шельфах.

Между тем только непрерывность осадконакопления регрессивной фазы ЛР может дать полное представление о последовательности смены конодонтовых ассоциаций в пограничном интервале [Дубинина, 1993] (см. рис. 30, 31). Пример тому — разрез Батырбай¹ с конодонтовой фауной переходной фаунистической области. Смена конодонтовых комплексов в разрезе не носит катастрофического характера (появление и исчезновение видов происходит постепенно) (см. главу V).

Однако направленность и постепенность изменений конодонтовых комплексов, установленная здесь на рассматриваемом рубеже (основание зоны *proavus*), не противоречит факту коренной перестройки состава конодонтовых сообществ, наблюдаемой именно на этой границе в трех палеобиогеографических областях. По рангу изменений перестройка в конодонтовой фауне в основании зоны *proavus* не сопоставима ни с какой другой, и в особенности с предлагаемой на уровне первого появления *Iapetognathus* n. sp. 1.

На примере разреза Батырбай удастся также установить (см. главу V), что начало события ЛР и фаунистические изменения в основании зоны *proavus* (сопровождающиеся появлением устойчивой кордилодусовой формы типа *S. proavus*) — не совпадающие, хотя и очень близкие по времени события [Дубинина, 1993]. Первое событие сменяется вторым через очень короткий промежуток времени, соответствующий второй фазе времени *Cordylodus primitivus* и измеряемый, по-видимому, тысячами лет.

ТРИЛОБИТЫ

Трилобиты — группа фауны, которая особенно отличается зависимостью от фаций и провинциализмом в распределении. Сама проблема пространственного распределения трилобитов позднего кембрия имеет многолетнюю историю. Первые попытки в ее решении были сделаны К. Лочман-Болк и Д. Вилсоном [Lochman-Balk, Wilson, 1958]. Впоследствии такого рода исследования были продолжены А. Палмером [Palmer, 1973] и М. Тейлором [Taylor, 1976, 1977]. Трилобитовые провинции и палеогеография ордовика стали предметом исследований Г.В. Виттингтона, С.П. Хьюза [Whittington, Hughes, 1972, 1974], В. Яануссона [Jaanusson, 1979], М.К. Аполлонова [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992].

Модель пространственного распределения трилобитов, предложенная М. Тейлором [Taylor, 1977] (рис. 36), построена в соответствии с предполагаемой для позднего кембрия широтной климатической зональностью. По мнению М. Тейлора, принцип пространственного распределения трилобитов позднего кембрия и голоценовых изопод [Menzies et al., 1973], с учетом некоторых оговорок, вполне может служить примером для разработки палеозоогеографической модели позднего кембрия.

Анализ позднекембрийских трилобитовых биофаций от крайне мелководных (Миннесота, Висконсин, Монтана) до относительно глубоководных (Центральная Невада) палеообстановок показал, что таксономический состав низкоширотных

¹ Как уже отмечалось, седиментологические исследования, проведенные В.Г. Жемчужниковым [1990] и Х. Куком [Cook et al., 1989b, 1991], показали, что в раннем палеозое Малый Каратау представлял собой сложенную карбонатами подводную гору, изолированную от континентального массива. Батырбайский и соседний с ним Кыршабактинский разрезы располагались на северо-восточном склоне этой горы. Очевидно, относительная маломощность эрозионных процессов на склонах подводной горы Малого Каратау (в отличие от таковых на континентальных склонах) и предопределила сохранность осадков (начальной) регрессивной фазы события ЛР в разрезе Батырбай.

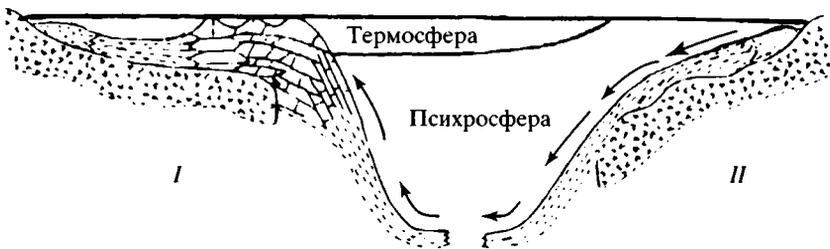


Рис. 36. Модель пространственного распределения трилобитов позднего кембрия, основанная на предполагаемой широтной климатической зональности [Taylor, 1977]

I — стеногеографическая трилобитовая фауна, обитающая на шельфах в пределах теплого климатического пояса; *II* — эвригеографическая трилобитовая фауна, обитающая на шельфах в пределах холодного климатического пояса и в открытоокеанических бассейнах.

трилобитовых сообществ подвержен особенно резким изменениям на двух батиметрических рубежах [Taylor, 1977]. Первый рубеж намечен между шельфом и склоном, второй — между условными “верхним” и “нижним” склонами. В последнем случае различие трилобитовых биофаций — наиболее контрастно и обусловлено, по-видимому, разницей температур водных масс над и под уровнем постоянного термоклина. По сути, такого рода температурный “барьер” отделяет друг от друга сообщества, относимые к разным трилобитовым провинциям [Cook, Taylor, 1975, 1977; Taylor, Cook, 1976; Taylor, 1976, 1977] (рис. 37, 38).

Например, позднекембрийская (позднефранконская—раннетремпильтонская) Североамериканская фаунистическая провинция содержит эндемичную трилобитовую фауну *Hungaria*, обитавшую в тропиках и субтропиках на обширных пространствах мелководных шельфов Северной Америки.

Эта фауна существенно отличается от относительно глубоководных (обитавших, по-видимому, ниже уровня термоклина) и более космополитных трилобитовых сообществ с *Hedinaspis*, *Charchaquia*, *Lotagnostus* и др., характеризующих провинцию Чаннань. По протяженности данная провинция не сравнима ни с одной из низкоширотных шельфовых провинций. Таксономическая однородность глубоководной фауны провинции Чаннань отмечается как в Северной Америке, так и в Азии: в Северной Америке — от Восточной Аляски [Palmer, 1968] до Центральной Невады [Cook, Taylor, 1975, 1977; Taylor, 1976, 1977]; в Азии — соответственно, в Северо-Западном, Юго-Восточном Китае, Корее [Troedsson, 1937; Lu, 1954; Kobayashi, 1967;



Рис. 37. Палеообстановки, соответствующие фаунистическим провинциям Хванхо, Чаннань и Североамериканской провинции, выделенным по трилобитам [Taylor, Cook, 1976]

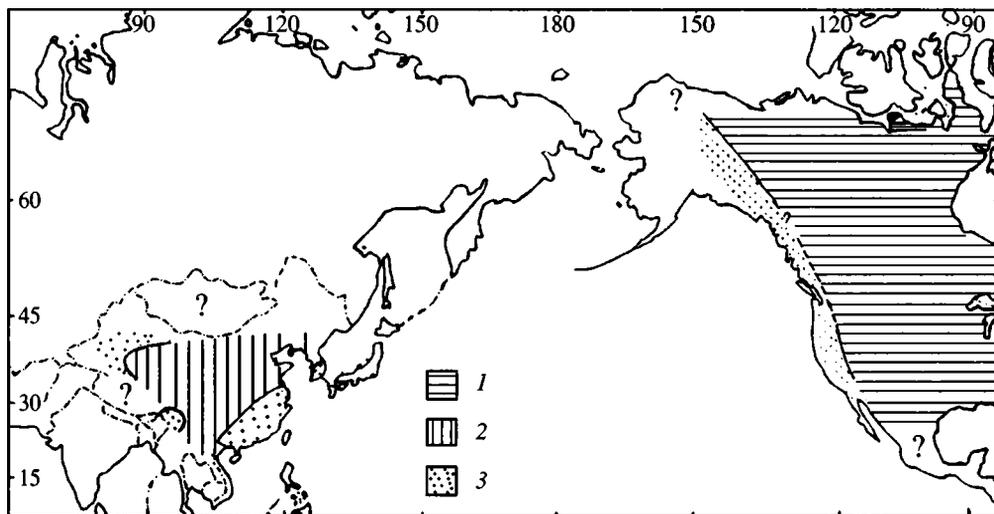


Рис. 38. Палеобиогеография трилобитов позднего кембрия [Taylor, 1976]
 Фаунистические провинции: 1 — Североамериканская, 2 — Хванхо, 3 — Чаннань

Lu et al., 1974, 1983; Peng, 1983], а также в Большом Каратау, Улутаяу [Ергалиев, 1983 а, б] и в Малом Каратау [Аполлонов, Чугаева, 1983 а, б].

В то же время азиатская трилобитовая фауна провинции Хванхо [Kobayashi, 1967], заселяющая тепловодные палеошельфы Северного и Южного Китая (равно как и шельфовая фауна Северной Америки), в значительной степени эндемична. Она не имеет ничего общего ни с глубоководной (Американо-азиатской) фауной провинции Чаннань, ни, тем более, с шельфовой фауной Северной Америки.

Разобщенность и эндемизм шельфовых фаун Североамериканской и Азиатской провинций Хванхо создает немалые трудности с их сопоставлением. Ясно, что прямая корреляция отложений с разнотипными шельфовыми сообществами невозможна. Единственный выход — в использовании глубоководных отложений (с единой для Азии и Америки фауной с *Hedinaspis* и др.), содержащих прослой с аллохтонными шельфовыми ассоциациями трилобитов.

Сравнение разрезов, содержащих (в переслаивании) автохтонную фауну *Hedinaspis* и аллохтонную эндемичную фауну азиатского шельфа, с разрезами, сочетающимися (также в переслаивании) фауну *Hedinaspis* с синхронно переотложенной эндемичной фауной североамериканского шельфа, по-видимому, может помочь решить проблему межпровинциальной (межконтинентальной) корреляции отложений верхнего кембрия. Однако, если при корреляции во внимание принимается только одна группа фауны — трилобиты, то указанный способ решения проблемы можно считать единственным, по-видимому, недостаточно точным (из-за трудностей доказательства во многих случаях синхронности переотложения) и пока в значительной степени теоретическим.

Рис. 39. Корреляция пограничных отложений кембрия и ордовика Европы, Азии, Америки и Австралии по конодонтам, граптолитам и трилобитам [Чугаева и др., 1989] (с изменениями и дополнениями)

Система		Южный Казахстан, разрез Батырбай [Аполлонов и др., 1992; Dubinina, 1991] с дополнениями Д. Миллера [Miller, Circular May, 1996]		Великобритания [Rushton, 1982]		Норвегия [Henningmoen, 1957; Bruton et al., 1982, 1988]		
		Ярус	Трилобиты	Конодонты				
Ордовикская	Трематозский	Szechuanella- Apatokephalus	?		Трематоз	Platypeltoides incipiens Clonograptus tenellus	Трематоз	Цератоигиевые слои с Platypeltoides incipiens
		Trinodus						Anisograptus sp. Jujuyaspis keideli norvegica
		Dikelokephalina	Iapetognathus n. sp. 1 & Cordylodus lindstromi		?	Dictyonema flabelliforme sociale, Boeckaspis hirsuta, Platypeltoides croftii, Proteuloma monile monile, Macropyge chermi, Beltella depressa	?	Dictyonema flabelliforme flabelliforme, Dictyonema praeparabola
		Euloma limitaris -Таоууаниа с Platypeltoides wimani, Shumardia, Macropyge (Macropyge)	Cordylodus intermedius					Cordylodus lindstromi, Boeckaspis hirsuta
Cordylodus proavus			Асерокаре екорне, Parabolina heres heres, Parabolina acanthura, Cordylodus proavus					
Кембрийская	Батырбайский	Lotagnostus hedini	Cordylobus primitivus		Меридонст	Зона Peltura scarabaeoides с Lotagnostus triseclus, Richar- dsonella cf. invita и др.	Кембрий	Pellura scarabaeoides scarabaeoides, Ctenopyge bisulcata
		Harpidoides -Platypeltoides	Eoconodontus alisonae					
		Lophosaukia	Eoconodontus notchpeakensis					
	Hirsutodontus ani							
Аксай- ский		Hedinaspis sulcata	Westergaardodina amplicava		Peltura minor		Peltura minor	

Система	Ярус	Россия, Ленинградская обл.; Эстония [Вийра, 1974; Боровко и др., 1984; Kaljo et al., 1986; Попов и др., 1989]		ФРГ, Бавария [Sdzuy, 1955]	Казахстан, Кендыктас [Келлер, Рукавишникова, 1961]	Казахстан, Большой Каратау [Ергалиев, 1983а] (в интерпретации М.Н. Чугаевой и др. [1989])	
Ордовикская	Тремадокский	Dictyonema flabelliforme	Drepanoistodus deltifer	Зона 3 Diceratopyge troedssoni, Apatokephalus asarkus, Richardsonella erbeni	Ceratopyge et al.		
			Cordylodus angulatus - Cordylodus rotundatus		Зона 2 Dikelokephalina sp.	Dichelepyge bicornis, Hysterolenus oblongus	Anisograptidae
			Cordylodus lindstromi	Зона 1 Pharostomina opiki, Macropyge (M.) sica		Staurograptus, Harpides, Acrocephalina	
			Cordylodus intermedius		?	Proteuloma, Araiopleura, Shumardia, Niobe hompharai, Hysterolenus	
			Cordylodus proavus	Cordylodus andresi		Песчаники без фауны	
?	Westergaardodina	Lotagnostus punctatus - Hedinaspis	Platypeltoides				
			Lophosaukia				
Кембрийская	Баттырбайский						
	Аксай-ский					Hedinaspis sulcata?	

Система	Ярус	Россия, Алтай-Саянская область [Петрунина, 1966]	Юго-Восточный Китай		Аргентина [Harrington, Leanza, 1957; Acenolaza, 1983]	
			Западный Чжецзян [Lu, Lin, 1984]	Северо-Западный Хунань [Peng, 1984]		
Ордовикская	Трсмодокский	Таянзинский горизонт	Формация Инчугу	Dichelepyge sinensis	Onychopyge - Hysterolenus	Kainella meridionalis
				Staurograptus	Формация Панцзэу	Dictyonema ex gr. flabelliforme
Кембрийская	Батырбайский	Добринский горизонт	Формация Сюаньшань	Зона Hysterolenus с Platypeltoides wimani, Diceratopyge mobergi, Rhabdinopleura		Leiostegium (L.) constrictum, Shumardia brevia
				Lotagnostus punctatus	Mictosaukia - Fatocephalus ?Platypeltoides wimani	
Аксайский	Золотокитатский горизонт	Lotagnostus, Hedinaspis	Формация Сюаньшань	Lotagnostus hedini	Формация Шеньцзявань	Euloma taoyuanense-Leiagnostus cf. bexeli
				Acaroceras - Antacaroceras		
Аксайский	Золотокитатский горизонт	Lotagnostus, Hedinaspis	Формация Сюаньшань	Lophosaukia	Формация Шеньцзявань	Lophosaukia
				Hedinaspis		
Аксайский	Золотокитатский горизонт	Lotagnostus, Hedinaspis	Формация Сюаньшань	Lotagnostus punctatus	Формация Шеньцзявань	Lophosaukia
				Hedinaspis		

Система		Северо-Восточный Китай, разрез Даянча [Chen, 1986; Chen et al., 1988; Cooper, 1996]			Австралия, Западный Квинсленд, разрез Блэк Маунтин [Nicol, Shergold, 1991; Shergold, Nicoll, 1992]										
Ярус		Конодонты	Трилобиты	Граптолиты	Ярус	Конодонты	Трилобиты								
Ордовикская	Тремалокский	Формация Ели	<i>Cordylodus angulatus</i> – <i>Chosonodina herfurthi</i>	<i>Amisograptus richardsoni</i> , <i>Staurograptus dichotomus</i> , <i>R. flabelliforme sociale</i> , <i>R. flabelliforme parabola</i> , <i>Rhabdinopora praeparabola</i>	Уоренд	<i>Cordylodus angulatus</i>									
			<i>Cordylodus lindstromi</i> et <i>Iapetognathus</i> n. sp. A			<i>Yosimuraspis</i>		<i>Cordylodus lindstromi</i>							
			<i>Cordylodus intermedius</i>			<i>Leiostegium</i> (<i>Manitouella</i>)									
		<i>Cordylodus proavus</i>	<i>Richardsonella</i> – <i>Platypeltoides</i>			<i>Cordylodus prolindstromi</i>									
		<i>Cambrooistodus</i>	<i>Mictosaukia</i> – <i>Fatocephalus</i>			<i>Hirsutodontus simplex</i>									
	Батырбайский	Формация Фешань	<i>Proconodontus muelleri</i>	<i>Quadraticephalus</i>		Дэлсон		<i>Cordylodus proavus</i>	<i>Cordylodus proavus</i>						
			<i>Proconodontus posterocostatus</i>					<i>Ptychaspis</i> – <i>Tsinania</i>	<i>Proconodontus muelleri</i>	?					
			<i>Proconoconlus tenuiserratus</i>					Пейнтон	Зоны не выделены	<i>Proconodontus posterocostatus</i>	<i>Mictosaukia perplexa</i>				
			Аксай-ский							Цешань	Зоны не выделены	Пре-Пейнтон	Зоны не выделены	<i>Eoconodontus</i>	<i>Neoagnostus quasibilobus</i> / <i>Shergoldia nomas</i>
														<i>Proconodontus muelleri</i>	<i>Sinosaukia impages</i>
<i>Proconodontus posterocostatus</i>	<i>Rhaptagnostus clarki maximus</i> / <i>R. papilio</i> <i>R. bifax</i> / <i>Neoagnostus denticulatus</i>														
						<i>R. clarki prolatus</i> / <i>Caznaia sectatrix</i>									
						<i>R. clarki patulus</i> / <i>Caznaia squamoza</i>									

Система	Ярус	США, Юта, разрез Лаусон Кан; Техас, разрез Лэнк Рэнч [Miller, 1988, 1996, 1997; Miller, Stitt, 1995]		Западный Ньюфаундленд, разрезы Брум Пойнт, Грин Пойнт [Barnes, 1988; Cooper, Nowlan, 1998]		Северо-Западная Сибирь, разрез на р. Куломбе [Розова, 1968; Каныгин и др., 1982] в интерпретации автора						
		Конодонты	Трилобиты	Конодонты	Граптолиты							
Ордовикская	Гремолоцкий	Скаллрок	Rossodus manitouensis	<i>S. woosteri</i>	Группа Kay Хэд	Симфисурина	Няйский горизонт					
			Cordylodus angulatus	Symphysurina bulbosa et Jujuyaspis borealis				Cordylodus angulatus	Rh. flab. anglica			
			Iapetognathus n. sp. 1					Iapetognathus fluctivagus & Cordylodus lindstromi	Rh. flabelliforme parabola			
			Cordylodus lindstromi	Symphysurina brevispicata				Cordylodus lindstromi	Rh. praeparabola			
		Cordylodus intermedius	Clavohamulus hintzei					Cordylodus intermedius	Nyaya nyaensis, Eoapatokephalus nyaicus			
		Hirsutodontus simplex	Missisquoia	Cordylodus caboti				Cordylodus proavus				
		Cordylodus proavus		Clavohamulus elongatus						Cordylodus proavus		
		Fryxellodontus inornatus		Missisquoia typicalis								
		Кембрийская	Батърбайский	Тремпило				Eoconodontus	Hirsutodontus hirsutus	M. depressa	Saukia	Лопарский горизонт Cordylodus aff. proavus, Teridontus nakamurai, Lopeuloma, Plethopeltides, Diceratocephalina
									Cambrooistodus minutus	E. apopsis		
Eoconodontus notchpeakensis	Saukiella junia											
Proconodontus muelleri	Rasettia magna			Proconodontus muelleri	Eoconodontus notchpeakensis	Proconodontus muelleri						
Proconodontus posterocostatus				Proconodontus posterocostatus								
Proconodontus tenuiserratus	Seratogia			Зоны не выделены	Зоны не установлены	Мансийский горизонт Dolgeuloma						
Зоны не выделены		Ketyna ketyensis, Ketyna glabra, Monosulcatina										

Проблема решается просто только с помощью конодонтовых сообществ, по существу однотипных на всех хорошо изученных тепловодных палеошельфах, будь то шельфы Северной Америки, Китая или Австралии. На одну тепловодную фаунистическую область, выделенную по конодонтам (см. главу V), приходится две трилобитовые шельфовые провинции в позднем кембрии [Taylor, 1976] и три — в раннем ордовике [Аполлонов и др., 1992]. Следовательно, корреляция трилобитовых зональных шкал различных провинций может быть осуществлена в результате сопоставления каждой из них с конодонтовой шкалой тепловодной области.

Метод привязки трилобитовых шкал к конодонтовой кажется в решении данной проблемы более надежным и простым, чем сравнительный анализ эндемичных трилобитов, перенесенных с различных палеошельфов в соответствующую глубоководную обстановку и встреченных там в переслаивании с автохтонной фауной *Hedinaspis* (результаты корреляции см. на рис. 39, 40).

Предложенная М. Тейлором модель пространственного распределения трилобитов позднего кембрия, по-видимому, применима и для раннего ордовика. М.К. Аполлонов [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992] выделяет в раннем ордовике (тремадоке) пять провинций (рис. 41). Из них три — экваториальные: Североамериканская, Сибирская, Австрало-Северокитайская, одна — приполярная — Тетигская и одна нотальная — Южноамерикано-Евразийская.

Как в позднем кембрии, так и в раннем ордовике корреляция между провинциями затруднена. Каждая из трех экваториальных провинций включает преимущественно эндемичную шельфовую фауну. Относительно глубоководные сообщества с доминирующими в них оленидами и агностидами характеризуют наиболее протяженную Южноамерикано-Евразийскую провинцию. По аналогии с позднемембрийской провинцией Чаннань, тремадокскую Южноамерикано-Евразийскую провинцию можно рассматривать как своего рода “ловушку” для аллохтонных фаунистических компонентов шельфовых провинций и, следовательно, как основу для их дальнейшего сопоставления.

Теоретически такой путь межпровинциальной корреляции возможен, но практически — довольно сложен. Использование же конодонтовой шкалы, соотнесенной с любой из трилобитовых шкал, значительно упрощает решение данной проблемы (см. рис. 40).

Следующая проблема связана с анализом наиболее существенных изменений в составе трилобитовой фауны в пограничном интервале кембро-ордовика. Известно, что в Северной Америке рубежом таких изменений является граница птихаспидного и хистрикуридного биомеров [Palmer, 1979]. Граница биомеров установлена в платформенной Североамериканской шкале в основании трилобитовой зоны *Corbinia aropis*, совпадающей с подошвой конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*. Важно также, что динамика перемен, произошедших в линиях развития не только конодонтов (см. выше), но и трилобитов на предлагаемой границе систем (основание зоны *proavus*), неравнозначна для разных палеообстановок обитания фауны. Этим обстоятельством в значительной степени и объясняется существование двух версий относительно характера изменения трилобитов на границе птихаспидного и хистрикуридного биомеров.

Первая версия принадлежит А. Палмеру (автору нового варианта объемов трилобитовых биомеров), оценившему рубеж между биомерами как событие-кризис, характеризующийся катастрофически быстрым вымиранием таксонов птихаспидного биомера и столь же быстрым появлением новых таксонов хистрикуридного биомера. Событие такого рода связывалось с глобальными и катастрофическими изменениями окружающей среды, например, с быстрым похолоданием [Palmer, 1979].

Фауна птихаспидного биомера, разнообразная таксономически, но не количественно, практически полностью сменилась таксономически бедными, но многочис-

Стандартная конодонтовая шкала	Провинция								
	Южноамерикано-Евразийская			Австрало-Северо-китайская	Североамериканская	Сибирская			
<i>Cordylodus lindstromi</i>	Трематодские трилобиты Асеровые Нематофорные граптолиты ?	Анизограптолиты	Зона <i>Hysterolenus</i> с <i>Shumardia</i> , <i>Dichelepyge</i> , <i>Macropyge</i> (<i>Macropyge</i>), <i>Boeckaspis</i> , <i>Beltella</i> , <i>Onichopyge</i> , <i>Mictosaukia</i> (?), <i>Platypeltoides wimani</i> , <i>Plicatolina frequens</i>	<i>Yosimuraspis</i>	<i>Dikelokephalina</i>	<i>Symphysurina</i>	Nyaya, Eoparatokephalus nyaicus		
<i>Cordylodus intermedius</i>								<i>Richardsonella-Platypeltoides</i>	<i>Missisquoia</i>
<i>Cordylodus proavus</i>								<i>Mictosaukia orientalis</i> - <i>M. perplexa</i>	<i>Corbinia aropsis</i>
<i>Cordylodus primitivus</i>	<i>Peltura scarabaeoides</i>	Размыв	Зона <i>Lotagnostus</i> с <i>Peltura</i> , <i>Hedinaspis</i> , <i>Charchaia</i> , <i>Saukiella</i> , <i>Promacropyge</i> , <i>Ketyna</i>	Агностидная шкала	<i>Lotagnostus hedini</i>	Размыв	Plethopeltides и эндемики		
<i>Cambrooistodus minutus</i> - <i>Eoconodontus alisonae</i>								<i>? Mictosaukia Fatocephalus Changia</i>	<i>Saukiella serotina</i>
<i>Eoconodontus notchpeakensis</i>									<i>Saukiella junia</i>

Рис. 40. Обобщенная корреляционная схема пограничных отложений кембрия и ордовика [Аполлонов и др., 1992]

ленными по числу особей трилобитовыми сообществами. Новые сообщества включали один-два оппортунистических таксона предшествующей фауны, а также новые, не имеющие предшественников, виды-иммигранты, хорошо приспособившиеся к сильно изменившимся условиям эпиконтинентальных морей, в которые проникли из обстановок открытого шельфа или более глубоководных обстановок, первичных для данных видов [Palmer, 1979]. Рубеж птихаспидного и хистрикуруидного биомеров анализировался А. Палмером только по данным Д. Стита [Stitt, 1971], полученным из разреза Джоинс Рэнч в горах Арбакл Оклахомы.

Последующие исследования, проведенные Р. Людвигсеном и С.Р. Вестропом [Ludvigsen, Westrop, 1983] по материалам тридцати семи коллекций из десяти местонахождений Северной Америки, позволили авторам осуществить детальный анализ трилобитовых биофаций в пограничном кембро-ордовикском интервале и, в свою очередь, несколько иначе оценить динамику фаунистических перемен на границе биомеров. Гипотеза, представляющая событие на границе биомеров как явную катастрофу [Stitt, 1975; Palmer, 1979], была опровергнута. Изменения, произошедшие с фауной на рассматриваемой границе, не относились к разряду катастрофических и не связывались с одним стратиграфическим уровнем. Вымирание кембрийских трилобитов, равно как и обновление фауны новыми таксонами ордовика, охватывали период от начала времени *Corbinia aropsis* до начала времени *Missisquoia typicalis*.

В обстановках открытого шельфа и склона появление новых фаунистических элементов происходило несколько раньше, чем на внутренних шельфах, т.е. на миграцию и замещение таксонов действительно требовалось время. Миграция элементов (таксонов) в сторону кратона сопровождалась (в каждой из биофаций) изменением их относительного содержания. Например, элементы рода *Missisquoia* были впервые отмечены со времени *aropsis* в обстановке открытого шельфа Маккензи, где составляли очень малый компонент биофации *Larifugula*. Позднее (время *depres-*

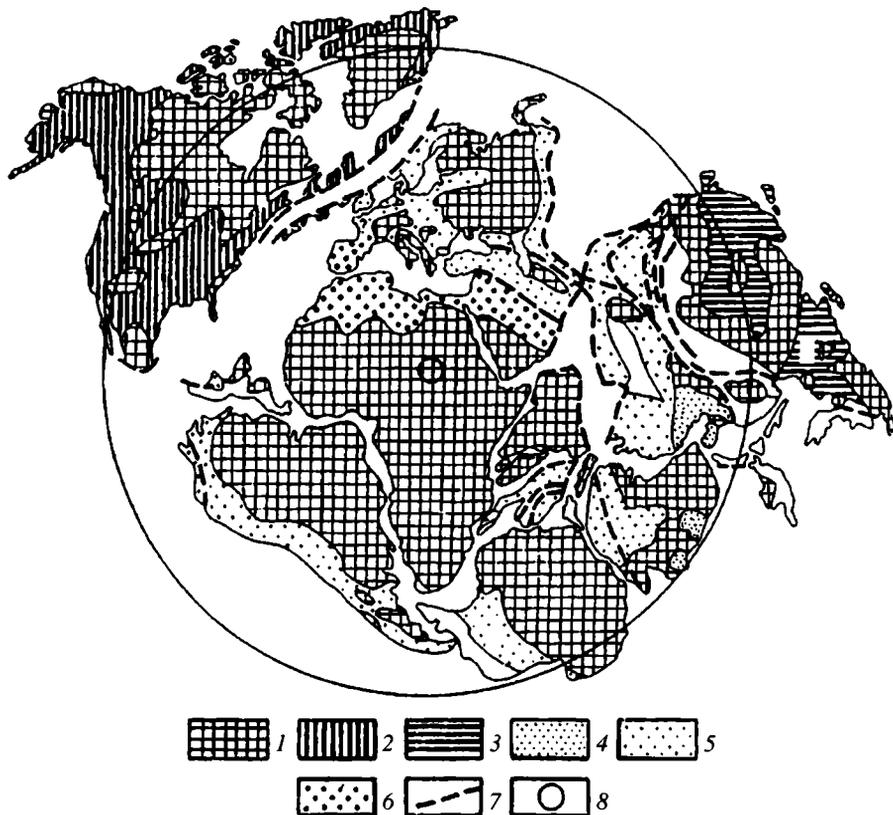


Рис. 41. Реконструкция положения материков и трилобитовые провинции раннего ордовика (составлена М.К. Аполлоновым [Аполлонов и др., 1992])

1 — области древних щитов, лишенных осадков; 2—6 — провинции: 2 — Североамериканская (экваториальная), 3 — Сибирская (экваториальная), 4 — Австрало-Северокитайская (экваториальная), 5 — Южноамерикано-Евразийская (нотальная), 6 — Тетическая (приполярная); 7 — крупнейшие разломы; 8 — Южный полюс

sa, typicalis) относительное содержание элементов *Missisquoia* увеличивалось в биофациях внутреннего шельфа (Оклахома) и, соответственно, уменьшалось в сообществах открытого шельфа и склона (Маккензи).

Что касается снижения таксономического разнообразия фауны, отмечаемого на границе биомеров, то и этот процесс требовал определенного времени (но, естественно, не достиг минимума ко времени *typicalis*). Обычен либо постепенный, либо ступенчатый характер снижения разнообразия таксонов [Ludvigsen, Westrop, 1983]. Пример резкого падения таксономического разнообразия фауны в основании зоны *Corbinia aropis* зафиксирован только в одном местонахождении (Оклахома).

Таким образом, интерпретация события на границе биомеров оказалась противоречивой и свелась к двум версиям. Правильность первой версии подтверждается тем обстоятельством, что, по сути, в любых мелководных отложениях (Северная Америка, Северный Китай или Австралия) на уровне основания зоны *proavus* отмечается кардинальная смена состава трилобитов (см. рис. 40). Ордовикские сообщества трех экваториальных шельфовых провинций в основном представлены иммигрантами, не имеющими предшественников, тогда как оппортунистические элемен-

ты, связанные с кембрийской фауной, единичны или отсутствуют. То есть в тепловодных и мелководных обстановках кратонов на границе систем исчезает практически вся таксономически разнообразная фауна позднего кембрия (эндемичная для каждой из трех шельфовых провинций).

С другой стороны, в относительно глубоководных сообществах обновление таксономического состава происходит на фоне продолжающих существовать таксонов. В отличие от мелководных в глубоководных сообществах ордовика (Южноамерикано-Евразийская провинция) преобладают как раз оппортунистические элементы. Так, многие роды, ранее считавшиеся типично ордовикскими, возникли еще в кембрии (*Hospes*, *Platypeltoides*, *Harpidoides*, *Geragnostus*, *Lejagnostus*, *Niobella*, *Diceratopyge*) или имели там близкие по строению предковые формы (*Macrogyge*, *Euloma*, *Shumardia*).

В Батырбайском разрезе особенно хорошо видно, как на предлагаемой границе систем *Ketyna* сменяется *Euloma* (*Proteuloma*), позднекембрийский подрод *Macrogyge* (*Promacrogyge*) сменяется ордовикским *Macrogyge* (*Macrogyge*), а *Koldinioidia* сменяется *Shumardia* [Чугаева и др., 1989].

Таким образом, переестественность и постепенность в развитии трилобитов Южноамерикано-Евразийской провинции в пограничном интервале очевидна и служит подтверждением второй версии.

Если же проанализировать количество характерных для позднего кембрия таксонов, исчезнувших к данному рубежу в разрезе Батырбай, то из общего числа этих таксонов (*Lophosaukia*, *Saukiella*, *Karataspis*, *Ketyna*, *Koldinioidia*, *Lotagnostus*, *Pseudagnostus*, *Plicatolina* и др.) далеко не все будут иметь отношение к глубоководной обстановке. Часть из них — *Lophosaukia*, *Saukiella* — таксоны, синхронно перетолженные с мелководья и, соответственно, исчезающие на мелководье. Следовательно, при реальной оценке контрастности рубежа в относительно глубоководных отложениях такой анализ нельзя исключить из рассмотрения.

Более контрастно в данной обстановке меняется видовой состав трилобитов. Так, в разрезе Батырбай (к уровню 109 м) исчезают практически все виды позднего кембрия, за исключением *Leiagnostus bexelli* и, возможно, еще одного-двух видов. Кроме *Macrogyge* (*Macrogyge*), *Euloma* (*Proteuloma*) и *Shumardia*, в ордовике Южноамерикано-Евразийской провинции появляются также *Hysterolenus* и *Batyraspis*. Предковые формы для последних неизвестны.

Таким образом, те роды, которые отсутствовали или играли в кембрийских сообществах второстепенную роль, в ордовике (с основания зоны *proavus*) становятся доминирующими. Это — *Macrogyge* (*Macrogyge*), *Diceratopyge*, *Harpidoides*, *Platypeltoides*, *Shumardia*, *Batyraspis*, *Niobella*, *Hospes*, *Euloma* (*Proteuloma*) и чуть позже — *Glyphurus* и *Selenoharpes*. Именно эти роды составляют основу тремадокского комплекса трилобитов в пределах Южноамерикано-Евразийской провинции [Чугаева и др., 1989].

Здесь особенно важно отметить, что основные изменения, произошедшие в конодонтовой фауне в основании зоны *proavus*, совпадают со временем формирования в Южноамерикано-Евразийской провинции трилобитовых сообществ тремадокского облика. Это, очевидно, самый существенный фактор, указывающий на обнаружение наиболее естественной границы систем.

Искомая граница отвечает заметному рубежу и в развитии эндемичных трилобитов шельфовых провинций (см. рис. 40). В Североамериканской провинции птихаспидный биомер сменяется хистрикуридным. Рубежом этих изменений является основание зоны *Corbinia apopsis* [Palmer, 1979]. В Сибирской провинции появляются трилобитовые сообщества с *Nyaya* и *Eopatokephalus* [Розова, 1968]. Менее отчетливо рубеж изменений трилобитовой фауны выражен в Австрало-Северокитайской провинции [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992].

ГРАПТОЛИТЫ

Граптолиты — группа фауны, традиционная для ордовика. Однако именно с ней связаны основные трудности в решении самых разнообразных проблем и, прежде всего, проблемы основания тремадокского яруса и границы систем кембрия и ордовика.

Раннетремадокские планктонные граптолиты стенофациальны. В отличие от предковых бентосных форм (известных с конца среднего кембрия и предпочитающих низкоэнергетические, но мелководные условия обитания) планктонные граптолиты адаптировались к относительно глубоководным и холодноводным обстановкам бассейна или склона. Причем для хорошей сохранности склеропротеиновых рабдосом требовались бескислородные условия. Такие, по аналогии с современными, могли возникать чуть ниже высокопродуктивных, богатых фитопланктоном и кислородом зон, например, немного ниже фотической зоны [Erdtmann, 1982; Demaison, Moore, 1980].

Важно также, что в периоды трансгрессий бескислородные условия могли распространяться до крайнего мелководья (сублиторали) [Erdtmann, 1982]. Например, в раннем ордовике (в пределах относительно высоких палеоширот) на широком и мелководном шельфе западного края Русской платформы (Эстония, Ленинградская область) отмечаются неоднократные и кратковременные инвазии бескислородных водных масс, распространяющиеся от глубоководной депрессии района Осло—Сканиа—Лысых гор. В результате для разрезов Эстонии и Ленинградской области характерно чередование прослоев оболочных песчаников и темных битуминозных диктионемовых сланцев [Kaljo et al., 1986]. Последние и рассматриваются как показатели бескислородных условий, необходимых для сохранности граптолитовых перидерм и возникающих под зонами высокой продуктивности в основном в обстановках склона или бассейновых впадин.

Что касается области обитания планктонных граптолитов, то, по-видимому, она располагалась ниже уровня базиса волн (то есть в низкоэнергетической обстановке) и в то же время — над уровнем бескислородных водных масс [Erdtmann, 1982]. Подъем уровня, разделяющего кислородные и бескислородные толщи, приводил к гибели граптолитов, но при этом гарантировал их фоссилизацию. Для всех диктионем, очевидно, были предпочтительны низкоэнергетические относительно холодноводные высокопродуктивные водные толщи. И, наоборот, высокоэнергетические мелководные и тепловодные условия карбонатных шельфов (= низкие палеошироты) им были особенно противопоказаны. Однако для несиккулированных бентосных форм, таких как *D. flabelliforme kulumbense* и многих видов из Китая, обстановка карбонатакопления оказывалась вполне приемлемой.

Проблема, требующая отдельного рассмотрения, связана с одновременностью появления раннетремадокских граптолитов и трилобитов тремадокского облика. По существу — это проблема основания тремадока. Детально она рассмотрена М.К. Аполлоновым [Чугаева и др., 1989; Аполлонов и др., 1992].

В Северном Уэльсе, Аргентине, Казахстане и Китае установлено, что характерные для тремадока трилобиты появляются раньше нематофорных граптолитов [Rushton, 1982; Harrington, Leanza, 1957; Ергалиев, 1983б; Lai, 1984]. Так, в типовом разрезе тремадока в Северном Уэльсе [Rushton, 1982] целый комплекс типичных для тремадока трилобитов с *Hysterolenus*, *Niobe homphrai*, *Plicatolina frequens*, *Parabolina innotata*, *Shumardia*, *Beltella*, *Proteuloma* и *Dichelepyge* появляется в основании зоны *Acerosare* сепарии мериионет верхнего кембрия, что заметно ниже появления в этом же разрезе нематофорных (сиккулированных) граптолитов *Dictyonema* (= *Rhabdinopora*) *flabelliforme*, определяющих, как известно, основание традиционного тремадока.

Таким образом, два стратиграфических уровня — основание зоны *Acerosare* и основание зоны *Rhabdinopora flabelliformis* — необходимо оценить с точки зрения

значимости происходящих на них фаунистических изменений. Оценка первого из них (основание зоны *Acegocare* = основание зоны *proavus* = основание зоны *aropsis*) ясна. На этом уровне (см. выше) в Южноамериканско-Евразийской провинции появляются трилобиты тремадокского облика; значительно меняются трилобитовые сообщества Сибирской и Североамериканской провинций; происходит существенная перестройка в составе конодонтовых сообществ.

Что касается второго уровня — основания зоны *Rhabdinopora flabelliformis*, то перед тем, как реально оценить происходящие на нем фаунистические изменения, М.К. Аполлонов предлагает особое внимание обратить на уникальность этого уровня и самого подразделения *R. flabelliformis*. Уникальность состоит прежде всего в том, что в граптолитовой зональной последовательности нижнего ордовика [Erdtmann, 1986] не существует подразделения более древнего, чем зона *R. flabelliformis*.

В шкале Великобритании ниже граптолитовой зоны *flabelliformis* мы видим трилобитовую зону *Acerocare* [Cowie et al., 1972; Thomas et al., 1984]. Причина проста: для планктонных *R. flabelliformis* неизвестны предковые формы. Возможно, в период времени *Acegocare* ими являлись планктонные *Radiograptus roserianus* [Fortey, Skevington, 1980], хотя ряд аргументов свидетельствует против такого предположения [Erdtmann, 1982]. И тем более неизвестны конкретные представители группы прикрепленных дендронидов — предков “первых” планктонных граптолитов. Во многом по этой же причине нельзя определить точный уровень появления *R. flabelliformis*, а следовательно, и положение нижней границы одноименной зоны, т.е. основание традиционного тремадока.

Однако в данном вопросе следует учитывать и возможность диахронного появления планктонных граптолитов в различных фациях [Erdtmann, 1982]. Б. Эрдтман предполагает, что глобальное похолодание, с которым связана регрессия времени *Acegocare*, могло стать причиной адаптации бентосных граптолитов к планктонному образу жизни. Затем, в период последующей гляциозватической трансгрессии, наступил процесс быстрой радиации планктонных граптолитов², который происходил по двум направлениям: в сторону кратона и в сторону открытого океана от относительно глубоководных и холодноводных обстановок склона или бассейна, считающихся первичными для зарождения планктона вообще (планктонные граптолиты, планктонные оленидные трилобиты, конодонты).

Трансгрессия, распространяющаяся в сторону кратона с юго-запада на северо-восток от о-ва Эланд до Эстонии и Ленинградской области, представила последовательность диктионем (= рабдинопор): *R. f. sociale*—*R. f. flabelliformis*—*R. f. graptolithinum* [Kaljo et al., 1986] без предшествующих *R. f. parabola* и *R. f. desmograptoides*. При этом в открытоокеанических осадках Северной Норвегии [Bergström, 1980], Западного Ньюфаундленда [Fortey, Skevington, 1980] и в отложениях глубоководной депрессии района Осло—Сканиа—Лысых гор [Bulman, 1954; Tjernvik, 1958; Tomczykowa, 1968] были обнаружены как раз наиболее ранние диктионемы (*R. f. parabola* и *R. f. desmograptoides*), не встреченные на мелководье.

Таким образом, в раннем тремадоке действительно можно проследить разновременность появления планктонных сикულიрованных диктионем при пересечении различных палеообстановок осадконакопления [Erdtmann, 1982]. Таковы особенности зоны *Rhabdinopora flabelliformis* s. l. и ее нижней границы. Вот почему использование “первого” появления *R. flabelliformis* как индикатора границы систем представлялось нецелесообразным.

² Сегодня первые планктонные граптолиты *Rhabdinopora graeparabola* обнаружены (Грин Пойнт, Западный Ньюфаундленд) не в основании зоны *proavus*, т.е. не ко времени предполагаемой адаптации прикрепленных дендронидов к планктонному образу жизни, а несколько позже (чуть выше основания конодонтовой зоны *Iapetognathus fluctivagus*), т.е. ко времени радиации планктона [Cooper et al., 1998; Cooper, Nowlan, 1999].

Кроме того, уровень “первого” появления *R. flabelliformis* может быть определен практически только с помощью конодонтов. В Западном Ньюфаундленде [Barnes, 1988] и Северо-Восточном Китае [Chen, 1986] *R. flabelliformis sociale* появляются чуть выше подошвы конодонтовой зоны *lindstromi*, тогда как в Эстонии — на более низких уровнях — в зоне *intermedius* [Kaljo et al., 1986] или даже в верхней части зоны *proavus* [Kaljo et al., 1988]. Какой из этих уровней является действительно первым, пока неясно.

Не исключена возможность, что первые планктонные граптолиты будут обнаружены в основании зоны *proavus* (= основании зоны *Acegocare*) [Аполлонов и др., 1992], т.е. ко времени адаптации прикрепленных дендроидов к планктонному образу жизни, а не ко времени радиации планктона. Что касается любого из известных уровней “первого” появления рабдинопор (нижняя часть зоны *lindstromi*, зона *intermedius* или верхняя часть зоны *proavus*), то никаких заметных изменений в таких группах фауны, как конодонты или трилобиты, здесь не отмечается. Из вышеизложенного следует несколько положений [Аполлонов и др., 1992]:

1. Определение по граптолитам уровня, соответствующего подошве традиционного тремадока, за пределами типовой местности не всегда корректно.

2. Основание зоны *Rhabdinopora flabelliformis sociale* или зоны *Rhabdinopora flabelliformis parabola* (= подошва традиционного тремадока) непригодно в качестве границы кембрия и ордовика.

3. Таковой может быть только основание зоны *Cordylodus proavus* (= основание зоны *Acegocare* = основание зоны *Corbinia aropis*).

Последний вывод следует из анализа этапности развития основных групп фауны, палеобиогеографических и палеоэкологических закономерностей их распределения, показавших, что существенная перестройка в составе этих групп произошла на рубеже, соответствующем основанию конодонтовой зоны *proavus*.

АБИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Рассмотренная перестройка в составе трилобитовых, конодонтовых, а также граптолитовых (если учитывать время их адаптации к планктонному образу жизни, а не время радиации) сообществ непосредственно связаны с глобальным гляциоэвстатическим событием. Как уже говорилось, это — событие Лэнк Рэнч [Miller, 1984] или событие *Acegocare* [Erdtmann, 1986], начало которого зафиксировано Д. Миллером и Б. Эрдтманом [Erdtmann, Miller, 1981] в основании зоны *proavus* (= основание зоны *Acegocare*).

Батырбайский разрез внес небольшие коррективы: событие Лэнк Рэнч (ЛР) произошло чуть раньше, т.е. со второй фазы времени *Cordylodus primitivus* (см. главу V) [Dubinina, 1991; Дубинина, 1993] (см. рис. 30, 31). В масштабах геологического времени подобное расхождение во времени минимально. Однако сам факт уточнения начала события ЛР имеет принципиальное значение. С одной стороны, он подтверждает ту детальность исследований, которая на данном этапе достигнута в пограничном интервале и, кроме того, демонстрирует, что единственным разрезом, на котором можно было его установить, является батырбайский разрез [Дубинина, 1993].

Этому, очевидно, способствовала относительная маломощность эрозивных процессов на склонах подводной горы Айша-Биби (= Малый Каратау), вероятно, не столь крутых, как континентальные склоны Западного Ньюфаундленда и Центральной Невады. Так в значительной степени объясняется частичная (а может быть и полная) сохранность осадков регрессивной фазы события ЛР в разрезе Батырбай (см. рис. 30). В то же самое время (т.е., в начале события ЛР) на мелководье Североамериканского Мидконтинента, Северного Китая, Австралии и Восточно-Европейской платформы отмечаются перерывы в осадконакоплении.

Анализ конодонтов батырбайского разреза (см. главу V) показал, что перерывы на платформенном мелководье, равно как и потеря отложений, обусловленная мощной эрозией на склонах палеоконтинентов, должны улавливаться уже с середины времени *primitivus* (см. рис. 31).

Причинно-следственная связь абиотических событий (похолодание и регрессии) с биотическими очевидна. Однако это не значит, что границу систем следует проводить в середине зоны *Cordylodus primitivus*³, отвечающей началу гляциоэвстатического события ЛР. В биостратиграфической последовательности в качестве границы кембрия и ордовика выбирается основание зоны *proavus* как рубеж существенной перестройки фауны, мгновенно (в масштабах геологического времени) среагировавшей на абиотические перемены глобального характера.

Интересно выяснить, каким образом следующие за ЛР глобальные события Блэк Маунтин [Miller, 1984] или *Peltocare* [Erdtmann, 1986], а также событие *Seratoruge* отразились на изменении состава фауны. Для конодонтов этот вопрос подробно рассмотрен в главе V. Изменения, происходящие в граптолитовой фауне в связи с перечисленными событиями, детально рассмотрены Б. Эрдтманом [Erdtmann, 1986, 1988]. Они сведены к обобщенной схеме развития граптолитов высокого таксономического ранга (рис. 42). Любой значительный рубеж между этапами развития граптолитов — следствие глобальных событий *Aserogare* (граница систем), *Peltocare* (середина тремадока), *Seratoruge* (граница тремадока и аренига).

Например, появление первых планктонных четырехветвистых нематофорных граптолитов (рабдинопор и стаурографтусов) связано с начальной фазой глобальной трансгрессии, последовавшей за регрессией времени *Aserogare*. Дальнейшее развитие трансгрессии между двумя регрессивными фазами *Aserogare* и *Peltocare* привело к появлению трехветвистых анизографтид. Примерно к середине тремадока, т.е. ко времени, отвечающему как раз максимуму трансгрессии, анизографтиды проникли на карбонатные и тепловодные шельфы⁴. До этого времени планктонные граптолиты были известны в пределах низких палеоширот только в относительно глубоководной обстановке, но никак не на карбонатных шельфах.

В период новой трансгрессии после регрессивного события *Peltocare* = Блэк Маунтин (БМ) граптолиты приобрели двухветвистых представителей в линиях развития аделографтид, бриографтид и преклонографтид. Что касается раннеаренигской трансгрессии после события *Seratoruge*, то с ней связаны довольно существенные изменения граптолитов, лишившихся битеки. Это клонографтиды, дидимографтиды, дихографтиды и др. [Erdtmann, 1986, 1988].

Точное соотношение граптолитовых и конодонтовых зон в интервале от основания зоны *proavus* до нижнего аренига включительно (зона *evae*) во многом остается неясным. Предварительное сопоставление обеих шкал проведено главным образом на основе изучения конодонтов и граптолитов в разрезах Северной Эстонии, Ленинградской области [Kaljo et al., 1986, 1988; Попов и др., 1989; Dronov et al., 1995], Западного Ньюфаундленда [Barnes, 1988] и Северо-Восточного Китая (Даянча) [Chen, 1986; Chen, Gong, 1986].

Интересным фактом считалось обнаружение в разрезе Тынисмяги Северной Эстонии подвидов *Rhabdinopora flabelliformis* (*R. f. desmograptoides*, *R. f. sociale*, *R. f. flabelliformis*) в верхней части зоны *proavus* [Kaljo et al., 1988]. Здесь не идет речь о последовательности перечисленных подвидов *R. flabelliformis*, поскольку все они встречены на одном стратиграфическом уровне. Кроме того, в их числе нет наиболее раннего подвида, т.е. *R. f. parabola*, известного, например, из отло-

³ На этом же уровне в разрезе Батырбай зафиксирована и палеомагнитная инверсия [Ripperdan, Kirschvink, 1988].

⁴ Вот почему трехветвистые анизографтиды известны не только в атлантическом, но и в тихоокеанском типах разрезов [Цай, 1988а, б].

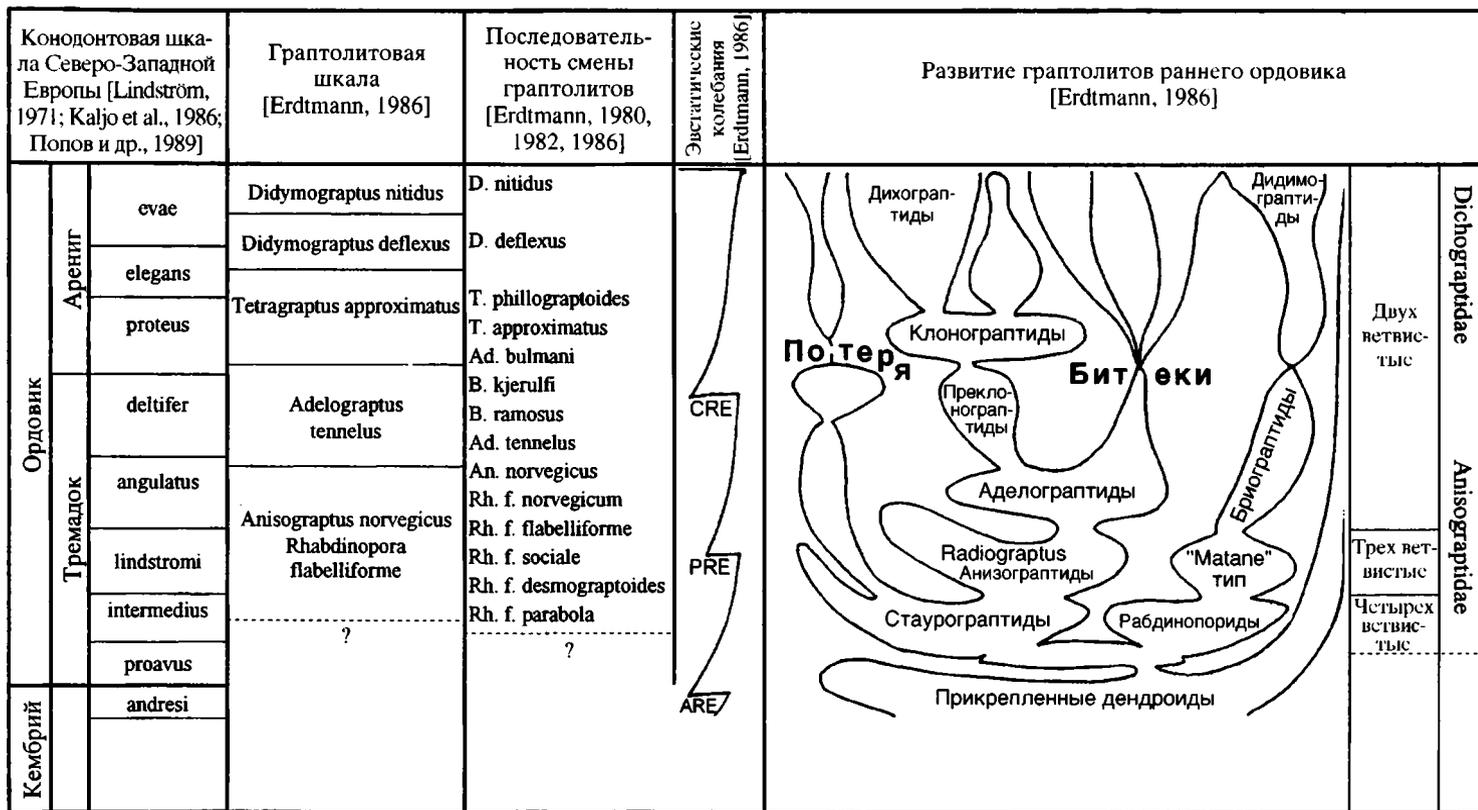


Рис. 42. Схема сопоставления биотических и абиотических событий на пограничном интервале кембро-ордовика до раннего аренига включительно [Erdtmann, 1986] с привязкой к конодонтовой шкале Северо-Западной Европы

Эвстатические события: ARE — Acerocare (=Лэнк Рэнч); PRE — Peltocare (=Блэк Маунтин); CRE — Ceratopyge

Ярус	Граптолитовые зоны	Конодонтовые зоны	Эвстатические события
Арениг	Tetragraptus approximatus & Tetragraptus phyllograptoides	Paroistodus elegans	CRE
	"Пост" тремадок	Hunnegraptus copiosus Araneograptus murayi	
Верхний тремадок		Kiaerograptus supremus	
	Bryograptus	?	
	Adelograptus tenellus	P. deltifer pristinus	
Нижний тремадок	Rhabdinopora anglica	C. angulatus	
	Rhabdinopora flabelliformis	C. lindstroemi	BMEE
	Rhabdinopora parabola		
	Прикрепленные дендрониды	C. intermedius C. proavus C. andresi Eoconodont.	ARE LREE ?

Рис. 43. Сопоставление граптолитовой и конодонтовой шкал Европы и основных абиотических событий на пограничном интервале кембро-ордовика до раннего аренига включительно [Erdtmann, 1995]

LREE — эвстатическое событие Лэнк Рэнч; ARE — регрессивное событие Aserogare; BMEE — эвстатическое событие Блэк Маунтин; PRE — регрессивное событие Peltocare; CRE — регрессивное событие Ceratorpoge. Названия: "эвстатическое событие" дано по [Miller, 1984, 1992], "регрессивное событие" — по [Erdtmann, 1986]

жений депрессии Осло [Bulman, 1954], Сканиа [Tjernvik, 1958], Лысых гор [Tomczukowa, 1968].

Вопрос в другом: действительно ли перечисленный набор подвидов *R. flabelliformis* соответствует верхней части зоны *proavus*? В разрезе Тынисмяги подвиды *R. flabelliformis* встречаются практически на одном уровне с *Isapetognathus preaengensis*, причем последний известен только с основания зоны *Cordylodus lindstromi* [Fortey et al., 1982]. В таком случае Тынисмяги оказывается в числе тех разрезов, к которым

Система	Граттолиты	Конодонты	Эвстатические события	Британия	Северная Америка	Австралия	Казахстан	Китай
Ордовик	<i>Rhabdinopora flabelliformis anglica</i>	<i>Cordylodus angulatus</i>	4	Тремадок (определенный на данный момент)	Айбекс	Ланцефилд	Тремадок	Ксинчань
	487 млн лет <i>Anisograptus matanensis</i>							
	<i>R. f. parabola</i>	<i>Iapetognathus fluctivagus</i>				Уоренд		
	<i>R. praeparabola</i>							
Кембрий	490 млн лет	<i>C. lindstromi</i> s.l.	3	Мерионет	Тремпило	Пэйнтон	Батырбай	Феншань
	(Отсутствие планктонных граттолитов)	<i>C. intermedius</i>	2					
		<i>Cordylodus proavus</i>	1					
		<i>Eoconodontus</i>						
	495 млн лет	<i>Proconodontus</i>						

Рис. 44. Корреляция предложенной МРГ границы для основания ордовикской системы [Cooper, Nowlan, 1999]

1 — эвстатическое событие Лэнк Рэнч (многократное); 2, 3 — регрессивное событие Асеросаре (многократное событие); 4 — регрессивное событие Блэк Маунтин

относятся Даянча Северо-Восточного Китая и Грин Пойнт Западного Ньюфаундленда, где “первые” нематофорные граптолиты появляются чуть выше основания зоны *lindstromi* [Chen, 1986; Barnes, 1988].

Решение вопроса первого появления нематофорных граптолитов в разрезах Эстонии и Ленинградской области осложняется еще и тем обстоятельством, что мелководные отложения кембро-ордовика Балтийско-Ладожского глинта характеризуются большим количеством перерывов в осадконакоплении.

В целом, по схеме Б. Эрдтмана, соотношение конодонтовых и граптолитовых подразделений прогнозируется таким образом [Erdtmann, 1980, 1982, 1986, 1988] (см. рис. 42): 1) на уровне зоны *intermedius* или еще ниже — в верхней части зоны *proavus* — не исключается возможность обнаружения (в разрезах атлантического типа) четырехветвистых рабдинопор и стаурографтусов; 2) появление трехветвистых анизографтид⁵ (*Anisograptus richardsoni*, *A. norvegicus*) возможно на уровне верхней части зоны *Cordylodus lindstromi* или чуть выше (в основании зоны *angulatus*); 3) двухветвистые аделографтиды, биографтиды и преклонографтиды характерны для времени *angulatus* и *deltifer*. Наиболее ранние из них — *Adelograptus tenellus* и *Bryograptus Ramosus*; 4) лишенные битеки клонографтиды, дидимографтиды, дихографтиды и др. — представители раннего аренига (время: *proteus*, *elegans*).

В дальнейшем Б. Эрдтман [Erdtmann, 1995], отдавая все же предпочтение традиционному подходу к определению основания тремадока, иначе представляет соотношение конодонтовых и граптолитовых подразделений (рис. 43). Здесь учтены данные о появлении *Rhabdinopora parabola* чуть выше основания зоны *lindstromi* в Грин Пойнт Западного Ньюфаундленда и результаты пересмотра последовательности абиотических событий, в которой Лэнк Рэнч и *Acerocare*, а также Блэк Маунтин и *Peltocare* рассмотрены в качестве самостоятельных событий [Miller, 1992; Erdtmann, 1995].

Традиционный подход к определению границы систем нашел свое подтверждение в недавнем решении МРГ [Cooper, Nowlan, 1999] (см главу I). Граница определена в стратотипическом разрезе Грин Пойнт Западного Ньюфаундленда в основании конодонтовой зоны *Iapetognathus flustivagus*, т.е. немного ниже традиционного граптолитового уровня с *Rhabdinopora f. parabola* (рис. 44).

Подводя итог, отметим, что, придерживаясь в работе как раз нетрадиционного подхода к определению границы систем, проводя анализ биотических и абиотических событий в пограничном интервале и оценивая масштабность каждого из них, нам удалось установить наиболее естественную границу систем. Искомая граница кембрия и ордовика соответствует в конодонтовой шкале основанию зоны *proavus* [Чугаева и др., 1989; Dubinina, 1991; Аполлонов и др., 1992; Дубинина, 1994]. При этом встает также вопрос об изменении объема тремадокского яруса, т.е. о понижении его нижней границы до уровня появления тремадокских трилобитов (= основание зоны *proavus*). В данной работе обосновывается и поддерживается именно такое решение проблемы границы систем и непосредственно связанной с ней проблемы тремадокского яруса.

⁵ Данный рубеж предлагается Д.Т. Цаем [1988 а, б] в качестве границы систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований разработана детальная зональная стратиграфия верхнего кембрия и нижнего ордовика Казахстана по конодонтам и обосновано положение границы кембрийской и ордовикской систем.

Основные результаты исследований сводятся к следующему.

Установлена последовательность конодонтовых зон в верхнем кембрии и нижнем ордовике Казахстана на основе послойного изучения опорного карбонатного разреза Батырбай Малого Каратау (Южный Казахстан) и кремнисто-карбонатных разрезов Северо-Западного Прибалхашья (Центральный Казахстан), что позволило уточнить возраст местных стратиграфических подразделений.

Предложенный вариант зональной шкалы состоит из четырнадцати подразделений (двенадцать зон и два подразделения типа “слой с фауной”); три зоны установлены впервые. В основе шкалы лежит последовательность смены конодонтовых комплексов, связанных между собой преемственностью развития, что в первую очередь относится к индекс-видам.

В результате корреляции конодонтовых шкал верхнего кембрия и нижнего ордовика Казахстана, Северной Америки, Китая, Австралии и Европы установлено, что стандартная последовательность зон субглобальной протяженности может быть прослежена только в пограничном интервале и включает пять подразделений: зоны *poischraekensis*, *proavus*, *intermedius*, *lindstromi* и *angulatus*. В остальном шкалы разных регионов мира отличаются друг от друга в большей или меньшей степени, что связано с провинциализмом в распределении конодонтов и их зависимостью от фаций.

Сравнение одновозрастных конодонтовых сообществ из разных палеообстановок обитания позволило, с одной стороны, определить особенности конодонтовых ассоциаций Южного и Центрального Казахстана, а с другой — выявить общие закономерности пространственного распределения конодонтов позднего кембрия и раннего ордовика.

Кроме ранее предложенных [Miller, 1984] холодноводной и тепловодной фаунистических областей, выделена переходная область, включающая открытые морские акватории низких—средних палеоширот, прослеженные в Южном Казахстане и по периферии древних континентов (Западный Ньюфаундленд, Северо-Западный Вермонт, Запад Маккензи, Центральная Невада, Аргентина, Юго-Восточный Китай). Переходная область отличается от двух других количественным и качественным разнообразием долгоживущих прото- и паракондонтов, известных здесь вплоть до позднего тремадока или раннего аренига; эуконодонтами *Eoconodontus alisonae* и *Cordylodus primitivus* в позднем кембрии; комплексом *Juanognathus* в среднем арениге; редкими угнетенными элементами тепловодной области.

Сопоставление шкал тепловодной и холодноводной областей достигается с помощью пока немногочисленных вариантов шкал переходной области. К их числу относится и конодонтовая шкала Южного Казахстана (опорный разрез Батырбай). “Сарыкумская” и “бурубайтальская” (Центральный Казахстан) — соответственно варианты шкал холодноводной области.

Дана характеристика прото-, пара-, эуконодентов и оценка их стратиграфического значения.

Выявлены общая направленность и этапы развития эуконодентов трех основных линий — *Proconodontus*, *Teridontus* и *Hirsutodontus*. Это позволило оценить перспективы использования каждой из линий для зонального деления верхней части верхнего кембрия—нижнего ордовика в пределах трех палеобиогеографических областей (холодноводной, тепловодной и переходной).

Обосновано выделение линии *Hirsutodontus* как самостоятельной, развивавшейся с позднего кембрия (начало батырбайского века) независимо от линии *Teridontus*.

Подтверждено предположение о существовании дотремпильтонской части линии *Teridontus*. Для нее можно ожидать относительно высокую скорость развития и рассчитывать на ее использование для зональной стратиграфии нижней части верхнего кембрия.

Показано, что эволюционные переходы между представителями эуконодентов, установленные в опорном разрезе Батырбай, а именно: *Eoconodontus notchpeakensis*—*Eoconodontus alisonae*; *Eoconodontus notchpeakensis*—*Cordylodus primitivus*; *Prioniodus deltatus longibasis*—*Prioniodus elegans*, могут быть использованы не только для выделения зон в самом разрезе, но и для дегугализации зональных шкал верхнего кембрия—нижнего ордовика переходной палеобиогеографической области в целом.

Выделено пять этапов в развитии конодентов: позднеаксайский, батырбайский, раннетремадокский, позднетремадокский и раннеаренигский, позволяющие объективно подойти к выделению подразделений общей и региональной шкал верхнего кембрия—нижнего ордовика.

Сопоставление зональных шкал по конодонтам, трилобитам и граптолитам сопровождалось анализом наиболее существенных изменений, произошедших для каждой из этих групп фауны в пограничном интервале кембро-ордовика. Показано, что рубеж наиболее заметной перестройки в составе этих групп коррелируется с основанием конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*, предложенным в работе в качестве границы систем.

При детальном анализе конодонтовых ассоциаций разреза Батырбай удалось установить, что глобальное эвстатическое событие Лэнк Рэнч (ЛР) началось со второй фазы времени *Cordylodus primitivus*, а не с начала времени *Cordylodus proavus*, как считалось ранее [Miller, 1984].

Итак, начало события ЛР (середина зоны *primitivus*) и фаунистические изменения в основании зоны *proavus* (граница систем) — не совпадающие, хотя и близкие по времени события. Первое событие сменяется вторым через очень короткий промежуток времени, соответствующий второй фазе времени *Cordylodus primitivus* и измеряемый, по-видимому, тысячами лет. В масштабах геологического времени подобное расхождение во времени минимально. Однако сам факт уточнения начала события Лэнк Рэнч имеет принципиальное значение:

1) он подтверждает ту детальность исследования, которая достигнута на данном этапе в пограничном интервале;

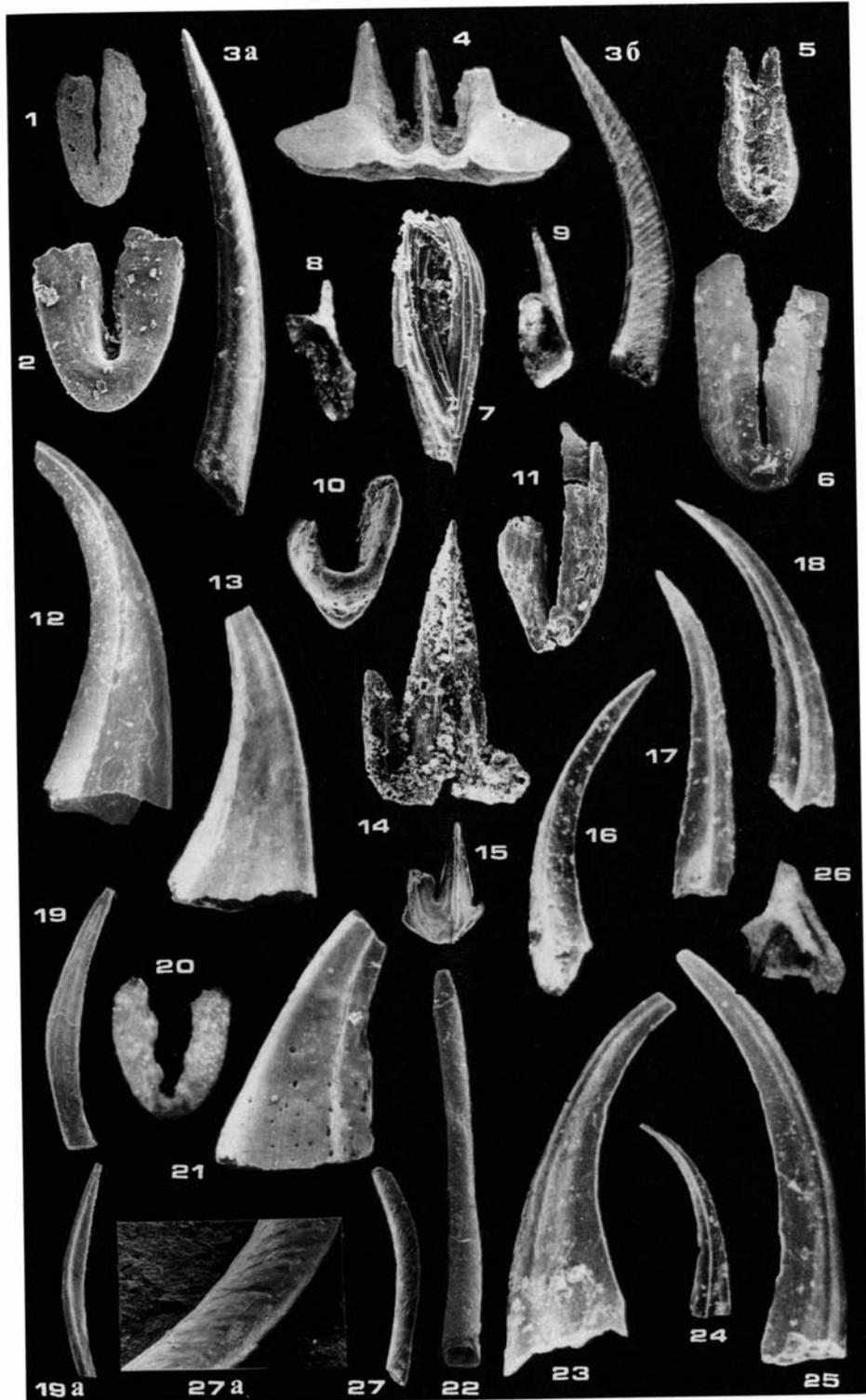
2) демонстрирует, что единственным разрезом в мире, на котором можно было его установить, является разрез Батырбай;

3) показывает, что перестройку в конодонтовых и трилобитовых сообществах на границе систем (основание зоны *proavus*) можно рассматривать как непосредственное следствие этого события.

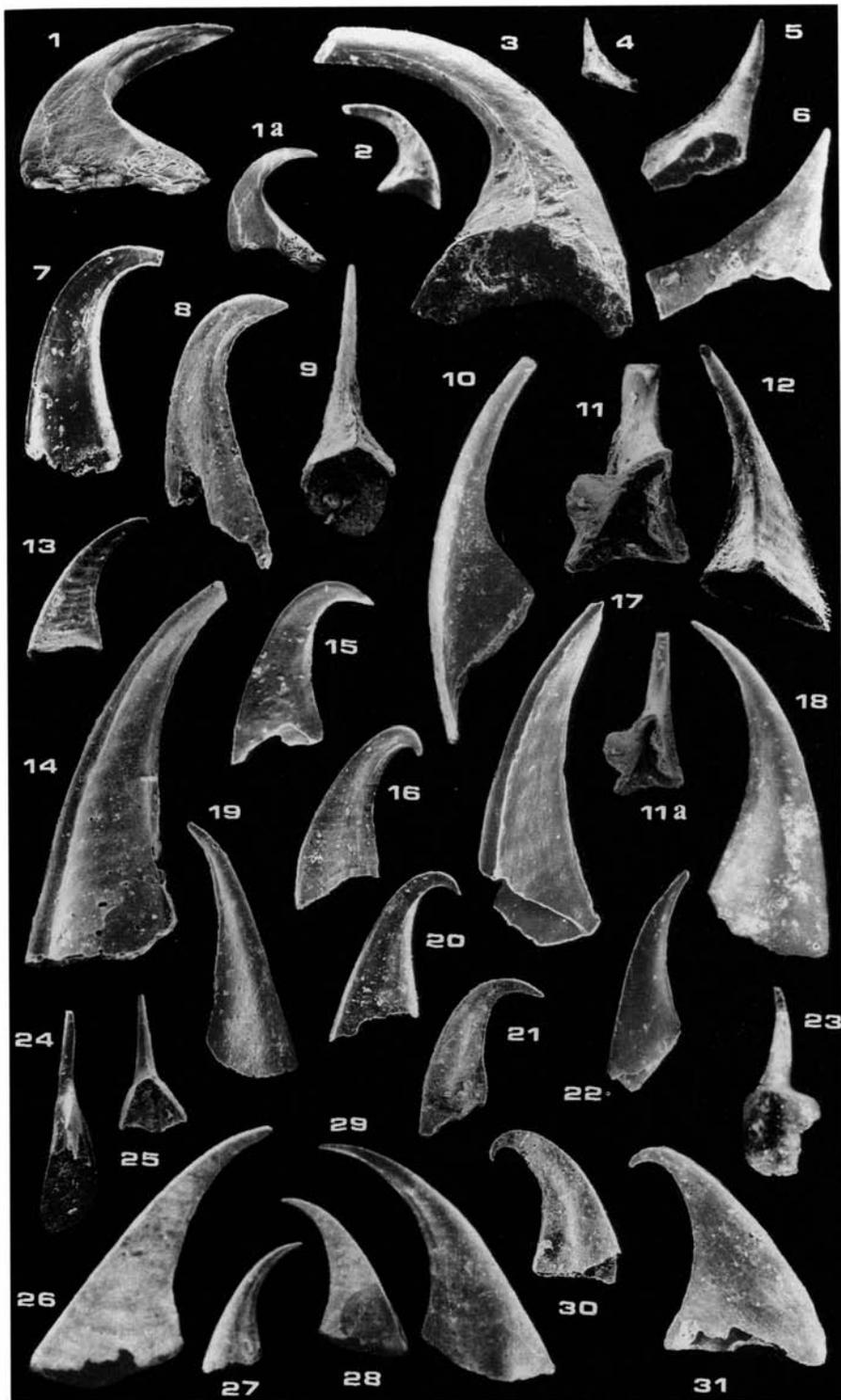
В работе впервые монографически описаны конодонты пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана из опорного разреза Батырбай.

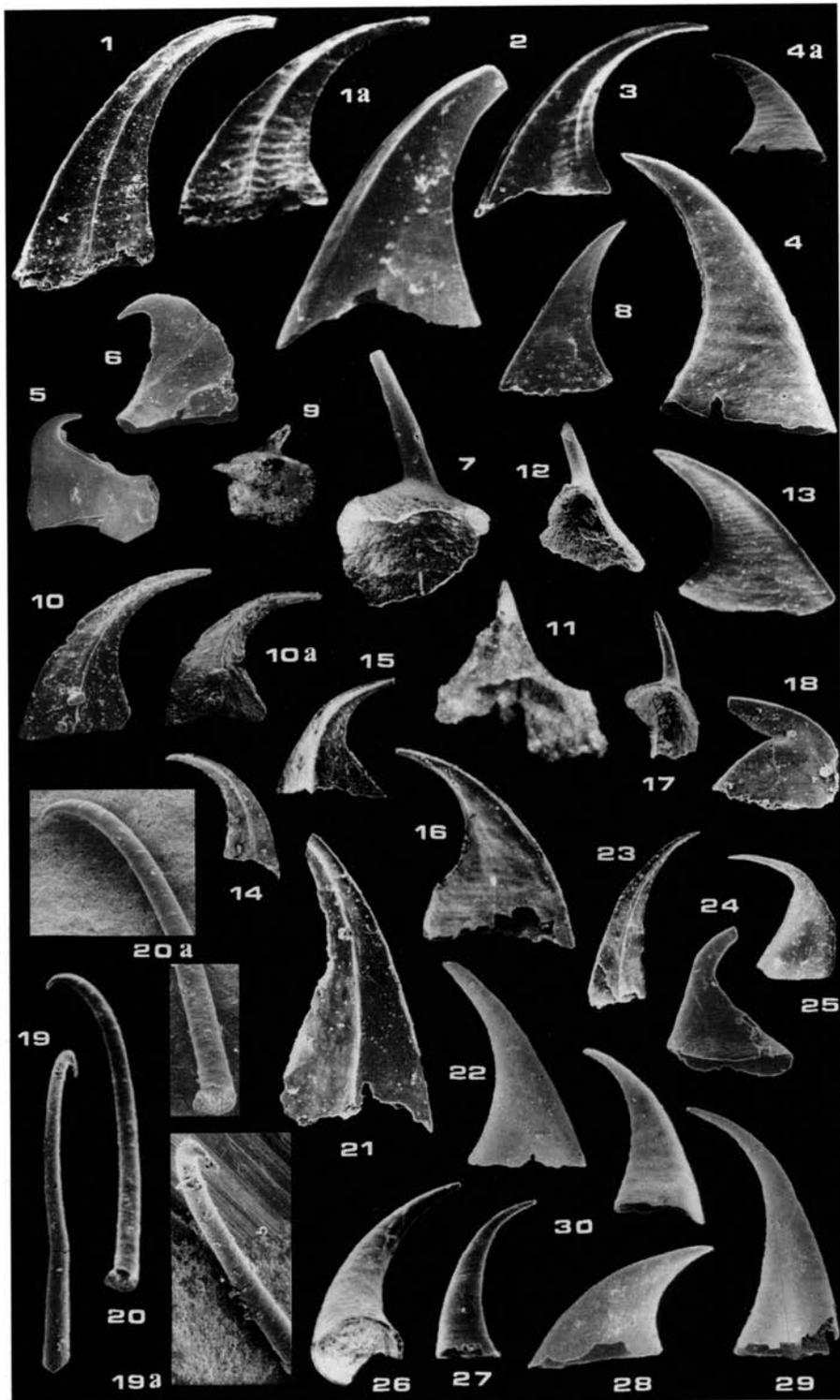
Описаны три группы конодентов: прото-, пара- и эуконодонты: 109 формальных и мультиэлементных видов, отнесенных к 41 роду, из которых новых — два

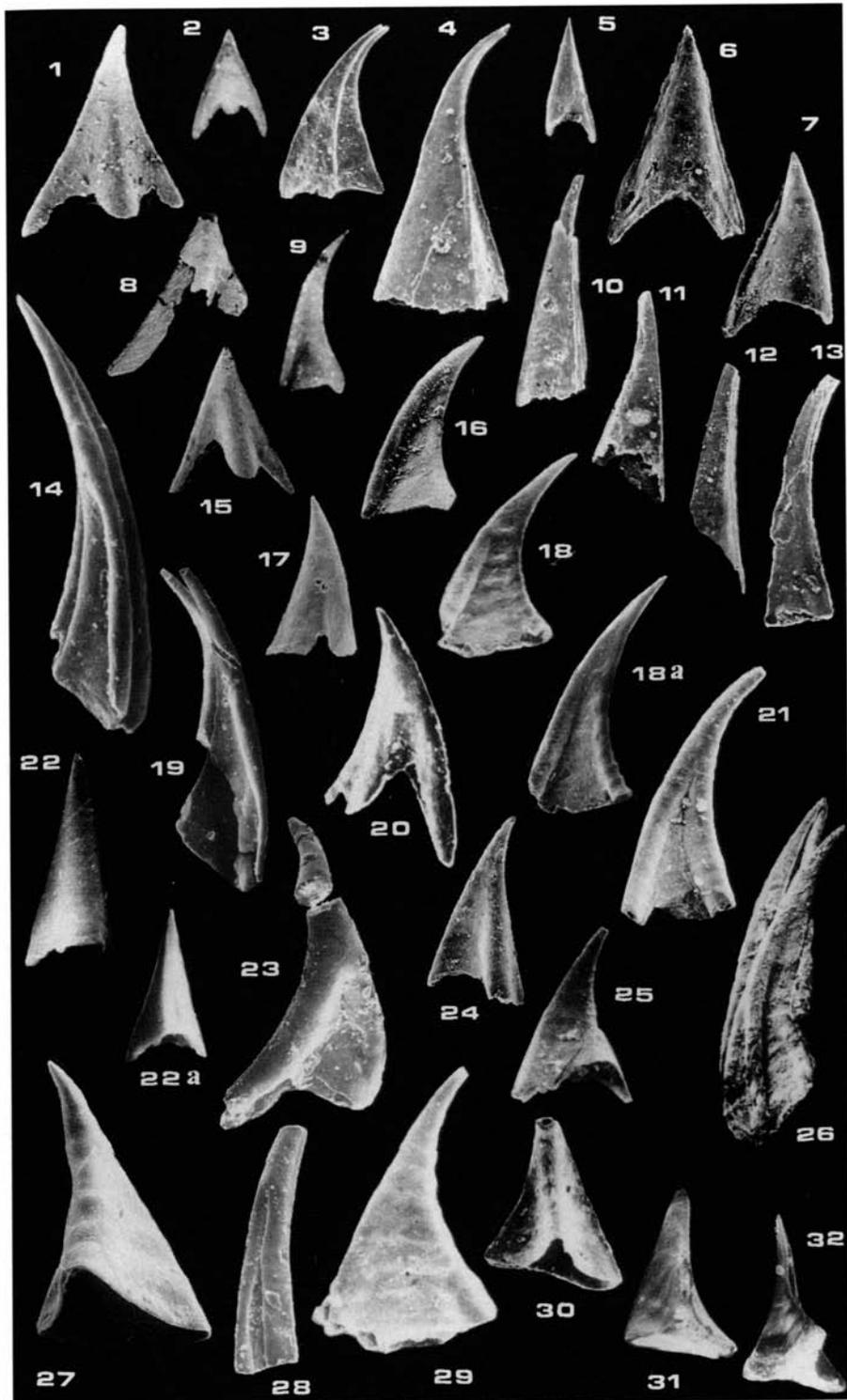
рода (*Barnesodus* gen. nov., *Viirodus* gen. nov.), 19 видов (*Phakelodus?* *cavatus* sp. nov. — протоконодонт; "*Barnesodus*" *gibber* sp. nov., "*B.*" *planus* sp. nov., "*B.*" *rostratus* sp. nov., "*Proacontiodus*" *anisolobus* sp. nov., "*P.*" *concavus* sp. nov., "*P.*" *deplanatus* sp. nov., "*P.*" *memorabilis* sp. nov., "*P.*" *milleri* sp. nov., "*P.*" *multicostatus* sp. nov., "*P.*" *pteroideus* sp. nov., "*P.*" *sagittalis* sp. nov., "*P.*" *secundacostatus* sp. nov., "*Prooneotodus*" *mitriformis* sp. nov., "*Viirodus*" *complanatus* sp. nov., *Viirodus impressus* sp. nov., "*V.*" *inevolutus* sp. nov., "*V.*" *insuctus* sp. nov. — параконодонты и *Mamillodus ruminatus* sp. nov.) и три подвида ("*Proacontiodus*" *latus* entis subsp. nov., *Prooneotodus terashimai kazakhstanica* subsp. nov., *Viirodus impressus tortus* subsp. nov. — параконодонты). Два рода — род *Proacontiodus* An, 1982 и род *Hirsutodontus* Miller, 1969 — переописаны.

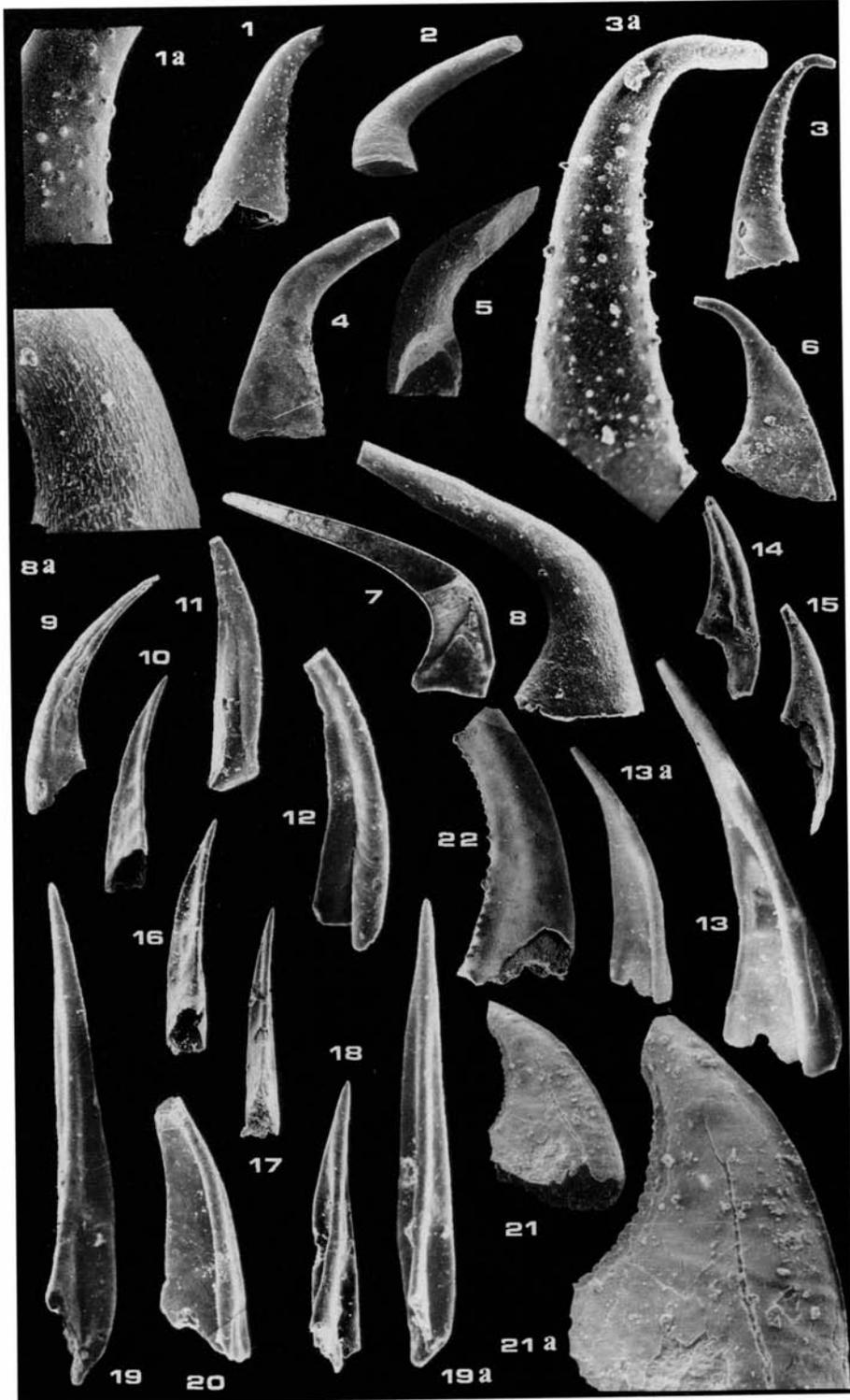


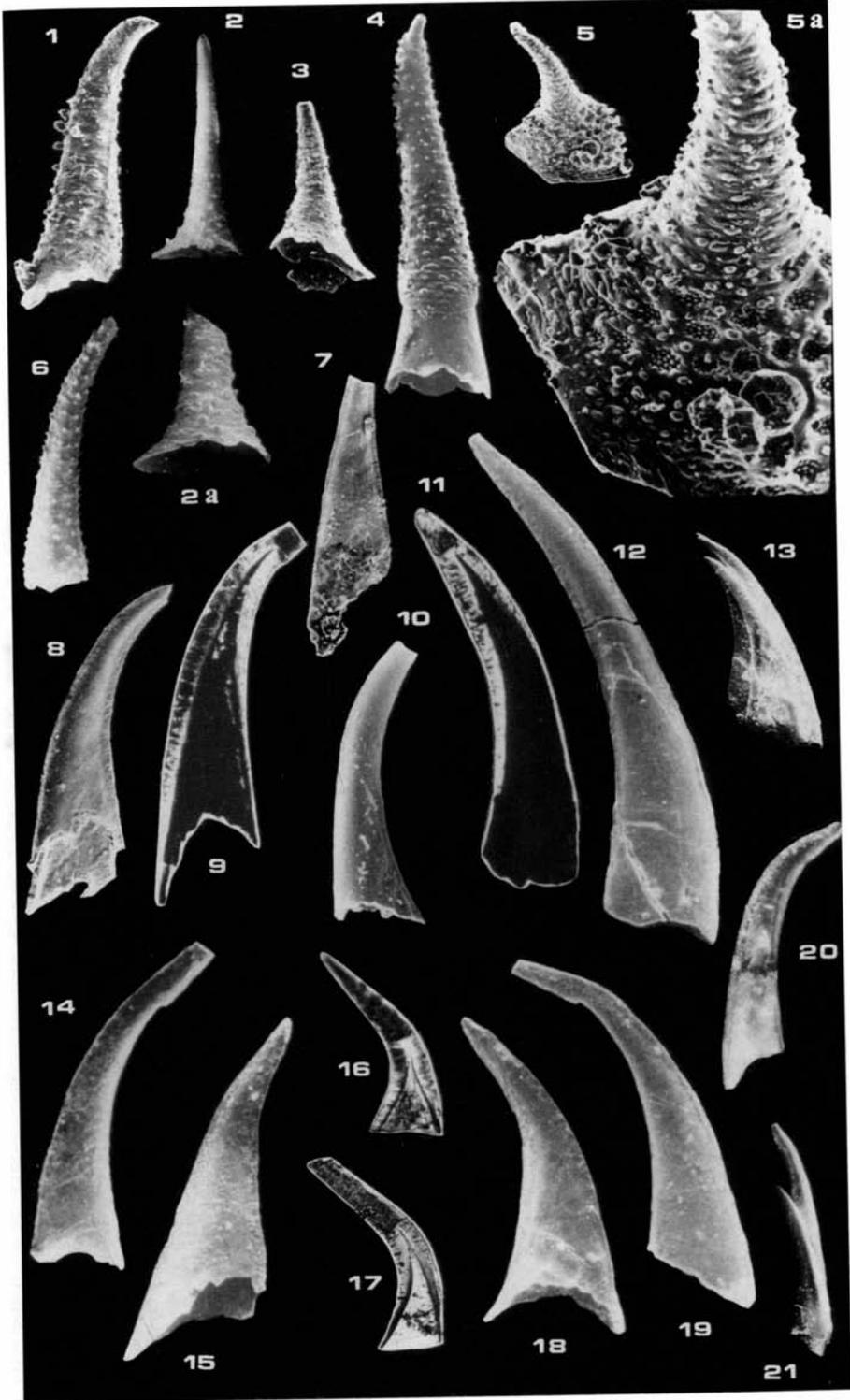


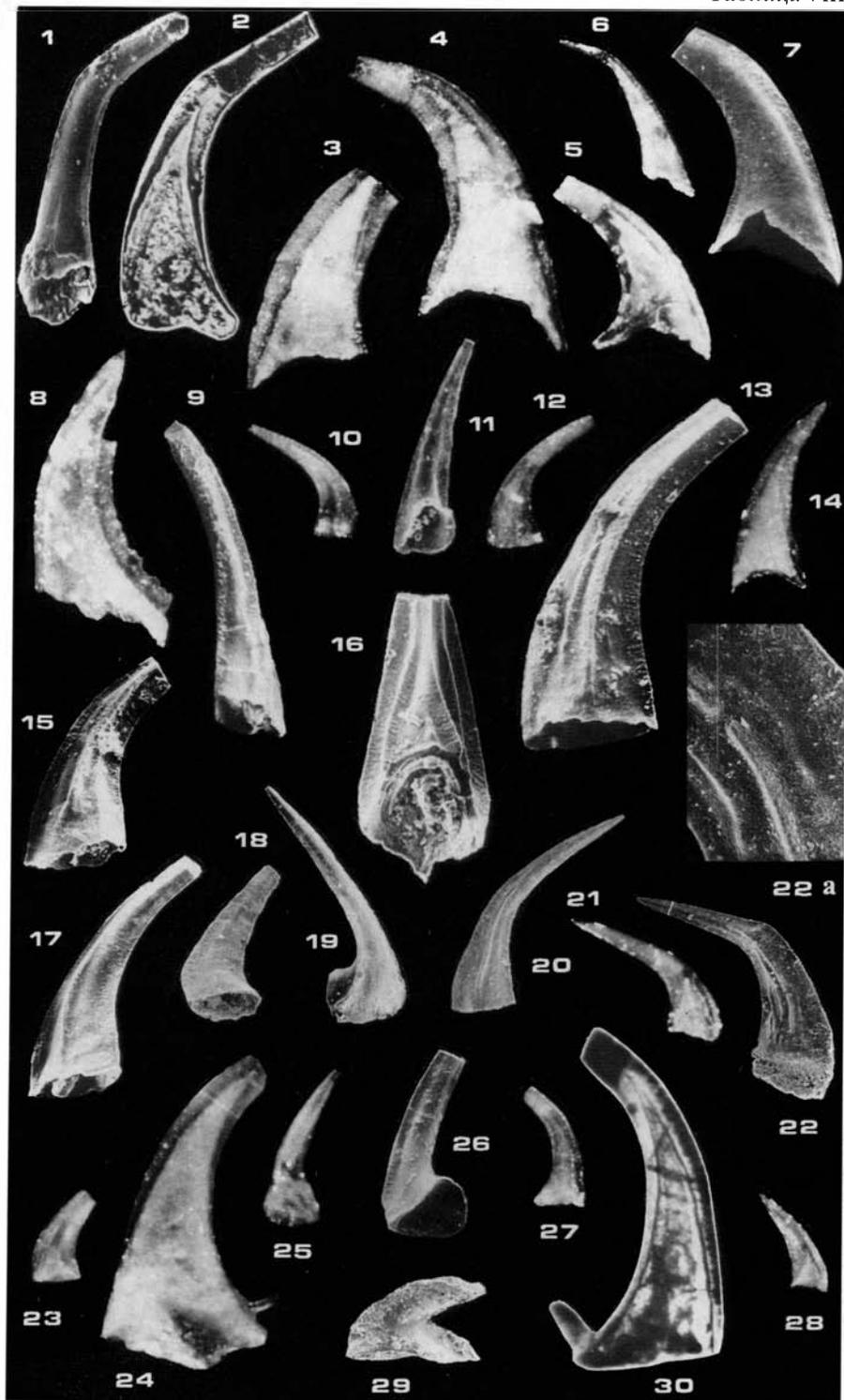


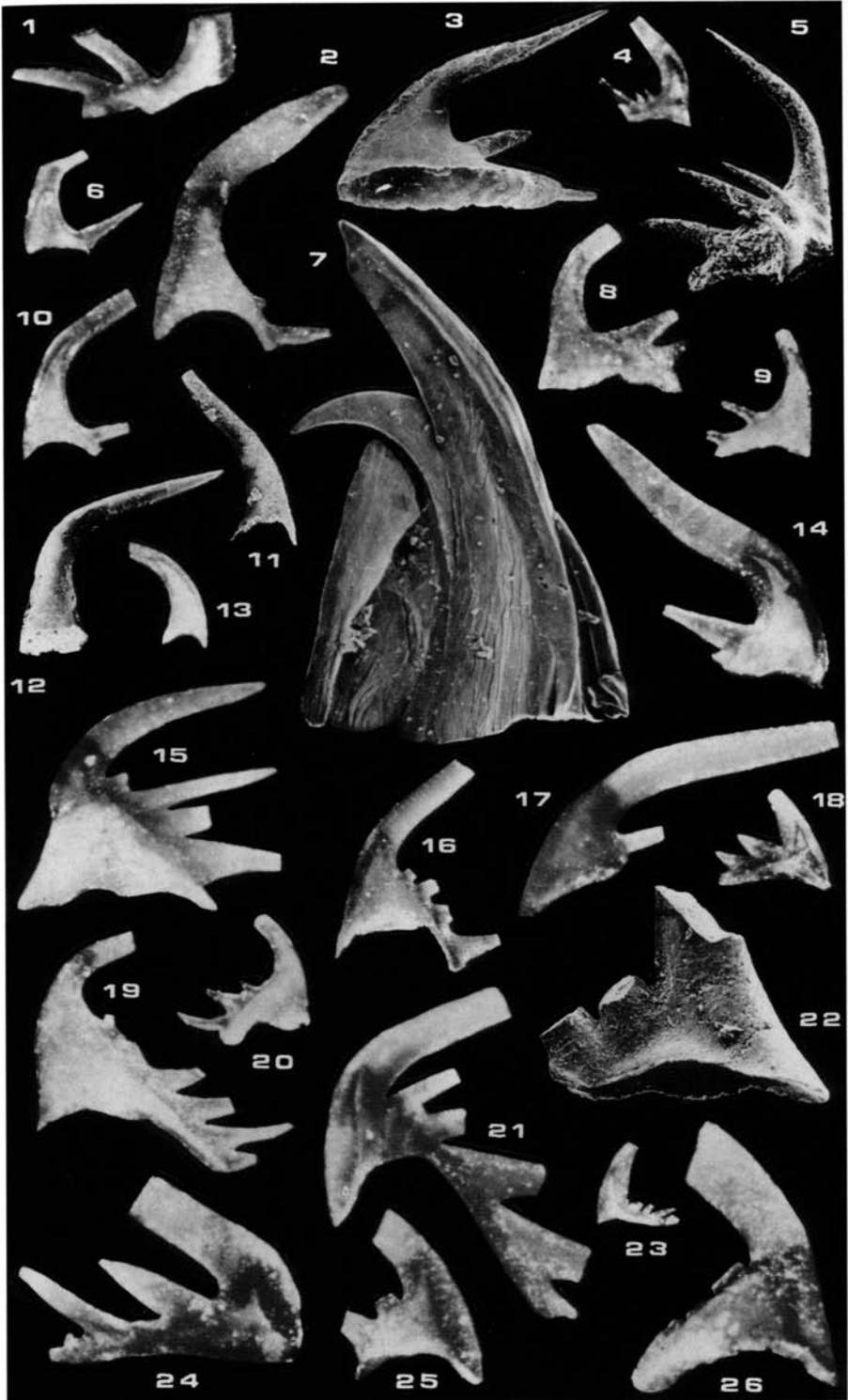




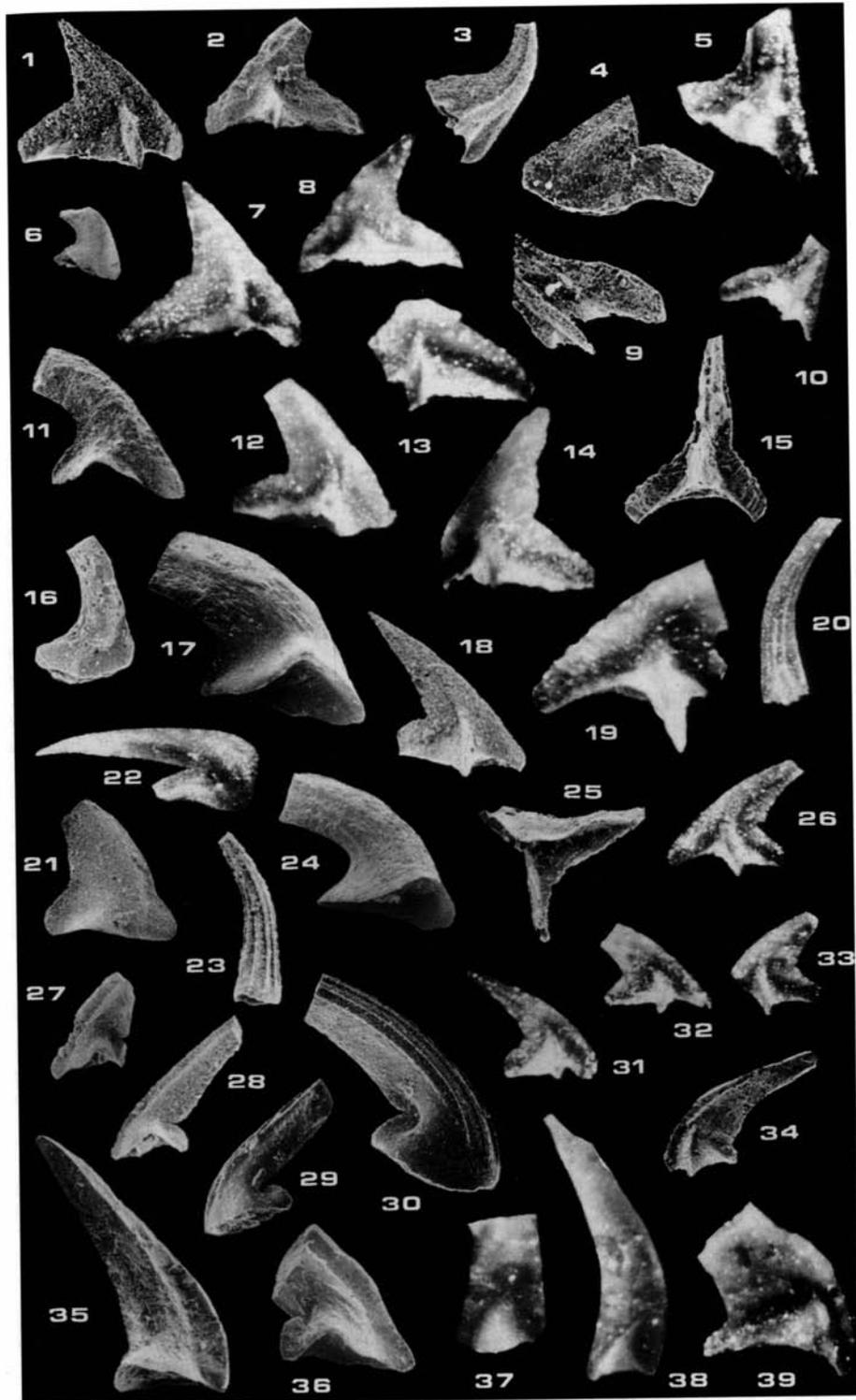


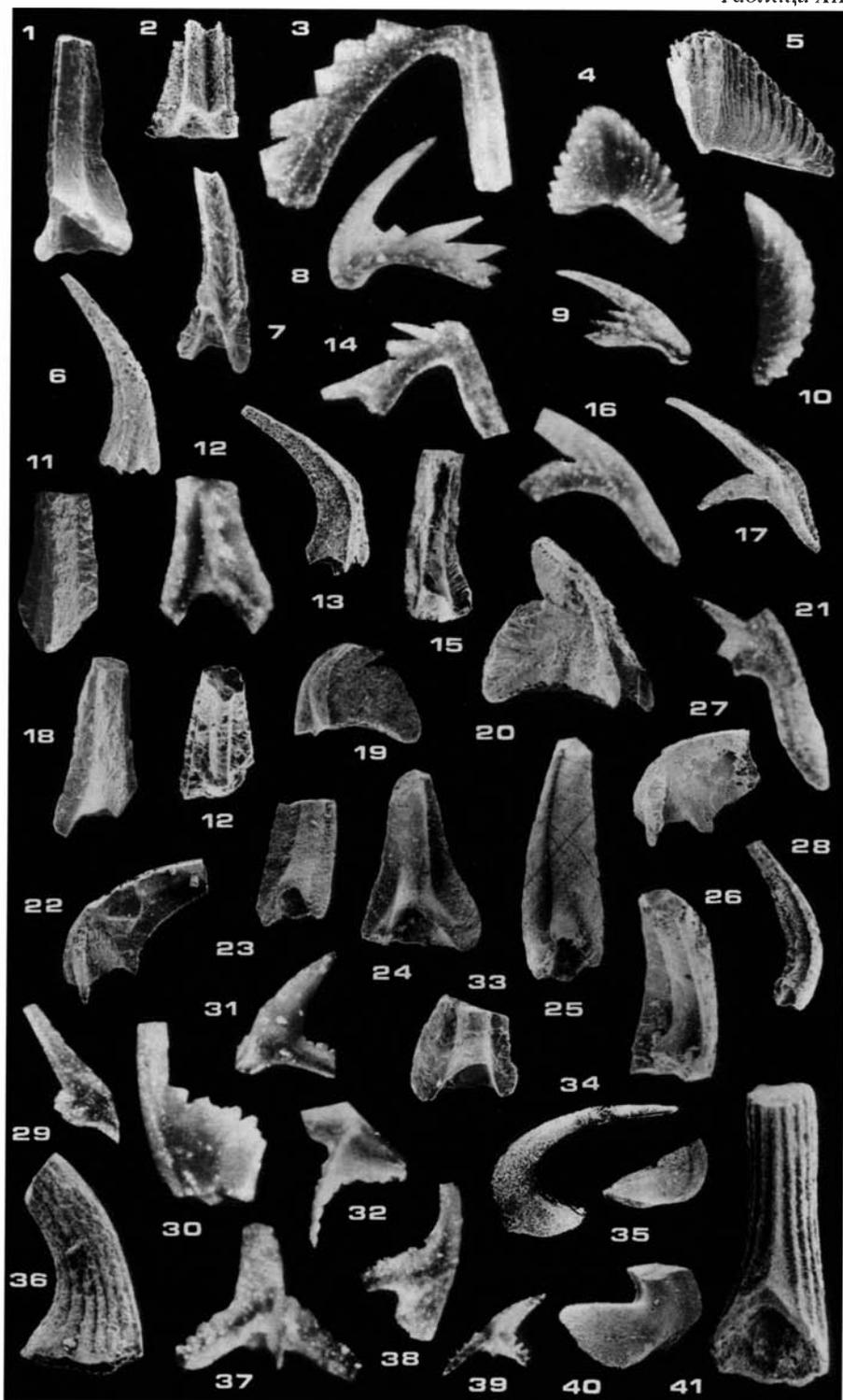


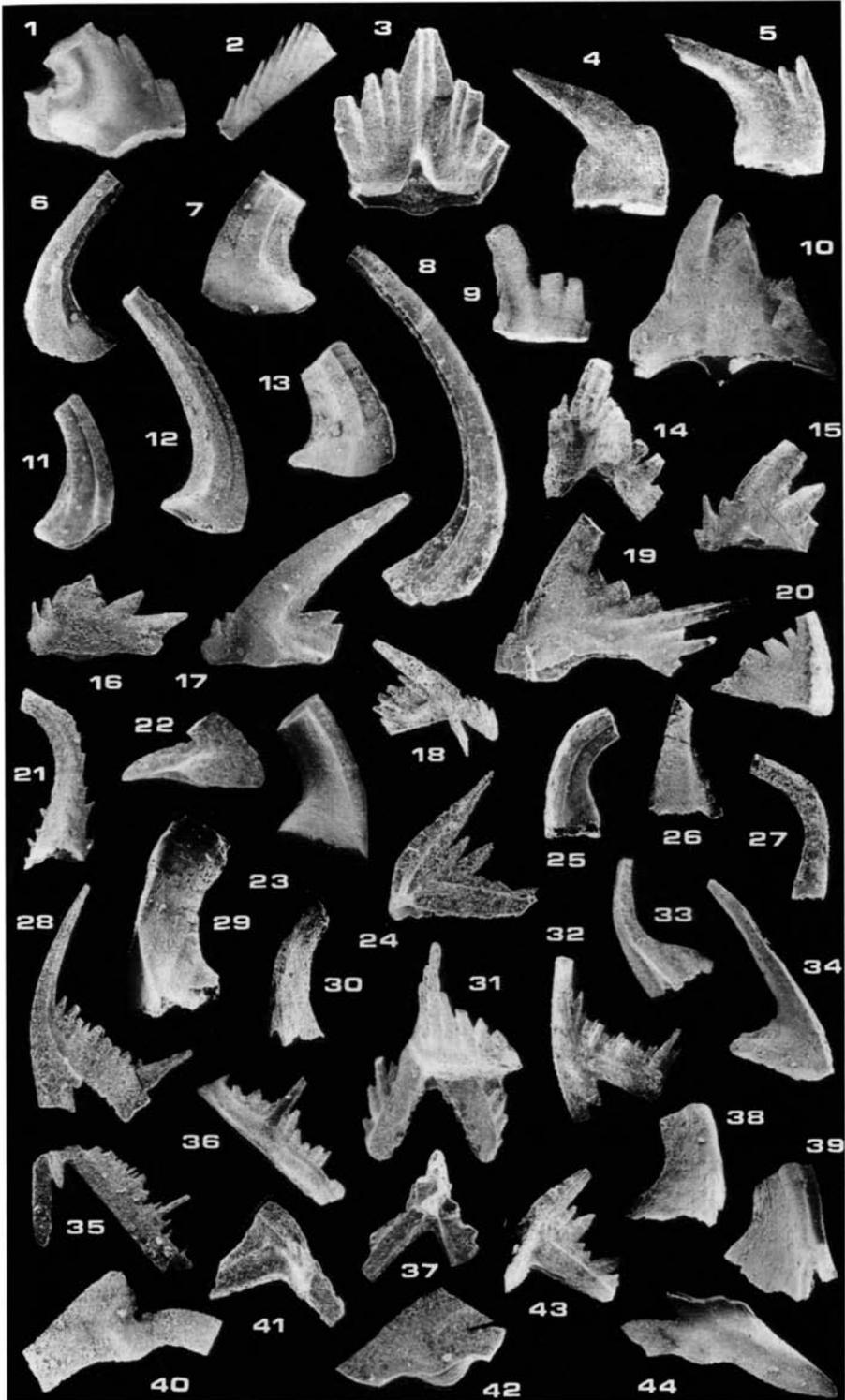












ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Фиг. 1, 2, 5, 10, 11, 20 – *Westergaardodina bicuspidata* Müller. 1, 11, 20 – вид спереди. 1 – экз. № 4725/32, х 40, 42 м; 11 – экз. № 4725/175, х 82, 64 м; 20 – экз. № 4725/176, х 70, 0 м; 2, 5, 10 – вид сзади. 2 – экз. № 4725/172, х 80, 102 м; 5 – экз. № 4725/173, х 70, 24 м; 10 – экз. № 4725/174, х 51, 0 м.

Фиг. 3а, б – *Hertzina elongata* Müller. 3а – вид задней и боковой поверхностей, 3б – вид сбоку, экз. № 4725/177, х 120, 25 м.

Фиг. 4 – *Westergaardodina amplicava* Müller, вид сзади, экз. № 4725/30, х 70, 42 м.

Фиг. 6 – *Westergaardodina fossa* Müller, вид спереди, экз. № 4725/31, х 200, 71,5 м.

Фиг. 7 – *Phakelodus tenuis* (Müller), целый аппарат, экз. № 4725/178, х 70, 64 м.

Фиг. 8, 9, 26 – *Furnishina furnishi* Müller. 8 – экз. № 4725/179, х 40, 0 м; 9 – экз. № 4725/180, х 40, 0 м; 26 – экз. № 4725/181, х 40, -35 м.

Фиг. 12, 13, 21 – “*Proacontiodus*” *memorabilis* sp. nov., вид сбоку. 12 – голотип, экз. № 4725/9, х 120, 0 м; 13, 21 – экз. № 4725/76, х 40, -35 м и экз. № 4725/77, х 70, -35 м.

Фиг. 14 – *Westergaardodina tricuspidata* Müller, вид сзади, экз. № 4725/182, х 75, 18 м.

Фиг. 15 – *Westergaardodina cf. kleva* Müller, вид сзади, экз. № 4725/183, х 25, 0 м.

Фиг. 16–18, 23–25 – “*Proacontiodus*” *sagittalis* sp. nov. 16, 17, 23, 25 – вид с внутренней стороны; 18, 24 – вид с наружной стороны. 16 – экз. № 4725/42, х 120, 71 м; 17 – голотип, экз. № 4725/4, х 120, 71 м; 18 – экз. № 4725/43, х 120, 94,5 м; 23 – экз. № 4725/44, х 120, 0 м; 24 – экз. № 4725/45, х 70, 93 м; 25 – экз. № 4725/46, х 200, 71 м.

Фиг. 19, 19а, 27, 27а – *Phakelodus* (?) *cavatus* sp. nov.: 19, 19а – вид с внутренней стороны, голотип, экз. № 4725/160, х 70 и х 40, 0 м; 27, 27а – вид с наружной стороны, экз. № 4725/164, х 40, и х 120, 0 м.

Фиг. 22 – *Phakelodus aff. tenuis* (Müller), изолированный элемент, вид сзади, экз. № 4725/185, х 120, 71,5 м.

Таблица II

Фиг. 1, 1а – “*Proacontiodus*” *multicostatus* sp. nov., вид спереди и сбоку, голотип, экз. № 4725/3, х 120, 0 м.

Фиг. 2, 4, 4а, 14, 18 – “*Proacontiodus*” *pteroideus* sp. nov. 2, 14, 18 – вид сбоку, х 120, 71 м; 2 – экз. № 4725/33; 14 – экз. № 4725/34; 18 – экз. № 4725/35. 4, 4а – вид спереди и сбоку, х 70 и х 120, голотип, экз. № 4725/1, 64 м.

Фиг. 3, 5, 9, 15, 21 – *Muellerodus pomeranensis* (Szaniawski), вид сбоку, х 70. 3 – экз. № 4725/186, -35 м; 5 – экз. № 4725/48, -35 м; 9 – экз. № 4725/187, 0 м; 15 – экз. № 4725/47, 0 м; 21 – экз. № 4725/49, 0 м.

Фиг. 6–8, 13 – “*Proacontiodus*” *secundacostatus* sp. nov., вид с внутренней стороны, 0 м. 6 – экз. № 4725/36, х 120; 7 – экз. № 4725/37, х 40; 8 – экз. № 4725/38, х 120; 13 – голотип, экз. № 4725/2, х 120.

Фиг. 10–12, 25 – *Phakelodus tenuis* (Müller). 10–12 – целые аппараты. 10 – экз. № 4725/39, х 40, 42 м; 11 – экз. № 4725/40, х 120, 42 м; 12 – экз. № 4725/41, х 70, 72,5 м; 25 – полуаппарат, экз. № 4725/188, х 120, 71,5 м.

Фиг. 16, 16а – “*Furnishina*” *primitiva* Müller, вид сбоку и снизу, экз. № 4725/189, х 120, 0 м.

Фиг. 17 – *Furnishina furnishi* Müller, немного асимметричный элемент, вид сзади, экз. № 4725/73, х 120, 0 м.

Фиг. 19, 20, 22–24 – “*Proacontiodus*” *jilinensis* (Chen et Gong). 19, 20, 23, 24 – вид с внутренней стороны. 19 – экз. № 4725/7, х 120, 0 м; 20 – экз. № 4725/55, х 120, 0 м; 23 – экз. № 4725/56, х 40, -35 м; 24 – экз. № 4725/57, х 120, 0 м; 22 – вид с наружной стороны, экз. № 4725/56, х 40, 0 м.

Таблица III

Фиг. 1, 1а, 7, 8, 15, 16, 20, 21 – “*Proacontiodus*” *latus* entis subsp. nov. 1 – вид задней и боковой поверхностей, х 300; 1а – вид сбоку, х 120, экз. № 4725/190, 71,5 м. 7, 8, 15, 16, 20 – вид с внутренней стороны. 7 – экз. № 4725/191, х 120, 72,5 м; 8 – голотип, экз. № 4725/50, х 150, 93 м;

15 – экз. № 4725/192, х 120, 25 м; 16 – экз. № 4725/193, х 85, 24 м; 20 – экз. № 4725/51, х 85, 24 м; 21 – вид с наружной стороны, экз. № 4725/5, х 70, 93 м.

Фиг. 2, 3, 9–11, 11а, 12, 23, 25 – *Furnishina furnishi* Müller. 9, 25 – вид сзади, х 40, симметричные элементы, экз. № 4725/70, 42 м и экз. № 4725/69, 41 м; 10 – вид сбоку, х 120, симметричный элемент, экз. № 4725/71, 0 м; 2 – вид сбоку, экз. № 4725/72, немного асимметричный элемент, х 40, 0 м; 3 – вид сбоку, асимметричный элемент, экз. № 4725/74, х 120, 0 м; 11, 11а – вид сзади, х 70 и х 40, асимметричный элемент, экз. № 4725/75, -35 м; 12 – вид сбоку, экз. № 4725/194, х 82, 24 м; 23 – вид сзади, асимметричный элемент, экз. № 4725/195, х 40, 0 м.

Фиг. 4–6 – *Proacodus obliquus* (Müller). 4 – “правый”, 5, 6 – “левые” экземпляры. 4, 6 – вид сзади. 4 – экз. № 4725/196, х 40, 0 м; 6 – экз. № 4725/68, х 70, 42 м; 5 – вид снизу, экз. № 4725/67, х 70, 0 м.

Фиг. 13, 14, 19 – “*Proacontiodus*” *concavus* sp. nov. 13, 19 – соответственно, вид с внутренней и с наружной сторон, х 70, 0 м, экз. № 4725/78 и экз. № 4725/79; 14 – вид с внутренней стороны, голотип, экз. № 4725/10, х 120, 0 м.

Фиг. 17, 18, 22, 26–29 – “*Proacontiodus*” *deplanatus* sp. nov. 17, 22 – вид с внутренней стороны, экз. № 4725/87, х 200, 0 м и экз. № 4725/88, х 70, 0 м; 26, 28 – вид с внутренней стороны, голотип, экз. № 4725/15, х 70, 0 м и экз. 4725/89, х 40, 0 м; 18, 27, 29 – вид с наружной стороны. 18 – экз. № 4725/90, х 120, 0 м; 27 – экз. № 4725/91, х 40, 0 м; 29 – экз. № 4725/92, х 70, 0 м.

Фиг. 24 – “*Furnishina*” sp. 2, вид сзади, экз. № 4725/197, х 120, 94,5 м.

Фиг. 30, 31 – “*Proacontiodus*” *latus* (Van Wamel). 30 – вид с внутренней стороны, экз. № 4725/52, х 70, 93 м; 31 – вид с наружной стороны, экз. № 4725/53, х 70, 0 м.

Таблица IV

Фиг. 1, 1а, 2, 3 – “*Proacontiodus*” *aff. milleri* sp. nov. 1, 1а, 3 – вид с наружной стороны, х 120, 80 м, экз. № 4725/59 и экз. № 4725/60; 2 – вид с внутренней стороны, экз. № 4725/61, х 120, 0 м.

Фиг. 4, 4а, 8, 13 – “*Barnesodus*” *planus* sp. nov., вид сбоку, 0 м. 4, 4а – экз. № 4725/66, х 120 и х 70; 8 – экз. № 4725/65, х 70; 13 – голотип, экз. № 4725/8, х 70.

Фиг. 5, 6 – “*Barnesodus*” *rostratus* sp. nov., вид сбоку, х 120. 5 – голотип, экз. № 4725/6, 71,5 м; 6 – экз. № 4725/54, 71 м.

Фиг. 7, 12, 17 – *Gen. et sp. ident.* 2, вид нижней, боковой и частично задней поверхностей. 7 – экз. № 4725/198, х 200, 71,5 м; 12 – экз. № 4725/199, х 100, 71,5 м; 17 – экз. № 4725/200, х 100, 71,5 м.

Фиг. 9 – “*Furnishina*” (?) sp., вид снизу, экз. № 4725/198, х 40, 0 м

Фиг. 10, 10а, 14–16, 21, 23 – “*Proacontiodus*” *milleri* sp. nov. 10, 10а, 14, 15, 21, 23 – вид с наружной стороны. 10, 10а – голотип, экз. № 4725/62, х 120, 71,5 м; 14 – экз. № 4725/201, х 40, 64 м; 15 – экз. № 4725/202, х 80, 71 м; 21 – экз. № 4725/203, х 140, 71 м; 23 – экз. № 4725/204, х 80, 64 м. 16 – вид с внутренней стороны, экз. № 4725/64, х 120, 93 м.

Фиг. 11 – “*Furnishina*” sp. 1, вид сзади, экз. № 4725/205, х 40, 0 м.

Фиг. 18 – “*Barnesodus*” *gibber* sp. nov., вид сбоку, голотип, экз. № 4725/167, х 200, 93 м.

Фиг. 19, 19а, 20, 20а – *Prooneotodus terashimai kasakhstanica* subsp. nov. 19, 19а – вид сзади, экз. № 4725/81, х 120 и х 125, 93 м; 20, 20а – вид сбоку, голотип, экз. № 4725/13, х 120 и х 125, 71 м.

Фиг. 22, 29, 30 – *Prooneotodus gallatini* (Müller), вид сбоку, х 70. 22 – экз. № 4725/84, 0 м; 29 – экз. № 4725/82, 0 м; 30 – экз. № 4725/83, 18 м.

Фиг. 24 – “*Prooneotodus*” sp., вид сбоку, экз. № 4725/206, х 120, 71,5 м.

Фиг. 25 – “*Barnesodus*” sp., вид сбоку, экз. № 4725/207, х 120, 98 м.

Фиг. 26, 27 – *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones). 26 – вид снизу, экз. № 4725/85, х 120, 2,5 м; 27 – вид сбоку, экз. № 4725/86, х 70, -35 м.

Фиг. 28 – “*Prooneotodus*” *mitriformis* sp. nov., вид сбоку, голотип, экз. № 4725/14, х 70, 2,5 м.

Таблица V

Фиг. 1, 2, 8, 15 – “*Prosagittodontus*” *dahlmani* (Müller), вид сзади. 1, 15 – немного асимметричные элементы. 1 – экз. № 4725/20, х 70, 41 м; 15 – экз. № 4725/22, х 40, 12 м. 2, 8 – симметричные элементы. 2 – экз. № 4725/19, х 70, 205 м; 8 – экз. № 4725/21, х 40, 42 м.

Фиг. 3, 4, 10–13 – “*Proacontiodus*” *anisolobus* sp. nov. 3, 4, 10, 12 – “левые” экземпляры; 11, 13 – “правые” экземпляры. 3, 4, 10–12 – вид с наружной стороны. 3 – экз. № 4725/208, х 70, 71 м; 4 – голотип, экз. № 4725/170, х 100, 18 м; 10 – экз. № 4725/209, х 100, 98 м; 11 – экз.

№ 4725/210, х 67, 64 м; 12 – экз. № 4725/211, х 70, 64 м. 13 – вид с внутренней стороны, экз. № 4725/212, х 69, 64 м.

Фиг. 5–7 – “*Prosagittodontus*” aff. *dundenbergiae* (Müller), вид спереди. 5 – экз. № 4725/213, х 69, 64 м; 6 – экз. № 4725/18, х 120, 93 м; 7 – экз. № 4725/213, х 147, 93 м.

Фиг. 9, 14, 16, 18, 18а, 19, 21, 23, 26 – *Viirodus impressus* sp. nov. 9, 18, 18а – “левые” элементы, вид с наружной стороны. 9 – экз. № 4725/126, х 70, 93 м; 18, 18а – экз. № 4725/127, х 120, 80 м; 14 – вид с внутренней стороны двух “левых” элементов неполного полуаппарата, голотип, экз. № 4725/16, х 200, 71 м; 16 – “правый” элемент, вид с внутренней стороны, экз. № 4725/124, х 120, 71,5 м; 19 – вид с внутренней стороны двух “левых” элементов неполного полуаппарата, экз. № 4725/167, х 120, 70 м; 21 – “правый” элемент, вид с внутренней стороны, экз. № 4725/125, х 70, 0 м; 23 – “правый” элемент, вид с наружной стороны, экз. № 4725/214, х 200, 93 м; 26 – вид с внутренней стороны трех “правых” элементов неполного полуаппарата, экз. № 4725/138, х 200, 129,5 м.

Фиг. 17, 20, 24, 25 – “*Prosagittodontus*” aff. *dahlmani* (Müller), вид задней и боковой поверхностей. 17 – экз. № 4725/23, х 70, 80 м; 20 – экз. № 4725/24, х 120, 80 м; 24 – экз. № 4725/25, х 70, 93 м; 25 – экз. № 4725/26, х 70, 0 м.

Фиг. 22, 22а, 27, 30–32 – *Prosagittodontus* aff. *eureka* (Müller), вид сзади. 22, 22а – экз. № 4725/216, х 120 и х 110, 80 м; 27 – экз. № 4725/29, х 200, -35 м; 30 – экз. № 4725/27, х 70, 93 м; 31 – экз. № 4725/28, х 120, 71,5 м; 32 – экз. № 4725/217, х 70, 64 м.

Фиг. 28 – “*Viirodus*” sp. 1, вид передней и боковой поверхностей, экз. № 4725/215, х 100, 94,5 м.

Фиг. 29 – “*Viirodus*” *complanatus* sp. nov., “левый” элемент, вид с наружной стороны, голотип, экз. № 4725/17, х 120, 0 м.

Таблица VI

Фиг. 1, 1а – *Hirsutodontus ani* (Wang). 1 – вид сбоку, экз. № 4725/93, х 70, 42 м (1а – фрагмент боковой поверхности, х 280).

Фиг. 2, 4, 5, 7, 8, 8а – *Teridontus nakamurai* (Nogami), вид сбоку. 2 – элемент с коротким основанием, экз. № 4725/95, х 120, 72,5 м; 4, 5 – элементы с длинным основанием. 4 – экз. № 4725/94, х 70, 42 м; 5 – экз. № 4725/96, х 120, 80 м (у обломанной части основания видна базальная воронка); 7 – экз. № 4725/87, х 125, 72,5 м (распределение белого вещества); 8, 8а – вид сбоку, х 120 и деталь боковой поверхности, х 300, экз. № 4725/98, 72,5 м.

Фиг. 3, 3а, 6 – *Hirsutodontus transmatus* (Xu et Xiang), вид сбоку, 24 м. 3, 3а – экз. № 4725/218, х 90 и х 240; 6 – экз. № 4725/219, х 80.

Фиг. 9, 10, 16, 17 – “*Viirodus*” *inevolutus* sp. nov., 93 м. 9 – вид сбоку, экз. № 4725/219, х 86; 10, 16, 17 – вид сзади; 10 – экз. № 4725/220, х 85; 16 – голотип, экз. № 4725/169, х 78; 17 – экз. № 4725/221, х 88.

Фиг. 11–13, 13а – *Viirodus impressus tortus* subsp. nov., вид с внутренней стороны. 11 – экз. № 4725/222, х 76, 64 м; 12 – экз. № 4725/80, х 120, 94,5 м; 13, 13а – голотип, экз. № 4725/11, х 200 и х 120, 71 м.

Фиг. 14, 15 – “*Viirodus*” sp. 2, вид сбоку. 14 – экз. № 4725/223, х 90, 98 м; 15 – экз. № 4725/224, х 90, 71,5 м.

Фиг. 18, 19, 19а, 20 – “*Viirodus*” *insuctus* sp. nov. 18, 19 – вид сзади. 18 – экз. № 4725/225, х 135, 93 м; 19, 19а – голотип, экз. № 4725/12, х 200, 93 м; 20 – вид сбоку, экз. № 4725/226, х 164, 93 м.

Фиг. 21, 21а – *Proconodontus serratus* Miller, вид сбоку, экз. № 4725/99, х 70, 64 м (21а – фрагмент наружной поверхности, переднего и зубчатого заднего килей, х 120).

Фиг. 22 – *Proconodontus tenuiserratus* Miller, вид сбоку, экз. № 4725/398, х 61, 8 м.

Таблица VII

Фиг. 1–6 – *Mamillodus ruminatus* sp. nov. 1 – вид сбоку, экз. № 4725/227, х 145, 64 м; 2 – вид сзади, х 120, 2а – вид снизу, х 140, экз. № 4725/228, 71,5 м; 3 – вид сзади, экз. № 4725/229, х 73, 71 м; 4 – вид сбоку, экз. № 4725/230, х 145, 98 м; 5, 5а – голотип, экз. № 4725/171, вид сверху и сбоку, х 73 и х 247, 71 м; 6 – вид сбоку, экз. № 4725/231, х 73, 71,5 м.

Фиг. 7 – *Proconodontus muelleri* Miller, вид сбоку, экз. № 4725/232, х 76, 71 м.

Фиг. 8–12, 14–20 – *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller), вид сбоку. 8, 11, 12 – элементы с длинным основанием. 8 – скандовый элемент, экз. № 4725/100, х 120, 71 м; 11, 12 – дрепанодовые элементы. 11 – экз. № 4725/101, х 200, 72,5 м (распределение белого вещества);

12 – экз. № 4725/102, х 200, 71 м. 9, 10, 14, 15, 18–20 – элементы с относительно длинным основанием. 9, 10, 14, 19, 20 – дрепанодовые элементы. 9 – экз. и 4725/106, х 200, 72,5 м (распределение белого вещества); 10 – экз. № 4725/107, х 120, 99 м; 14 – экз. № 4725/110, х 200, 71 м; 19 – экз. № 4725/111, х 200, 71 м; 20 – экз. № 4725/103, х 70, 104 м. 15, 18 – скандодовые элементы, экз. № 4725/112, х 120, 71,5 м и экз. № 4725/113, х 120, 80 м. 16, 17 – элементы с относительно коротким основанием. 16 – скандодовый элемент, экз. № 4725/116, х 125, 72,5 м (распределение белого вещества); 17 – дрепанодовый элемент, экз. № 4725/123, х 125, 72,5 м (распределение белого вещества).

Фиг. 13, 21 – *Proconodontus* (?) sp., вид сбоку. 13 – три элемента неполного полуаппарата, экз. № 4725/233, х 120, 64 м; 21 – два элемента неполного полуаппарата, экз. № 4725/234, х 120, 71 м.

Таблица VIII

Фиг. 1–7, 14 – *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller), вид сбоку. 1, 2 – дрепанодовые элементы с относительно коротким основанием – экз. № 4725/117, х 200, 71,5 м и экз. № 4725/118, х 200, 72,5 м (распределение белого вещества). 3–7, 14 – элементы с относительно длинным основанием. 3–6 – распределение белого вещества у дрепанодовых элементов, х 70, 80 м, экз. № 4725/235, экз. № 4725/108, экз. № 4725/236 и экз. № 4725/105; 7 – дрепанодовый элемент, экз. № 4725/109, х 70, 80 м; 14 – скандодовый элемент, экз. № 4725/114, х 70, 80 м.

Фиг. 8 – “*Eoconodontus*” *notchpeakensis serratus* (Lunqi), вид сбоку, экз. № 4725/236, х 70, 80 м.

Фиг. 9–13, 15–23, 25–28 – *Eoconodontus alisonae* Landing. 11, 19, 25, 26 – скандодовые элементы. 11, 26 – вид сзади, х 120, 93 м, экз. № 4725/129 и экз. № 4725/130; 19 – вид спереди, экз. № 4725/131, х 120, 93 м; 25 – вид сзади, экз. № 4725/132, х 70, 93 м (распределение белого вещества). 9, 10, 12, 13, 15–18, 20–23, 27, 28 – дрепанодовые элементы. 9 – вид сбоку и сзади, экз. № 4725/135, х 200, 98 м; 10, 12 – вид сбоку, х 70, 98 м, экз. № 4725/141 и экз. № 4725/137 (распределение белого вещества); 13 – вид сбоку, экз. № 4725/133, х 200, 94,5 м; 15 – вид сбоку, экз. № 4725/142, х 200, 93 м; 16 – вид сзади, экз. № 4725/134, х 200, 98 м; 17 – вид сбоку, экз. № 4725/136, х 200, 93 м; 18 – вид снизу, экз. № 4725/140, х 120, 93 м; 20, 21 – вид сбоку, экз. № 4725/139, х 120, 93 м и экз. № 4725/144, х 70, 93 м (распределение белого вещества); 22, 22а – вид сбоку, х 120 и фрагмент боковой поверхности, х 400, экз. № 4725/143, 93 м; 23, 27, 28 – вид сбоку, х 70, 98 м, экз. № 4725/237, экз. № 4725/138 и экз. № 4725/238 (распределение белого вещества).

Фиг. 24, 30 – *Cordylodus primitivus* Bagnoli et al., вид сбоку, х 70, экз. № 4725/145, 109 м и экз. № 4725/146, 102 м.

Фиг. 29 – *Cambrooistodus minutus* (Miller), оистодовый элемент, вид с внутренней стороны, экз. № 4725/239, х 60, 102 м.

Таблица IX

Фиг. 1–4, 6, 8–10, 14, 19, 20 – *Cordylodus proavus* Müller, вид сбоку. 1–3, 6, 8–10, 14, 19, 20 – округлые элементы (“С.” *proavus* Müller). 1 – экз. № 4725/149, х 170, 109 м; 2 – экз. № 4725/153, х 70, 109 м; 3 – экз. № 4725/150, х 120, 109 м (вид сбоку и снизу); 6 – экз. № 4725/151, х 70, 109 м; 8 – экз. № 4725/154, х 70, 152 м; 9 – экз. № 4725/155, х 70, 129,5 м; 10 – экз. № 4725/148, х 70, 129,5 м; 14 – экз. № 4725/156, х 70, 152 м; 19 – экз. № 4725/147, х 70, 152 м; 20 – экз. № 4725/152, х 70, 129,5 м. 4 – уплощенный элемент (“С.” *oklahomensis* Müller), вид с внутренней стороны, экз. № 4725/157, х 70, 152 м.

Фиг. 7 – *Proacontiodus latus* (Van Wamel), неполный параконодонтовый полуаппарат из двух морфотипов: “P.” *latus* (Van Wamel) и (?) “Viiodus” *insuctus* sp. nov., экз. № 4725/241, х 200, 109 м.

Фиг. 5 – Gen. et sp. indet. 1, вид сбоку, экз. № 4725/158, х 70, 109 м.

Фиг. 11–13 – *Eoconodontus notchpeakensis* (Miller), вид сбоку элементов с относительно коротким основанием. 11 – скандодовый элемент, экз. № 4725/115, х 70, 109 м; 12, 13 – дрепанодовые элементы. 12 – экз. № 4725/240, х 100, 109 м; 13 – экз. № 4725/122, х 70, 238 м.

Фиг. 15–17 – “*Cordylodus*” *lindstromi* Druce et Jones, вид сбоку округлых элементов, 221 м. 15 – экз. № 4725/164, х 70; 16 – экз. № 4725/165, х 40; 17 – экз. № 4725/242, х 70.

Фиг. 18, 23 – “*Cordylodus*” *prion* Lindström, вид с внутренней стороны, 205 м. Экз. № 4725/160, х 70 и экз. № 4725/161, х 70.

Фиг. 21 – “*Cordylodus*” *lenzi* Müller, вид сбоку, экз. № 4725/159, х 70, 181 м.

Фиг. 22 – *Iapetognathus preaengensis* Landing, вид сзади, экз. № 4725/243, х 100, 221 м.

Фиг. 24 – “*Cordylodus*” aff. *prion* Lindström, вид с наружной стороны, экз. № 4725/162, х 70, 238 м.

Фиг. 25 – “*Cordylodus*” *intermedius* Furnish, вид сбоку, экз. № 4725/163, х 70, 320 м.

Фиг. 26 – “*Cordylodus*” *caseyi* Druce et Jones, вид сбоку, экз. № 4725/166, х 70, 294 м.

Таблица X

Фиг. 1, 5 – “*Drepanodus*” *acutus* Pander, вид сбоку, 465 м, х 70, экз. № 4725/244 и экз. № 4725/245.

Фиг. 2–4, 6–8 – *Drepanoistodus deltifer* (Lindström), х 70, 433,5 м. 2 – “левый” скандовый элемент, экз. № 4724/246, вид с внутренней стороны; 3 – дельтиферовый элемент, экз. № 4725/247; вид сбоку; 4 – “правый” оистодовый элемент, экз. № 4725/248, вид с внутренней стороны; 6–8 – дрепанодовые элементы, вид сбоку, экз. № 4725/249, экз. № 4725/250 и экз. № 4725/251.

Фиг. 9–11 – *Parioistodus proteus* (Lindström), вид сбоку, 465 м. 9, 11 – оистодовые элементы, экз. № 4725/252, х 70 и экз. № 4725/253, х 40; 10 – дрепанодовый элемент, экз. № 4725/254, х 70.

Фиг. 12–18 – *Drepanoistodus forceps* (Lindström), вид сбоку, 465 м. 12, 18 – дрепанодовые элементы (переходный *planus-homocurvatus*-тип), х 70, экз. № 4725/255 и экз. № 4725/256; 15 – оистодовый элемент, х 70, экз. № 4725/257; 13, 14, 14а, 16, 16а, 17 – дрепанодовые (*suberectus*-тип) элементы. 13 – экз. № 4725/258, х 70; 14, 14а – экз. № 4725/259, х 70 и х 120; 16, 16а – экз. № 4725/260, х 70 и х 120; 17 – экз. № 4725/398, х 70.

Фиг. 19–24, 26, 27 – “*Oneotodus*” *variabilis* Lindström, вид сбоку, х 70, 465 м. 19 – экз. № 4725/261; 20, 20а – экз. № 4725/262; 21 – экз. № 4725/263 (распределение белого вещества); 22 – экз. № 4725/264; 23 – экз. № 4725/265; 24 – экз. № 4725/266; 26 – экз. № 4725/267; 27 – экз. № 4725/268.

Фиг. 25 – “*Oneotodus*” *simplex* (Furnish), вид сбоку, экз. № 4725/269, х 90, 265 м.

Фиг. 28, 30, 31 – “*Scolopodus*” aff. *sexplicatus* (Jones), х 70, 582,5 м. 28, а–в – экз. № 4725/270, поворот от внутренней стороны к передней; 30 – экз. № 4725/271, вид с внутренней стороны; 31 – экз. № 4725/272, вид с наружной стороны.

Фиг. 29 – “*Oistodus*” *lanceolatus* Pander, вид сбоку, экз. № 4725/273, х 40, 465 м.

Фиг. 32. “*Scandodus*” (?) aff. *jemtlandicus* (Löfgren), вид с внутренней стороны, экз. № 4725/274, х 70, 582,5 м.

Таблица XI

Фиг. 1–5, 7–10, 12–15, 18, 19, 25, 26, 31–33 – *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish), 625 м. 1, 2, 7, 8, 12–14, 18, 19, 25, 26, 31–33 – акододовые элементы. “Правые” акододовые элементы, вид с наружной стороны: 1 – экз. № 4725/275, х 71; 7 – экз. № 4725/276, х 70; 12 – экз. № 4725/277, х 70; 18 – экз. № 4725/278, х 68; 31 – экз. № 4725/279, х 40; 32 – экз. № 4725/280, х 40. “Левые” акододовые элементы, вид с наружной стороны: 2 – экз. № 4725/281, х 68; 8 – экз. № 4725/282, х 70; 13 – экз. № 4725/283, х 70; 14 – экз. № 4725/284, х 70; 19 – экз. № 4725/286, х 40; 33 – экз. № 4725/287, х 40; 25 – “левый” акододовый элемент, вид снизу, экз. № 4725/287, х 71; 3 – тетраприониодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/288, х 70; 5 – кордилодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/289, х 70; 9, 10 – “левый” и “правый” готодовые элементы, вид сбоку, экз. № 4725/290, х 74 и экз. № 4725/291, х 40; 4 – оистодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/292, х 75; 15 – трихонделловый элемент, вид сзади, экз. № 4725/293, х 68.

Фиг. 6, 11, 21 – “*Scandodus*” *sinuosus* Mound. 6 – вид с внутренней стороны, экз. № 4725/294, х 20, 625 м; 11, 21 – вид с наружной стороны, экз. № 4725/295, х 70, 625 м и экз. № 4725/296, х 70, 730 м.

Фиг. 16, 22 – *Parioistodus proteus* (Lindström), вид сбоку. 16 – дрепанодовый элемент, экз. № 4725/297, х 50, 625 м; 22 – оистодовый элемент, экз. № 4725/298, х 40, 700 м.

Фиг. 17 – “*Scandodus*” *cyrtocardia* Mound, вид с наружной стороны, экз. № 4725/299, х 70, 625 м.

Фиг. 20, 23 – “*Scolopodus*” *rex* Lindström, х 40, 625 м. 20 – экз. № 4725/300 (сбоку); 23 – экз. № 4725/301 (спереди и сбоку).

Фиг. 24 – “*Scolopodus*” sp., вид с наружной стороны, экз. № 4725/302, х 70, 490,8 м.

Фиг. 27–30; 36 – “*Oistodus*” *americanus* (Serpagli), вид с внутренней стороны. 27–29 – “правые” элементы; 30, 36 – “левые” элементы. 27 – экз. № 4725/303, х 70, 700 м; 28 – экз.

№ 4725/304, х 70, 625 м; 29 – экз. № 4725/305, х 70, 700 м; 30 – экз. № 4725/306, х 70, 700 м; 36 – экз. № 4725/307, х 70, 625 м.

Фиг. 34, 39 – “Acodus” sweeti (Serpagli), 625 м. 34 – “левый” экз. № 4725/308, х 50; 39 – “правый” экз. № 4725/309, х 70.

Фиг. 35 – “Scandodus” furnishi Lirdström, “левый” элемент, вид с внутренней стороны, экз. № 4725/310, х 70, 625 м.

Фиг. 37, 38 – “Scandodus” aff. mysticus Barnes et Poplawski, “левые” элементы, вид с внутренней стороны, х 70, 582,5 м, экз. № 4725/311 и экз. № 4725/312.

Таблица XII

Фиг. 1, 2, 6, 7, 11–13, 15, 18 – *Tropodus australis* (Serpagli), 625 м. Асимметричные трехреберные элементы: 1 – экз. № 4725/313, х 70, вид сзади; 6 – экз. № 4725/314, х 70, вид передней и боковой поверхностей. 11, 15, 18 – вид сзади. 11 – экз. № 4725/315, х 70; 15 – экз. № 4725/316, х 40; 18 – экз. № 4725/317, х 70; 2, 7 – асимметричные четырехреберные элементы, вид сзади, экз. № 4725/318, х 75 и экз. № 4725/319, х 70; 12, 12а – симметричный пятиреберный элемент, вид, соответственно, сзади и сверху, экз. № 4725/320, х 70 и х 60; 13 – симметричный четырехреберный элемент, вид сбоку, экз. № 4725/321, х 70.

Фиг. 3, 8, 9, 14, 16, 17, 21 – *Paracordylodus gracilis* Lindström, вид сбоку, 700 м. 3, 14, 21 – паракордилодовые элементы, х 70; 3 – экз. № 4725/322; 14 – экз. № 4725/323; 21 – экз. № 4725/324; 8, 9 – кордилодовые элементы. 8 – экз. № 4725/325, х 70; 9 – экз. № 4725/326, х 40; 16, 17 – оистоковые элементы, х 70; 16 – экз. № 4725/327; 17 – экз. № 4725/328.

Фиг. 4, 5, 10 – *Serratognathus bilobatus* Lee, х 70, 650 м. 4 – экз. № 4725/329, вид сзади; 5 – экз. № 4725/330, вид сзади (обломан); 10 – экз. № 4725/331, вид сбоку (обломан).

Фиг. 19, 20 – *Acodus* aff. *russoi* Serpagli, вид сбоку, х 40, 700 м. 19 – акододовый элемент, экз. № 4725/332; 20 – трихонделловый элемент, экз. № 4725/333.

Фиг. 22, 27 – “*Reutterodus*” *andinus* Serpagli, конусовидные элементы, вид сбоку, х 40, 700 м. 22 – экз. № 4725/334; 27 – экз. № 4725/335.

Фиг. 23–26, 28, 33 – *Juanognathus variabilis* Serpagli, 700 м. 23–25, 33 – вид сзади. 23 – экз. № 4725/337, х 70; 24 – экз. № 4725/336, х 70; 25 – экз. № 4725/338, х 40; 26, 28 – вид сбоку, х 40, экз. № 4725/340 и экз. № 4725/341.

Фиг. 34, 35, 40 – *Drepanodus arcuatus* Pander, вид сбоку. 34, 35 – дрепанодовые элементы, 730 м, х 70; 34 – экз. № 4725/342; 35 – экз. № 4725/343; 40 – скандодовый (pira-тип) элемент, экз. № 4725/344, х 70, 700 м, вид с внутренней стороны.

Фиг. 29–32, 37, 38 – *Prioniodus elegans* Pander, 700 м. 29 – фалодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/345, х 40; 30 – трихонделловый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/346, х 70; 31, 32, 37 – приониодовые элементы. 31, 37 – вид спереди. 31 – экз. № 4725/347, х 40, “правый” элемент; 37 – экз. № 4725/348, х 70, “левый” элемент; 32 – экз. № 4725/349, х 70, “левый” элемент, вид с наружной стороны. 38 – белодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/350, х 70.

Фиг. 39 – “*Prioniodus*” sp., вид с наружной стороны, экз. № 4725/351, х 40, 700 м.

Фиг. 36, 41 – “*Scolopodus*” *cornutiformis* Branson et Mehl, х 40, 700 м. 36 – экз. № 4725/352, вид сбоку; 41 – экз. № 4725/353, вид сзади.

Таблица XIII

Фиг. 1–5, 9, 10 – *Bergstroemognathus extensus* (Graves et Ellison), 730 м. 1 – фалодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/354, х 40; 2 – передний зубчатый стержень фалодового элемента, экз. № 4725/355, х 20; 3 – трихонделловый элемент, экз. № 4725/356, х 40, вид сзади; 4, 5, 9, 10 – приониодиформные элементы, вид с внутренней стороны. 4, 5, 9 – “левые” элементы, экз. № 4725/357, х 70; экз. № 4725/358, х 40 и экз. № 4725/359, х 70; 10 – “правый” элемент, экз. № 4725/360, х 70.

Фиг. 6–8, 11–13 – *Protopanderodus gradatus* Serpagli, вид сбоку, х 70, 730 м. 6, 8, 11 – сколоподовые элементы; 6 – экз. № 4725/361, “левый” элемент, вид с наружной стороны; 8 – экз. № 4725/362, “правый” элемент, вид с наружной стороны; 11 – экз. № 4725/363, “левый” элемент, вид с внутренней стороны. 7, 12, 13 – скандодовые элементы, вид с внутренней стороны: 7 – экз. № 4725/364, “правый” элемент; 12, 13 – “левые” элементы. 12 – экз. № 4725/365; 13 – экз. № 4725/366.

Фиг. 14–17, 19, 20, 22 – *Periodon flabellum* (Lindström). 14 – трихонделловый элемент, экз. № 4725/367, х 70, 730 м, вид сзади; 15, 16, 19 – оулодовые элементы, вид с внутренней сторо-

ны. 15 – экз. № 4725/368, х 40, 720 м; 16 – экз. № 4725/369, х 70, 730 м; 19 – экз. № 4725/370, х 70, 730 м; 17 – озаркодиновый элемент, экз. № 4725/371, х 40, 730 м; 20 – плектоспатодовый элемент, экз. № 4725/372, х 70, 730 м, вид сбоку; 22 – оистодовый элемент, экз. № 4725/373, х 40, 730 м, вид сбоку.

Фиг. 18, 28, 31, 32, 35–37, 40–44 – *Oepikodus evae* Lindström, 730 м. 18, 31, 37, 41, 43 – приониодовые элементы. 18, 41, 43 – вид с наружной стороны. 18 – экз. № 4725/375, х 40; 41 – экз. № 4725/378, х 70; 43 – экз. № 4725/379, х 70; 31, 37 – вид сзади. 31 – экз. № 4725/376, х 70; 37 – экз. № 4725/377, х 70; 28, 32, 35, 36 – оепикодовые элементы, вид сбоку. 28 – экз. № 4725/380, х 70; 32 – экз. № 4725/381, х 40; 35 – экз. № 4725/382, х 40; 36 – задний зубчатый стержень, экз. № 4725/383, х 40; 40, 42, 44 – оистодовые элементы, х 70, экз. № 4725/384; экз. № 4725/385 и экз. № 4725/386.

Фиг. 21 – “*Stolodus*” aff. *stola* (Lindström), вид сбоку, экз. № 4725/374, х 70, 730 м.

Фиг. 23, 25 – *Paltodus bassleri* Furnish. 23 – вид сзади и сбоку, экз. № 4725/387, х 70, 700 м; 25 – вид сбоку, экз. № 4725/388, х 40, 700 м.

Фиг. 24 – *Oepikodus communis* (Ethington et Clark), приониодовый элемент, вид сбоку, экз. № 4725/389, х 70, 730 м.

Фиг. 26 – “*Ansella*” sp., вид сбоку, экз. № 4725/390, х 38, 730 м.

Фиг. 27 – *Cornuodus longibasis* (Lindström), вид сбоку, экз. № 4725/391, х 70, 730 м.

Фиг. 29, 30, 38, 39 – “*Acodus*” *gladius* Lindström, акододовые элементы, вид с наружной стороны, х 70, 730 м. 29, 30 – “левые” элементы, экз. № 4725/392 и экз. № 4725/393; 38, 39 – “правые” элементы, экз. № 4725/394 и экз. № 4725/395.

Фиг. 33, 34 – *Acodus emanuelensis* McTavish, 730 м. 33 – тетраприониодовый элемент, экз. № 4725/396, х 70; 34 – кордилодовый элемент, экз. № 4725/397, х 100.

ОПИСАНИЕ КОНОДОНТОВ

В данном разделе приводится описание прото-, пара- и эуконодонт из опорного разреза Батырбай Малого Каратау. В современной классификации [Clark et al., 1981] прото- и параконodontы объединены в отряд *Paraconodontida*, включающий надсемейства *Amphigeisinaea* (протоконодонт) и *Furnishinaea* (параконodontы); эуконодонт отнесен ко второму отряду *Conodontophorida*. При описании использованы мультиэлементная и формальная таксономии. Согласно последним рекомендациям для формальных видов приписка *sensu formo (s.f.)* исключена, название же рода заключено в кавычки. Для простых конodontов использовалась общепринятая в отечественной литературе морфологическая терминология, разработанная С.П. Сергеевой, Т.А. Москаленко, В.Я. Вийра и Г.П. Абаимовой [1975], для сложных конodontов — И.С. Барсковым [1985]. Мультиэлементный диагноз отдельных видов дан в соответствии с типами аппаратов, предложенными К.Р. Барнсом [Barnes et al., 1979].

Съемка конodontов произведена в основном под сканирующим электронным микроскопом в ГИН РАН и ПИН РАН. В некоторых случаях конodontы снимались без напыления с использованием микроскопов с проходящим и отраженным светом. Коллекция конodontов хранится в ГИН РАН (№ 4725).

Т И П *CONODONTA PANDER, 1856*

О Т Р Я Д *PARACONODONTIDA MÜLLER, 1962*

НАДСЕМЕЙСТВО *AMPHIGEISINACEA MILLER, 1981*

С Е М Е Й С Т В О *AMPHIGEISINIDEA MILLER, 1981*

Р о д *Hertzina Müller, 1959*

Hertzina elongata Müller, 1959

Табл. I, фиг. 3а, б

Hertzina elongata: Müller, 1959, с. 455, 456, табл. 13, фиг. 28.

О п и с а н и е. Длинные, конусовидные, полого изогнутые назад, билатерально симметричные протоконодонт. Передняя сторона выпуклая, боковые — уплощенные, задняя — в виде плоского или чуть вогнутого сегмента, ограниченного заднебоковыми ребрами. Ширина задней стороны примерно равна ширине основания. Базальная полость доходит до вершины. На наружной поверхности отчетлива диагональная полосчатость протоконодонтных ламелл.

С р а в н е н и е. Отличается от сходной *Hertzina americana* (Müller) большей длиной и меньшим расширением формы книзу.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, трилобитовые зоны 4 и 5 Северной Европы; верхний кембрий, сланцы Данденберг, Невада.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л¹. Зона *amplivava* — зона *api* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 12 экземпляров.

¹ Рубрика “Стратиграфический интервал” отвечает только данным Батырбайского разреза.

Р о д Phakelodus Miller, 1984
Phakelodus tenuis (Müller, 1959)

Табл. I, фиг. 7. Табл. II, фиг. 10–12, 25

Oneotodus tenuis: Müller, 1959, с. 457, 458, табл. 13, фиг. 11, 13, 14, 20.

"*Prooneotodus*" *tenuis* (Müller): Tipnis et Chatterton, 1979, с. 259–262, табл. 29, I, фиг. 1–9; Landing et al., 1980, с. 34, текст.-фиг. 8, M–N (см. синонимику); Miller R. et al., 1981, с. 192, фиг. 4 P–T; Fortey et al., 1982, текст.-фиг. 8W; Landing, 1983, с. 1180, фиг. 10; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 14, табл. 29, фиг. 9.

Prooneotodus tenuis (Müller): Bednarczyk, 1979, с. 433, 434, табл. 3, фиг. 3, 5–7; Абаимова, 1980, с. 144–146, текст.-фиг. 1, 2; An, 1982, с. 145, табл. 1, фиг. 1; Lunqi, 1982, табл. 3, фиг. 13; An et al., 1983, с. 130, табл. 5, фиг. 2, 3; Wang, 1983, табл. 4, фиг. 10, 11; Абаимова, 1983, с. 101, табл. 18, фиг. 1, 3, 4, 6, табл. 19, фиг. 1, 2, 5, табл. 21, фиг. 6, 8.

Prooneotodus tenuis (Müller): Szaniawski, 1982, с. 806–807, текст.-фиг. I, A–H.

Prooneotodus aff. tenuis (Müller): An, 1982, с. 145–146, табл. I, фиг. 2–6, табл. 2, фиг. I, 5.

Prooneotodus: Andres, 1981, с. 20–22, рис. 1–8.

Phakelodus tenuis (Müller): Lehnert, 1995, с. 113, табл. 14, фиг. 7.

О п и с а н и е. Моноэлементный, билатерально симметричный аппарат с двумя обращенными навстречу друг другу полуаппаратами. Каждый полуаппарат включает до тринадцати однотипных протоконодонтовых элементов. Более крупные элементы располагаются с наружной, мелкие — с внутренней стороны полуаппарата.

Изолированный элемент конический, длинный, билатерально симметричный, полого изогнутый назад, с выпуклой передней, килевидной задней и уплощенными боковыми сторонами. Поперечное сечение каплевидное. Базальная полость доходит до вершины. Диагональная протоконодонтовая полосчатость наружной поверхности отчетлива.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Северная Америка, Австралия, Аргентина, Южная Корея, Северный Иран, Северный Китай, Польша, Швеция, Казахстан. Максимальное стратиграфическое распространение: низы среднего кембрия, зона *gibbus* (Швеция) — аренигская зона *evae* (восточный Нью-Йорк).

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplicava* верхнего кембрия — зона *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 27 целых аппаратов, 15 неполных полуаппаратов, 97 изолированных элементов.

Phakelodus? cavatus Dubinina, sp. nov.

Табл. I, фиг. 19, 19а, 27, 27а

Название вида *cavatus* (лат.) — выдолбленный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/168, разрез Батырбай, 0 м, зона *Westergaardodina amplicava* верхнего кембрия. Табл. I, фиг. 19.

О п и с а н и е. Асимметричные, конусовидные, полого изогнутые назад протоконодонты. Передняя и задняя стороны крутоокруглые выпуклые. Наружная сторона широкоокруглая, выпуклая, внутренняя — в виде продольной срединной ложбины, ограниченной передне- и заднебоковыми валиками, сливающимися у вершины и базального края формы. Вершина снабжена маленьким, скульптурно выделяющимся "наконечником". Базальная полость доходит до вершины. На наружной поверхности отчетлива диагональная полосчатость протоконодонтовых ламелл.

З а м е ч а н и е. Отнесение такого типа протоконодонтовых элементов к роду *Phakelodus* Miller, 1984 неоднозначно.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplicava* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

Род Barnesodus Dubinina, gen. nov.

Название рода — в честь канадского стратиграфа К.Р. Барнса.

Типовой вид. “Barnesodus” planus Dubinina, sp. nov; верхний кембрий юга Казахстана.

Диагноз. Конусовидные, билатерально симметричные или немного асимметричные параконоднты, изогнутые назад и очень сильно уплощенные с боков. Поперечное сечение формы щелевидное. Все стороны (кроме задней, иногда приостренной) лишены килей и ребер. Базальная полость почти доходит до вершины. Наружная поверхность несет поперечную параконодонтовую полосчатость.

Видовой состав: “B.” gibber sp. nov., “B.” planus sp. nov., “B.” rostratus sp. nov.

Сравнение. Отличается от Albiconus Miller, 1980 и Prooneotodus Müller et Nogami, 1971 сильным боковым уплощением и отсюда — щелевидным поперечным сечением формы.

Распространение. Верхи верхнего кембрия Канады и юга Казахстана.

“Barnesodus” gibber Dubinina, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 18

Название вида gibber (лат.) — горбатый.

Голотип. ГИН № 4725/167; разрез Батырбай, 93 м, зона Eoconodontus alisonae верхнего кембрия.

Описание. Мелкие, билатерально симметричные барнесодусы, у которых верхняя 1/3 часть обособлена от основной части и наклонена назад. Поперечное сечение щелевидное. Передняя и задняя стороны крутоокруглые, боковые — плоские, параллельные друг другу. Коноднты внизу равномерно расширены в передне-заднем направлении. Базальная полость практически доходит до вершины.

Сравнение. От “B.” rostratus sp. nov. отличается симметрией и спецификой верхней части формы.

Стратиграфический интервал. Зона alisonae верхнего кембрия.

Материал. 14 экземпляров.

“Barnesodus” planus Dubinina, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 4, 4а, 8, 13

Coelocerosodontus cambricus (Nogami): Landing, 1983, с. 1172, 1173, фиг. 10 С (безреберный элемент). Prooneotodus sp. I, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 10.

Название вида planus (лат.) — плоский.

Голотип. ГИН № 4725/8, разрез Батырбай, 0 м, зона Westergaardodina amplisava верхнего кембрия. Табл. IV, фиг. 13.

Описание. Почти билатерально симметричные конусовидные параконоднты, полого изогнутые назад, сильно уплощенные с боков и книзу равномерно расширенные в передне-заднем направлении. Поперечное сечение щелевидное или сильно вытянутое, овальное. Передняя сторона крутоокруглая, задняя — крутоокруглая до приостренной, боковые — плоские. Иногда у базального края одной из боковых сторон намечается продольный и короткий валик. Базальная полость доходит до вершины. Базальный край ровный. Поперечная параконодонтовая полосчатость отчетливая.

Распространение. Верхний кембрий, формация Годж, Северо-Западный Вермонт, Канада.

Стратиграфический интервал. Зона amplisava—зона notchpeakensis верхнего кембрия.

Материал. 103 экземпляра.

"Barnesodus" rostratus Dubinina sp. nov.

Табл. IV, фиг. 5, 6

Название вида от "rostrum" (лат.) — клюв.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/6, разрез Батырбай, 71,5 м, зона Eoconodontus notchpeakensis верхнего кембрия. Табл. IV, фиг. 5.

О п и с а н и е. Мелкие, немного асимметричные барнесодусы с клювовидно изогнутой назад вершиной. Передняя и задняя стороны крутоокруглые, боковые — плоские, параллельные друг другу. Поперечное сечение всей формы (за исключением округлой вершины) щелевидное. Конодонты книзу расширены в передне-заднем направлении с некоторой оттянутостью назад. Возможна ундуляция задней части формы. Базальная полость почти доходит до вершины.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона notchpeakensis—подошва зоны alisonae верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 11 экземпляров.

"Barnesodus" sp.

Табл. IV, фиг. 25

О п и с а н и е. Мелкие, билатерально симметричные, сильно уплощенные с боков параконодонты. Нижняя часть формы представляет собой уплощенный конус, верхняя часть — почти прямую "иглу", наклоненную назад и составляющую 2/3 длины основного конуса. Угол между задними краями конуса и "иглы" 90°. Базальная полость очень высокая, наполовину заходящая в "иглу". Зубец мельчайший, округлый. Заостренных краев нет. Поперечное сечение всей формы щелевидное. Базальный край ровный.

С р а в н е н и е. От всех видов рода Barnesodus gen. nov. отличается верхней "иглой", наклоненной под углом 90° над основной частью формы. От "Prooconotodus" sp. отличается щелевидным сечением, иглообразной верхней частью формы, большим углом наклона "иглы" над основным конусом, меньшей вытянутостью последнего назад.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона alisonae верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 3 экземпляра.

Р о д Furnishina Müller, 1959

Furnishina furnishi Müller, 1959

Табл. I, фиг. 8, 9, 26; табл. II, фиг. 17; табл. III, фиг. 2, 3, 9–12, 23, 25

Furnishina furnishi: Müller, 1959, с. 452, табл. 11, фиг. 5, 6, 8, 9, 11–15, 17; табл. 12, фиг. 1, 6; 1971, табл. 1, фиг. 9, 12, 14, 15; 1973, с. 39, табл. 1, фиг. 4, 5, 7, 10; Nogami, 1966, с. 354, табл. 9, фиг. 5–7; Miller, 1969, с. 430; Clark et Robison, 1969, с. 1045, текст-фиг. Iв; Абаимова, Ергалиев, 1975, с. 391, табл. 14, фиг. 1, 2; Miller R. et Paden, 1976, с. 595, табл. I, фиг. 8–12; Абаимова, 1978, с. 78, табл. 7, фиг. 2; Bednarczyk, 1979, с. 427, табл. I, фиг. 2, 3, 5–9; табл. 3, фиг. 14, 20, 21; An, 1982, с. 132, табл. 1, фиг. 14, 15, табл. 2, фиг. 3–4, 6–9, табл. 9, фиг. 13; An et al., 1983, с. 99, 100, табл. 2, фиг. 5, 7–12, 15, 16; Buggisch, 1982, с. 498, 499, табл. 2, фиг. 4–6, 9–11, 19–22; Lunqi, 1982, табл. 2, фиг. 6, 9, 15; Wang, 1983, табл. 2, фиг. 13; Абаимова, 1983, с. 97, 98, табл. 15, фиг. 1, 2, 4, 5; Боровко и др., 1984, табл. I, фиг. 6; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 7, 19.

Sagittodontus furnishi: Druce et Jones, 1971, с. 87, табл. 9, фиг. 1–4.

О п и с а н и е. Переходная серия параконодонтовых элементов от билатерально симметричных ("F." furnishi Müller) до асимметричных ("F." aff. asymmetrica Müller) форм.

Билатерально симметричные элементы в базальной части равномерно расширены в стороны и назад. Передняя сторона уплощенная, отделенная от боковых сторон продольными гребнями и, как правило, образующая клиновидный выступ вниз. Длина выступа изменчива. Боковые стороны плавно округленные, сливаются с закругленной или заостренной задней стороной, у продольных гребней — немного вогнуты. Зубец длинный, тонкий, равномерно изогнутый назад. Поперечное сечение

зубца в нижней части — в виде равнобедренного (иногда округленного) треугольника, в апикальной части — круглое. Базальная полость широкая, относительно неглубокая. Контур базального края округленно-треугольный или почти овальный. Наружная поверхность с отчетливой поперечной параконодонтовой полосчатостью.

Асимметричные элементы (= "F." aff. *asymmetrica* Müller). Асимметрия выражена (условно): 1 — в наклоне на некоторый малый угол плоскости передней стороны относительно одного из переднебоковых гребней в пределах объема первоначально симметричной формы. При этом оказываются неравными расстояния от переднебоковых гребней до заднего края оконодонта (то есть ширина боковых сторон) (табл. III, фиг. 3); 2 — в смещении вбок заднего кия (табл. III, фиг. 11); 3 — в неравномерном углублении боковых сторон; 4 — в изгибе верхней части зубца в боковом направлении. Первые два варианта асимметрии — основные.

С р а в н е н и е. Переходные серии "F." *furnishi* Müller — "F." *asymmetrica* Müller [Landing, 1983] и "F." *furnishi* Müller — "Proscandodus" *tortilis* Müller [Müller, 1959] отличаются от серии "F." *furnishi* Müller — "F." aff. *asymmetrica* Müller асимметричными элементами. Асимметрия "F." *asymmetrica* Müller обусловлена прежде всего неравномерным расширением основания в стороны (оттянутостью одной из его боковых сторон); асимметрия же "P." *tortilis* Müller выражена в закручивании зубца над основанием.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Средний кембрий—? низы ордовика (до середины зоны *proavus*), Северный Китай; средний—верхний кембрий, Швеция, Южный Казахстан; верхний кембрий, Австралия, Северный Иран, Западная Антарктика, Польша, Центральный Казахстан; верхний кембрий—низы ордовика (до зоны *Symphysurina*), США, Канада.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P.dahlmani*—*P.memorabilis* — зона *ani* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 93 экземпляра.

"Furnishina" ? *primitiva* Müller, 1959

Табл. II, фиг. 16, 16а

Furnishina primitiva: Müller, 1959, с. 453, табл. 11, фиг. 1–4; 1971, табл. 1, фиг. 11; Абаимова, Ергалиев, 1975, с. 392, табл. XIV, фиг. 8; Абаимова, 1983, с. 98, табл. XV, фиг. 3; An, 1982, с. 133, табл. 3, фиг. 11, 12.

О п и с а н и е. Немного асимметричные конусовидные параконодонты, к вершине полого изогнутые назад и чуть — в сторону. Передняя сторона уплощенно-округленная, задняя — узкоокругленная, боковые — уплощенные, у базального края — чуть вогнутые. Передняя сторона отделена от боковых продольными валиками. Поперечное сечение округленно-треугольное, у самой вершины — круглое. Базальная полость глубокая. Базальный край немного волнистый. На поверхности отчетлива поперечная параконодонтовая полосчатость ламеллей.

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и е. Данный вид не имеет килей и ребер в отличие от других представителей рода, поэтому принадлежность его к роду *Furnishina* Müller условна.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Средний—верхний кембрий Северного Китая; верхний кембрий США, Южного Казахстана, Западной Европы (зоны 5b–e).

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P.dahlmani*—*P.memorabilis* — зона *amplicava* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

"Furnishina" *sp. 1*

Табл. IV, фиг. 11

О п и с а н и е. Крупные асимметричные параконодонты с плоской передней стороной, отделенной от боковых сторон гребнями, и пологой гребневидной задней стороной. Зубец небольшой, округлый, наклоненный назад и немного вбок; основание книзу сильно и немного неравномерно расширено (по бокам). Боковые сторо-

ны основания неравномерно вдавлены. Зубец наклонен к более короткой, наиболее вдавленной боковой стороне, которой соответствует развитый, килевидный переднебоковой гребень. Базальная полость неглубокая. Базальные края боковых сторон отвернуты на наружную поверхность: больший отворот соответствует удлинённой боковой стороне.

С р а в н е н и е. Отличается от *F. asymmetrica* Müller большей шириной основания, менее выраженной неравномерностью его расширения, меньшим зубцом, более развитыми переднебоковыми гребнями, отворотами базальных краев боковых сторон. От крупных экземпляров *F. alata* Szaniawski отличается большей глубиной полости, отворотами базальных краев боковых сторон и, вероятно, меньшими переднебоковыми гребнями.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplivava* верхнего кембрия.
М а т е р и а л. 2 экземпляра.

“Furnishina” sp. 2

Табл. III, фиг. 24

О п и с а н и е. Мелкие асимметричные параконодонты. Зубец относительно длинный, круглый в сечении, немного наклоненный назад. Основание узкое, с плоской передней стороной, вытянутой книзу в виде длинного клина, и короткими боковыми сторонами, почти слившимися между собой у заднего гребня и имеющими неровные базальные края — “лохмотья”. Переднебоковые гребни четкие. Базальная полость мелкая и узкая между “слившимися” боковыми сторонами. Передняя сторона основания (клин) у базального края немного асимметрична.

С р а в н е н и е. Отличается от мелких экземпляров *F. furnishi* Müller резкой асимметрией, почти слившимися боковыми сторонами основания, иным типом базальной полости и базальных краев.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *alisonae* верхнего кембрия.
М а т е р и а л. 5 экземпляров.

“Furnishina”? sp.

Табл. IV, фиг. 9

О п и с а н и е. Крупные, асимметричные параконодонты с небольшим зубцом и низким, сильно расширенным во все стороны основанием. Узкоокругленная задняя сторона зубца продолжается на основание в виде небольшого валика (волны). Одна из боковых сторон зубца и основания несет отчетливое ребро, другая — вместо ребра имеет едва заметный перегиб. Передняя сторона лишь немного уплощена. Сечение основания в виде очень широко округленного треугольника. Базальная полость относительно мелкая.

С р а в н е н и е. Данные элементы наиболее сходны с описанными здесь *Gen. et sp. indet. 2*, от которых отличаются крупными размерами, боковым ребром и узкоокругленной задней стороной зубца.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplivava* верхнего кембрия.
М а т е р и а л. 2 экземпляра.

Gen. et sp. indet. 2

Табл. IV, фиг. 7, 12, 17

О п и с а н и е. Мелкие асимметричные параконодонты в форме воронки. Зубец круглый в сечении, почти прямой, длинный, немного наклоненный над основанием назад. Основание невысокое, расширенное во все стороны, с прямыми или волнистыми стенками и базальными краями. Сечение основания круглое или искаженное за счет ундуляции сторон. Морфологическая граница между зубцом и основанием четкая. Базальная полость мелкая.

С р а в н е н и е. Приведенные формы отличаются от элементов рода *Proooneotodus* Müller et Nogami низким, сильно расширенным основанием, относительно высоким зубцом, четкой морфологической границей между ними, мелкой базальной полостью; от элементов родов *Furnishina* Müller и *Muellerodus* Miller отличаются поверхностями зубца и основания, которым не свойственны кили и гребни.

З а м е ч а н и е. Некоторые из описанных элементов близки к радиально-симметричным формам.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 7 экземпляров.

Р о д *Mamillodus* Abaimova, 1983

***Mamillodus ruminatus* Dubinina, sp. nov.**

Табл. VII, фиг. 1–6

Название вида от “*ruminatus*” (лат.) — морщинистый.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/171, разрез Батырбай, 71 м, зона *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия. Табл. VII, фиг. 5.

О п и с а н и е. Мелкие, немного асимметричные конические конодонты, круглые в поперечном сечении, к базальному краю расширенные в виде “воронки”, у вершины — полого изогнутые назад. Стенка четырехслойная. Наружный слой тонкий, морщинистый, с очень маленькими, беспорядочно расположенными выростами в виде круглых шишек или расплюснутых и овальных в поперечнике наростов, ориентированных вдоль морщинистых складок. Нередко к вершине округлые выросты сменяются игольчатыми. Поверхность второго слоя зернистая и гладкая — у третьего и четвертого слоев. Базальная полость практически доходит до вершины.

С р а в н е н и е. От *M. tubularis* Abaimova отличается небольшой асимметрией, изогнутостью назад вершины, лучшим развитием “воронки” у базального края, пропорциями формы и (в некоторых случаях) — игольчатой скульптурой наружного слоя стенки у вершины конодонта.

З а м е ч а н и е. Принадлежность описанных форм к той или иной группе конодонтов остается неизвестной. Требуется гистологические исследования стенки.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* — зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 28 экземпляров.

Р о д *Muellerodus* Miller, 1980

***Muellerodus pomeranensis* (Szaniawski, 1971)**

Табл. II, фиг. 3, 5, 9, 15, 21

Muellerodus pomeranensis: Szaniawski, 1971, с. 408, 409, табл. 1, фиг. 2, табл. 2, фиг. 3, табл. 4, фиг. 1–4; An, 1982, с. 138, 139, табл. 9, фиг. 6–8, табл. 16, фиг. 7, табл. 17, фиг. 1, 3; An et al., 1983, с. 110, табл. 3, фиг. 10. *Muellerina pomeranensis* ? Szaniawski: Miller R. et Paden, 1976, с. 595, табл. 1, фиг. 26, 27.

О п и с а н и е. Параконодонты асимметричные. Изгиб главного зубца над основанием сигмоидальный; загиб вершины вбок незначителен. Основание широкое, асимметричное. Передняя сторона равномерно выпуклая, задняя — неравномерно выпуклая (более выпуклый ее сегмент сильнее оттянут книзу). Боковые ребра протягиваются от базального края до 1/3 длины зубца и особенно отчетливы на основании. Любые варианты асимметрии, в том числе разница в длине боковых ребер, хорошо выражены на крупных экземплярах. Соотношение длины основания к длине зубца у молодых форм около 1, у взрослых > 1. Базальный край волнистый, по бокам — с синусами, различающимися по форме и глубине. Базальная полость широкая и глубокая.

С р а в н е н и е. Юные формы сходны с *M. cambricus* (Müller), но отличаются от них асимметрией.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Польши, Северо-Восточного Китая, Восточной Калифорнии.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis*—зона *api* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 17 экземпляров.

Р о д *Proacodus* Müller, 1959 ***Proacodus obliquus* Müller, 1959**

Табл. III, фиг. 4—6

Proacodus obliquus: Müller, 1959, с. 458, 459, табл. 13, фиг. 1, 2, 4; 1971, табл. 2, фиг. 2; Bednarczyk, 1979, табл. 1, фиг. 11, 14; Lunqi, 1982, табл. 1, фиг. 6; Landing, 1983, с. 1179, фиг. 10 H; Байторина, 1983, с. 106, табл. 23, фиг. 2; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 23.

О п и с а н и е. Параконодонты асимметричные. Зубец короткий, наклоненный назад и немного в сторону, округлый у вершины, с боковым ребром в нижней части. Основание широкое, имеет боковой вырост с ребром вдоль верхнего края. Длина выроста изменчива. Передняя, задняя и лишенная выроста боковая сторона основания округлые. Базальная полость глубокая, с продолжением под выростом основания. Базальный край слегка волнистый.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Швеции (зоны 5c, d, e, 6a), Польши, Северо-Восточного Китая, Канады, Южного Казахстана.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis*—зона *primitivus* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 37 экземпляров.

Р о д *Proacontiodus* An, 1982, emend. nov.

Proacontiodus gen. nov.: An, 1982, p. 140.

Prodistacodus gen. nov.: An, 1982, p. 143, 144.

Vanwamelodus gen. nov.: Аполлонов и др., 1984 (nomen nudum).

Diaphanodus gen. nov.: Bagnoli et al., 1986, p. 155 (partim).

Stenodontus gen. nov.: Chen et Gong, 1986, p. 186 (partim).

Т и п о в о й в и д. *Proacontiodus tortus* An, 1982, верхний кембрий, формация Gushan; Северный Китай.

И с п р а в л е н н ы й д и а г н о з. Простые, конической формы, уплощенные с боков параконодонты, асимметричные или билатерально симметричные. Базальная полость глубокая, почти доходит до вершины; главный зубец мельчайший. Передняя и задняя стороны могут быть килевидными, округлыми или в виде плоского сегмента, ограниченного ребрами. Боковые стороны с одним или более боковыми или переднебоковыми ребрами. Наружная поверхность с поперечной параконодонтовой полосчатостью.

С р а в н е н и е. Отличается от *Albiconus* Miller, 1980 и *Barnesodus* gen. nov. боковыми ребрами; от *Rotundoconus* An et Zhang emend. Chen et Gong, 1986 — нескульптурованной наружной поверхностью и заостренностью вершины конуса.

З а м е ч а н и е. Приведенный диагноз сходен с диагнозом рода *Nogamiconus* Miller, 1980, типовым видом которого является *Proacodus ? sinensis* Nogami, 1966. Однако мы разделяем точку зрения Э.Лэндинга [Landing, 1983] о том, что *Proacodus ? sinensis* Nogami, 1966 принадлежит роду *Prosagittodontus* Müller et Nogami, 1971 и, следовательно, *Nogamiconus* Miller, 1980 является его младшим синонимом.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий—нижний ордовик Азии, Северной Америки, Австралии.

"Proacontiodus" anisolobus Dubinina, sp. nov.

Табл. V, фиг. 3, 4, 10-13

Название вида от "anisolobus" (лат.) — неравнолопастной.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/170, разрез Батырбай, 18 м, зона Hirsutodontus ani верхнего кембрия. Табл. V, фиг. 4.

О п и с а н и е. Асимметричные параконоднты, полого изогнутые назад и немного вбок. Задняя сторона килевидная, внутренняя — плоская. Передняя сторона крутоокруглая, выпуклая, отделенная от внутренней стороны переднебоковым ребром. Наружная сторона в целом выпуклая, с ребром, разделяющим ее на два неравновеликих сегмента. У заднего края — узкий, плоский, выклинивающийся к вершине сегмент. Более широкий и выпуклый сегмент заключен между боковым ребром и передним краем. Плоскости обоих сегментов расположены под углом друг к другу. Базальная полость доходит до вершины.

С р а в н е н и е. Отличается от "P." milleri sp. nov. и "P." aff. milleri смещенным к заднему краю боковым ребром, неравновеликостью боковых сегментов, крутоокруглой передней стороной, поперечным сечением формы.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона ani—зона alisonae верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 31 экземпляр.

"Proacontiodus" concavus Dubinina, sp. nov.

Табл. III, фиг. 13, 14, 19

Vanwamelodus sp. 2, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 28.

Название вида от "concavus" (лат.) — чуть вогнутый.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/10, разрез Батырбай, 0 м, зона Westergaardodina amplisava верхнего кембрия. Табл. III, фиг. 14.

О п и с а н и е. Параконоднты асимметричные, уплощенные с боков, полого изогнутые назад и немного вбок. Задняя сторона килевидная, передняя — узкоокруглая. Наружная сторона широкоокруглая, выпуклая, у заднего края — с продольной ложбиной. Ось максимальной выпуклости смещена от срединной линии к переднему краю. Внутренняя сторона вогнутая, с переднебоковым ребром, параллельным передней стороне. Ось максимальной вогнутости проходит около ребра. Таким образом, вогнутость на внутренней стороне соответствует выпуклости на наружной. В силу такого противостояния обеих боковых сторон "зазор" между ними, отвечающий базальной полости, оказывается довольно узким. Полость доходит до вершины; главный зубец мельчайший. Базальный край слегка волнистый; наружная поверхность с поперечной параконоднтовой полосчатостью.

С р а в н е н и е. Отличается от "P." deplanatus sp. nov. вогнутой внутренней стороной, а также характером выпуклости наружной стороны.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона amplisava—зона primitivus верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 34 экземпляра.

"Proacontiodus" deplanatus Dubinina, sp. nov.

Табл. III, фиг. 17, 18, 22, 26-29

Vanwamelodus sp. 1, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 31, 33.

Название вида "deplanatus" (лат.) — уплощенный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/15, разрез Батырбай, 0 м, зона Westergaardodina amplisava верхнего кембрия. Табл. III, фиг. 26.

О п и с а н и е. Асимметричные, уплощенные с боков параконоднты, полого изогнутые назад и немного вбок. Задняя сторона килевидная. Наружная сторона

выпуклая, с продольной ложбиной у заднего кия. Ось максимальной выпуклости практически совпадает со срединной линией. Внутренняя сторона плоская. Передняя сторона в виде узкого выпуклого сегмента, постепенно переходящего к наружной стороне и отделенного от внутренней стороны переднебоковым ребром. Глубина базальной полости, величина зубца, характер базального края и наружной поверхности аналогичны таковым "P." *concavus* sp. nov.

С р а в н е н и е. Отличается от "P." *concavus* sp. nov. плоской внутренней стороной и характером выпуклости наружной стороны.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—основание зоны *proavus* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 51 экземпляр.

"*Proacontiodus*" *jilinensis* Chen et Gong, 1986

Табл. II, фиг. 19, 20, 22–24

Nogamiconus sp. 2: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 2.

Stenodontus jilinensis: Chen et Gong, 1986, с. 187, 188, табл. 18, фиг. 2; текст.-фиг. 77, фиг. 7.

О п и с а н и е. Параконодонты немного асимметричные, уплощенные с боков, полого изогнутые назад и чуть вбок. Задняя сторона килевидная, передняя — округленная. Внутренняя сторона несет рельефное ребро, сближенное к переднему краю. Наружная сторона имеет слаборазвитое ребро, отстоящее чуть дальше от переднего края, чем ребро внутренней стороны. Оба ребра почти параллельны переднему краю. В целом боковые стороны плоские, около ребер — чуть вогнутые. Базальная полость, зубец и наружная поверхность имеют обычные для представителя данного рода характеристики. Изменчивость выражена в степени развитости ребра наружной стороны.

С р а в н е н и е. Вид сходен с "P." *secundacostatus* sp. nov., но не имеет вторичного ребра на внутренней стороне.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Северный Китай, Даянча; верхний кембрий, зона *tenuisettratus*—нижний ордовик, зона *Cordylodus angulatus*—*Chosonodina herfurthi*.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия — слои с *D. deltifera* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 57 экземпляров.

"*Proacontiodus*" *latus* (Van Wamel, 1974)

Табл. III, фиг. 30, 31

Coelocerosodontus latus: Van Wamel, 1974, с. 56, 57, табл. 1, фиг. 2

Vanwamelodus latus (Van Wamel), s.f. (nom.nud.): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 25.

Diaphanodus latus (Van Wamel): Bagnoli et al., 1986, с. 155, табл. 2, фиг. 11, 12.

Stenodontus compressus: Chen et Gong, 1986, с. 186, 187, табл. 25, фиг. 2, 5; текст.-фиг. 76, фиг. 9.

О п и с а н и е. Асимметричные параконодонты, уплощенные с боков и расширенные книзу в передне-заднем направлении. Зубец мал, сильно изогнут назад и вниз в виде клюва. Наружная сторона пологовыпуклая, внутренняя — плоская или чуть вогнутая. Задняя сторона килевидная, иногда с едва заметной раздвоенностью кия в месте перегиба конодонта. Передняя сторона выпуклая, отделенная от внутренней переднебоковым ребром. Нижние части боковых сторон с продольными углублениями. Базальный край волнистый; передняя его часть немного оттянута вниз. Полость почти доходит до вершины. Поверхность несет характерный для параконодонтов рисунок линий роста.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик, зона *rotundatus*, Швеция; верхний кембрий, зона *notchpeakensis*—нижний ордовик, зона *lindstromi*, Западный Ньюфаундленд; верхний кембрий, зона *tenuisettratus*—нижний ордовик, зона *intermedius*, Северный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis*—зона *primitivus* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 33 экземпляра.

“Proacontiodus” latus entis Dubinina, subsp. nov.

Табл. III, фиг. 1, 1a, 7, 8, 15, 16, 20, 21

Vanwamelodus sp. 3, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 30.

Stenodontus compressus: Chen et Gong, 1986, с. 186, 187, табл. 25, фиг. 10, 11, 16; текст.-фиг. 76, фиг. 2, 5, 6.

Название подвида от “*entis*” (лат.) — выпрямляющийся.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/50, разрез Батырбай, 93 м, зона *Eoconodontus alisonae* верхнего кембрия. Табл. III, фиг. 8.

С р а в н е н и е. Отличается от “*P.*” *latus* (Van Wamel) меньшим загибом книзу верхней части конодонта, т.е. выпрямленным клювовидным загибом, четкой раздвоенностью заднего кия, ограничивающей узкий, плоский, хорошо выраженный задний сегмент.

З а м е ч а н и е. Изменчивость выражена в различной протяженности плоского заднего сегмента, ограниченного киями; в степени вогнутости внутренней стороны у переднебокового ребра и развитости последнего; в оттянутости книзу передней и задней частей базального края. При большей оттянутости книзу переднего края формы (табл. III, фиг. 20) обычно хорошо выражено переднебоковое ребро, а задний сегмент, ограниченный киями, находится только в верхней половине формы, где образуется “вилка” — раздвоенность заднего кия снизу вверх. Наоборот, при оттянутости книзу заднего края формы (табл. III, фиг. 1, 1a, 8) задний сегмент оказывается ограничен киями снизу доверху (“вилка” исчезает), а переднебоковое ребро и вогнутость внутренней стороны сглаживаются.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, зона *tenuiserratus*—нижний ордовик, зона *intermedius*, Северный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—зона *intermedius* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 103 экземпляра.

“Proacontiodus” memorabilis Dubinina, sp. nov.

Табл. I, фиг. 12, 13, 21

Nogamiconus sp. 3, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 17.

Название вида “*memorabilis*” (лат.) — заслуживающий упоминания.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/9, разрез Батырбай, 0 м, зона *Westergaardodina amplisava* верхнего кембрия. Табл. I, фиг. 12.

О п и с а н и е. Параконодонты билатерально симметричные. Задняя сторона килевидная, передняя — узкоокругленная. Каждая из боковых сторон имеет ребро, сближенное к заднему краю и почти параллельное ему. Сегменты боковых сторон, расположенные между ребрами и передней стороной, плоские; сегменты, прилежащие к заднему краю, немного вогнуты. Полость доходит до вершины. Базальный край слегка волнистый.

С р а в н е н и е. Отличается от *P. tortus* (An, 1982) большей заостренностью заднего края, почти параллельными заднему краю боковыми ребрами, большей латеральной уплощенностью форм.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis*—основание зоны *amplisava* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 23 экземпляра.

“Proacontiodus” milleri Dubinina, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 10, 10а, 14—16, 21, 23

Acodus ? *cambricus* Nogami: Miller R. et Paden, 1976, с. 594, 595, табл. I, фиг. 28, 29.

Nogamiconus cambricus (Nogami): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 21.

? *Stenodontus jilinensis*: Chen et Gong, 1986, с. 187, 188, табл. 18, фиг. 5, 6; текст.-фиг. 77, фиг. 3, 4.

Название вида в честь американского биостратиграфа Д. Миллера.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/62, разрез Батырбай, 71,5 м, зона *Eoconodontus notchreakensis* верхнего кембрия. Табл. IV, фиг. 10.

О п и с а н и е. Параконодонт асимметричный. Задняя сторона килевидная, передняя — килевидная, одинарная или в виде двух слипшихся ребер. Внутренняя сторона плоская, у переднего края вогнутая. Наружная сторона с ребром вдоль срединной оси. Боковые сегменты плоские, круто нисходящие от ребра к переднему и заднему краям. Поперечное сечение в виде высокого треугольника. Полость доходит до вершины. Базальный край почти прямой. Поперечные параконодонтовые линии роста отчетливы.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, зона *tenuiserratus*—нижний ордовик, зона *Cordylodus angulatus*—*Chosonodina herfurthi* Северного Китая; верхний кембрий Калифорнии.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—зона *lirdstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 43 экземпляра.

“Proacontiodus” aff. milleri Dubinina, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 1–3

? *Coelocerodontus cambricus* (Nogami): Landing, 1983, с. 1172, 1173, фиг. 10 А.

Nogamicobus aff. cambricus (Nogami): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 8.

Stenodontus jilinensis: Chen et Gong, 1986, с. 187, 188, табл. 18, фиг. 9, 17, текст.-фиг. 77, фиг. 5, 10.

О п и с а н и е. Параконодонт асимметричный, сильно уплощенный с боков. Наружная сторона с ребром вдоль срединной оси. Боковые сегменты вогнутые. Внутренняя сторона с ребром, сближенным к переднему краю и параллельным ему. Сегмент между передним и переднебоковым ребрами узкий и плоский; прилежащий к заднему краю сегмент широкий и вогнутый. Поперечное сечение в виде невысокого треугольника. Полость доходит до вершины. Базальный край немного волнистый. Поперечная полосчатость ламелл отчетлива.

С р а в н е н и е. Отличается от “*P.*” *milleri Dubinina, sp. nov.* сильным боковым уплощением формы, четко выраженным переднебоковым ребром на внутренней стороне, сечением.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Канады; верхний кембрий—низы ордовика Северного Китая.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—слои с *D. deltifer* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 56 экземпляров.

“Proacontiodus” multicostratus Dubinina, sp. nov.

Табл. II, фиг. 1, 1а

Nogamiconus sp. 4, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 23, фиг. 11.

Название вида от “*multicostratus*” (лат.) — многореберный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/3, разрез Батырбай, 0 м, зона *Westergaardodina amplisava* верхнего кембрия.

О п и с а н и е. Параконодонт билатерально симметричный. Передняя сторона в виде плоского сегмента, ограниченного ребрами, задняя — килевидная. Боковые стороны со срединным ребром. Сегменты боковых сторон немного вогнуты. Полость доходит до вершины. Базальный край слегка волнистый.

С р а в н е н и е. Отличается от “P.” *memorabilis* sp. nov. плоской передней стороной, ограниченной ребрами; срединным расположением боковых ребер, спецификой боковых сегментов.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—основание зоны *proavus* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 27 экземпляров.

“*Proacontiodus*” *pteroideus* Dubinina, sp. nov.

Табл. II, фиг. 2, 4, 4а, 14, 18

Nogamiconus sp. 6, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 29, табл. 29, фиг. 25.

Stenodontus jilinensis: Chen et Gong, 1986, с. 187, 188, табл. 34, фиг. 14, текст-фиг. 77, фиг. 12.

Название вида от “*pteroideus*” (лат.) — крыловидный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/1, разрез Батырбай, 64 м, зона *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия. Табл. II, фиг. 4.

О п и с а н и е. Билатерально симметричные параконодонты. Задний край килевидный. Передняя сторона в виде плоского сегмента, ограниченного ребрами. Каждая из боковых сторон имеет ребро, сближенное к переднему краю. Сегменты, заключенные между боковыми и передними ребрами, узкие, немного вогнутые. Сегменты, прилежащие к заднему краю, в виде крыловидных выступов, вогнуты около ребер, сзади уплощены. Полость доходит до вершины. Базальный край в плане дугообразный.

С р а в н е н и е. Отличается от “P.” *multicostatus* sp. nov. крыловидными боковыми сегментами, прилежащими к заднему краю.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Пограничные отложения кембрия и ордовика Северного Китая.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия—зона *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 33 экземпляра.

“*Proacontiodus*” *sagittalis* Dubinina, sp. nov.

Табл. I, фиг. 16–18, 23–25

? *Coelocerosodontus* ? *bicostatus* Van Wamel: Landing, 1983, с. 1172, фиг. 7P.

Nogamiconus sp. 5, s.f.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 18, 20.

? *Stenodontus jilinensis*: Chen et Gong, 1986, с. 187, 188, табл. 18, фиг. 4, текст-фиг. 77, фиг. 6.

Название вида “*sagittalis*” (лат.) — стреловидный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/4, разрез Батырбай, 71 м, зона *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия. Табл. I, фиг. 17.

О п и с а н и е. Асимметричные, узкие и длинные параконодонты. Задняя и передняя стороны килевидные. Наружная сторона со срединным ребром, разделяющим ее на два плоских сегмента, внутренняя — с ребром, сближенным к переднему краю. Сегмент, прилежащий к передней стороне, узкий и плоский. Между ребром и задним краем — вогнутый сегмент. Ось максимальной вогнутости внутренней стороны в проекции соответствует срединному ребру наружной стороны. Полость доходит до вершины. Базальный край почти прямой.

С р а в н е н и е. Отличается от “P.” *palmeri* (Müller, 1959) пропорциями и асимметрией.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Пограничные отложения кембрия и ордовика Северо-Западного Вермонта и Северного Китая.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—зона *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 52 экземпляра.

“Proacontiodus” secundacostatus Dubinina, sp. nov.

Табл. II, фиг. 6—8, 13

Nogamiconus sp. 1: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 3, 6.

Название вида от “secundacostatus” (лат.) — вторичнореберный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/2, разрез Батырбай, 0 м, зона Westergaardodina amplisava верхнего кембрия. Табл. II, фиг. 13.

О п и с а н и е. Параконодонты асимметричные. Задняя сторона килевидная, передняя — округленная. Внутренняя сторона с двумя ребрами. Одно из них — рельефное, сближено к переднему краю и почти параллельно ему. Второе развито слабее (вторичное ребро), сближено к заднему краю и почти параллельно основному ребру. Боковые сегменты вогнуты и находятся в одной плоскости. Наружная сторона обычно с одним ребром, развитым слабее и расположенным чуть дальше от переднего края, чем основное ребро внутренней стороны. Полость доходит до вершины. Базальный край ровный.

Изменчивость выражена в степени развитости вторичного ребра внутренней стороны и ребра наружной стороны. Вторичное ребро на наружной стороне — признак непостоянный.

С р а в н е н и е. Отличается от “P.” jilinensis Chen et Gong вторичным ребром (на одной или обеих боковых сторонах).

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с P. dahlmani—P. memorabilis—зона anі верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 43 экземпляра.

Под Prooneotodus Müller et Nogami, 1971

Prooneotodus gallatini (Müller, 1959)

Табл. IV, фиг. 22, 29, 30

Ooneotodus gallatini: Müller, 1959, с. 457, табл. 13, фиг. 5, 6, 8—10, 18, 7 (?), 12 (?).

Prooneotodus gallatini (Müller): Lee, 1975, с. 82, 83, табл. 1, фиг. 2, 12, текст.-фиг. 28; Bednarczyk, 1979, с. 433, табл. 3, фиг. 10, 15, 16; Miller R. et al., 1981, с. 190, фиг. 4 к-м; An, 1982, с. 144, табл. 11, фиг. 5—6, 9—14, табл. 16, фиг. 13; Fortey et al., 1982, текст.-фиг. 9H, O, текст.-фиг. 6K, N; Lunqi, 1982, табл. 3, фиг. 7; An et al., 1983, с. 128, 129, табл. 5, фиг. 7; Абаимова, 1983, с. 100, табл. 22, фиг. 2, 3, 6—10; Wang, 1983, табл. 4, фиг. 14, 18; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 27.

Prooneotodus gallatini ? : Miller R. et Paden, 1976, с. 596, табл. 1, фиг. 16—19.

О п и с а н и е. Параконодонты симметричные или немного асимметричные. Поперечное сечение у вершины круглое, у базального края — овальное. Передняя и задняя стороны крутоокруглые, боковые — пологоокруглые. Ширина основания соответствует в среднем половине длины конодонта. Полость почти доходит до вершины. Базальный край прямой. На поверхности отчетлива поперечная полосчатость ламеллей.

С р а в н е н и е. От P. rotundatus (Druce et Janes) отличается овальным поперечным сечением, соотношением ширины основания к длине конодонта, небольшой асимметрией.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий—самые низы нижнего ордовика США, Канады; верхний кембрий Северного Китая, Швеции (зоны 2—6а), Польши.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с P. dahlmani—P. memorabilis верхнего кембрия—она lindstromi нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 74 экземпляра.

“Prooneotodus” mitriformis Dubinina, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 28

Prooneotodus sp. 2: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 26.

Название вида “mitriformis” (лат.) — колпачковидный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/14, разрез Батырбай, 2,5 м, зона Westergaardodina amplisava верхнего кембрия.

О п и с а н и е. Невысокие, колпачковидные, немного асимметричные параконодонты. Передняя и задняя стороны крутоокруглые, боковые — пологоокруглые.

Высота и ширина конодонта примерно одинаковы. Поперечное сечение почти овальное. Асимметрия выражена в большей уплощенности одной из боковых сторон. Полость доходит до вершины. Базальный край ровный.

С р а в н е н и е. От *P. gallatini* (Müller, 1959) отличается главным образом пропорциями формы.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplivava* верхнего кембрия—основание зоны *intermedius* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 23 экземпляра.

***Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones, 1971)**

Табл. IV, фиг. 26, 27

Coelocerosodus rotundatus: Druce et Jones, 1971, с. 62, 63, табл. 9, фиг. 10—13, текст.-фиг. 22с, d; Jones, 1971, с. 45, табл. 1, фиг. 1.

Proconodontus cf. rotundatus: Müller, 1973, с. 42, табл. 3, фиг. 1—3.

Prooneotodus rotundatus: Lee, 1975, с. 83, табл. 1, фиг. 7, 11, 13, текст.-фиг. 2F, X; Miller R. et Paden, 1976, с. 596, табл. 1, фиг. 24, 25; Miller R. et al., 1981, с. 190, 191, фиг. 4N, O; An, 1982, с. 144, 145, табл. 4, фиг. 12, табл. 11, фиг. 1—4; Forney et al., 1982, текст.-фиг. 9J, M; An et al., 1983, с. 129, 130, табл. 5, фиг. 6; Wang, 1983, табл. 4, фиг. 4, 9; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 12.

О п и с а н и е. Параконоднты билатерально симметричные в форме горна. Поперечное сечение круглое. Все стороны округлые. Ширина основания соответствует в среднем 1/3 длины конодонта. Полость доходит до вершины. Базальный край прямой. Поверхность с поперечной полосчатостью ламеллей.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, Австралия, Южная Корея; верхний кембрий—низы ордовика, США, Северный Китай; нижний ордовик, зона *Symphysurina*, Канада; зона 7, Северный Иран.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabuis* верхнего кембрия—слои с *D. deltifer* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 53 экземпляра.

***Prooneotodus terashimai kazakhstanica* Dubinina, subsp. nov.**

Табл. IV, фиг. 19, 19а, 20, 20а

Prooneotodus terashimai subsp. n.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 16, табл. 29, фиг. 27.

Название подвида “*kazakhstanica*” — от географического названия (Казахстан).

Г о л о т и п. ГИН 4725/13, разрез Батырбай, 71 м, зона *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия. Табл. IV, фиг. 20.

О п и с а н и е. Узкие, билатерально симметричные параконоднты с высоким основанием и крошечным главным зубцом, изогнутым назад в виде клюва. Все стороны округлые. Поперечное сечение круглое. Нижняя часть основания расширена в виде воронки. Соотношение ширины основания к высоте конодонта — в среднем 1/10—1/12. Полость очень глубокая. Базальный край прямой. Поверхность с поперечной полосчатостью ламеллей.

С р а в н е н и е. Отличается от всех видов рода клювообразно изогнутой вершиной и очень высоким основанием. Отличается от китайских и австралийских “*P.*” *terashimai* (Nogami) большей высотой основания, расширенного внизу в виде воронки, пропорциями и большей округленностью форм.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis*—зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 24 экземпляра.

“*Prooneotodus*” sp.

Табл. IV, фиг. 24

О п и с а н и е. Мелкие, билатерально симметричные параконоднты. Передняя и задняя стороны крутоокруглые, боковые — пологоокруглые. Нижняя часть формы в виде конуса, вытянутого назад, верхняя — в форме изогнутой назад “труб-

ки". Угол между задними сторонами "трубки" и основного конуса 110° ; длина "трубки" равна $2/3$ длины задней стороны конуса. Полость очень глубокая; зубец мельчайший. Поперечное сечение "трубки" круглое; сечение формы у базального края овальное. Базальный край ровный.

С р а в н е н и е. Отличается от *P. gallatini* (Müller) четкой морфологической выраженностью двух частей формы: основного конуса и "трубки". Отличие "P." sp. от "*Barnesodus*" sp. дано при описании последнего.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия.
М а т е р и а л. 3 экземпляра.

Р о д *Prosagittodontus* Müller et Nogami, 1971 "Prosagittodontus" dahlmani (Müller, 1959)

Табл. V, фиг. 1, 2, 8, 15

Sagittodontus dahlmani: Müller, 1959, с. 460, табл. 14, фиг. 5, 7, 10; 1971, табл. 1, фиг. 8.

Prosagittodontus dahlmani (Müller): Müller et Nogami, 1971, с. 17; Абаимова, 1978, с. 33, 34, табл. 8, фиг. 3, 5, 7; Ан, 1982, с. 147, табл. 5, фиг. 6; Wang, 1983, табл. 1, фиг. 11; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 9, 22.

Ptosagittodontus dundenbergiae (Müller): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 24.

О п и с а н и е. Билатерально симметричные или немного асимметричные параконodontы, полого изогнутые назад. Поперечное сечение близко к равнобедренному треугольнику. Апикальный угол $45\text{--}50^\circ$. Передняя сторона уплощена и отделена от боковых гребнями. В проекции на плоскость гребни прямые или чуть вогнутые. Задняя сторона гребневидная, совпадающая со срединной линией формы или немного смещенная от нее. Боковые стороны уплощены вверху и вогнуты у базального края. Разница в ширине боковых сторон незначительна. Базальный край с выростами, нарастающими гребни снизу, и с синусами между ними. Глубина синусов различна. Из двух боковых синусов более глубокий соответствует более широкой боковой стороне. Синус передней стороны глубже боковых. Полость почти доходит до вершины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Швеции (зоны 5b-e), Центрального Казахстана, Северного Китая.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—зона *intermedius* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 41 экземпляр.

"Prosagittodontus" aff. dahlmani (Müller, 1959)

Табл. V, фиг. 17, 20, 24, 25

? *Prosagittodontus* aff. *dahlmani* (Müller): Боровка и др., 1980, рис. 2, фиг. 10.

Prosagittodontus aff. *dahlmani* (Müller): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 21, табл. 29, фиг. 7.

О п и с а н и е. Параконodontы асимметричные, полого изогнутые назад и вбок. Поперечное сечение в форме неравностороннего треугольника. Уплощенная передняя сторона отделена от боковых гребнями. Один гребень в проекции на плоскость выпуклый, другой — вогнутый. Задняя сторона гребневидная, смещена от центра в сторону вогнутого переднебокового гребня. Боковые стороны различны по ширине, уплощены в верхней части и вогнуты внизу. Базальный край с выступами вниз, соответствующими гребням, и с синусами между ними. Глубина синусов различна и изменчива. Широкая, прилежащая к выпуклому гребню боковая сторона имеет глубокий синус, узкая боковая сторона — мелкий синус. Передняя сторона с относительно глубоким синусом. Апикальный угол $30\text{--}40^\circ$.

С р а в н е н и е. От "*P.*" *dahlmani* (Müller) отличается большей асимметрией.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplivava*—зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 39 экземпляров.

“*Prosagittodontus*” aff. *dundenbergiae* (Müller, 1959)

Табл. V, фиг. 5—7

Prosagittodontus dundenbergiae (Müller): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 24.

О п и с а н и е. Немного асимметричные, почти прямые параконоднты. Апикальный угол около 50°. Поперечное сечение линзовидное. Задняя сторона плоская или чуть вогнутая, передняя — выпуклая. Обе стороны ограничены боковыми гребнями, выступающими вниз у базального края, с синусами примерно одинаковой глубины. Асимметрия выражена в небольшой разнице длин гребней, в большей заостренности более длинного гребня, в выпуклости (в плане) более короткого и вогнутости более длинного гребней, в смещении оси максимальной выпуклости передней стороны к более короткому гребню.

С р а в н е н и е. Отличается от “P.” *dundenbergiae* (Müller) небольшой асимметрией и уплощенной задней стороной.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis*—зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 21 экземпляр.

Prosagittodontus aff. *eureka* (Müller, 1959)

Табл. V, фиг. 22, 22a, 27, 30—32

? *Sagittodontus* sp. indet. aff. *eureka* (Müller): Nogami, 1966, с. 358, табл. 9, фиг. 13, 14.

? *Prosagittodontus* aff. *eureka* (Müller): An, 1982, с. 148, табл. 5, фиг. 4, 8.

Prosagittodontus aff. *eureka* (Müller): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 32, табл. 29, фиг. 20.

О п и с а н и е. Переходная серия параконоднтовых элементов, конечные члены которой представлены билатерально симметричными и асимметричными формами. Коноднты полого изогнуты назад, имеют выпуклую переднюю, гребневидную заднюю и вогнутые боковые стороны. Передняя сторона отделена от боковых гребнями. Острым боковым гребням соответствуют заостренный задний гребень и большая вогнутость боковых сторон; наоборот, узкоокругленные гребни сочетаются со слабой вогнутостью сторон. В плане переднебоковые гребни немного вогнуты. Базальный край волнистый, но без синусов и выступов. Треугольное поперечное сечение “искажено” вогнутостью боковых и выпуклостью передней сторон. Апикальный угол в среднем 35°. У асимметричных форм вершина наклонена вбок; поперечное сечение в виде неравностороннего треугольника; выпуклый переднебоковой гребень ограничивает более широкую боковую сторону, вогнутый — более узкую сторону.

С р а в н е н и е. Отличается от “P.” *eureka* (Müller) большим апикальным углом и переходом к асимметрии. Конечные формы серии (табл. V, фиг. 27) сходны с “P.” *crassus* An, 1982, но отличаются округленными переднебоковыми гребнями.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—зона *intermedius* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 57 экземпляров.

Р о д *Viirodus* Dubinina, gen. nov.

Название рода – в честь биостратиграфа В.Я. Вийра.

Т и п о в о й в и д. *Viirodus impressus* sp. nov.; верхи верхнего кембрия—низы ордовика; Малый Каратау, разрез Батырбай.

Д и а г н о з. Аппарат, состоящий, очевидно, из однотипных, асимметричных параконоднтовых элементов исходно конической формы с различными вариантами вдавленности сторон, приходящейся на их нижнюю 1/2, 2/3 или 3/4 часть. Вдавленные сегменты сторон (обычно боковых сторон) ограничены “вздутиями”. Полость очень глубокая, узкая в местах сближения (слипания) сторон и расширенная во

“вздутиях”. Зубец мал. Базальные края часто слипшиеся; могут быть ровными, оттянутыми книзу или завернутыми на одну из боковых сторон. Поверхность с попеременной полосчатостью ламеллей.

Видовой состав: 5 видов.

Замечание. Для рода не характерна заостренность какой-либо из сторон.

Распространение. Верхний кембрий—нижний ордовик юга Казахстана.

“Viirodus” complanatus Dubinina, sp. nov.

Табл. V, фиг. 29.

Viirodus sp. 2: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 5.

Название вида “complanatus” (лат.) — сплюснутый.

Голотип. ГИН № 4725/17, разрез Батырбай, 0 м, зона *Westergardodina amplisava* верхнего кембрия.

Описание. Аппарат состоит, по-видимому, из однотипных элементов. Они сильно уплощены с боков. Верхняя часть немного наклонена назад и вбок и повернута относительно нижней. Передняя и задняя стороны выпуклые, внутренняя — пологовыпуклая. Наружная сторона имеет в нижней части незначительную вдавленность в виде треугольного сегмента, отделенного ложбинами от передне- и заднебокового “вздутий”. Верхняя часть наружной стороны без рельефа. Поперечное сечение у базального края щелевидное. Полость очень глубокая, узкая в местах сближения боковых сторон, немного расширенная во “вздутиях” и в безрельфной части формы. Базальный край ровный. Поперечная параконодонтовая полосчатость четкая.

Сравнение. Отличается от *V. impressus* sp. nov. слабым рельефом боковой стороны.

Стратиграфический интервал. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—основание зоны *lirdstromi* нижнего ордовика.

Материал. 30 экземпляров.

Viirodus impressus Dubinina, sp. nov.

Табл. V, фиг. 9, 14, 16, 18, 18а, 19, 21, 23, 26.

Viirodus sp. 1: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 1, табл. 29, фиг. 15, 23, табл. 30, фиг. 22.

Название вида от “impressus” (лат.) — вдавленный.

Голотип. ГИН № 4725/16, разрез Батырбай, 71 м, зона *Eoconodontus notchreakensis* верхнего кембрия. Табл. V, фиг. 14.

Описание. Аппарат состоит из однотипных элементов. Конодонты полого изогнуты назад. Верхняя часть немного наклонена вбок и повернута относительно нижней. Передняя и задняя стороны выпуклые, наружная — пологовыпуклая. Внутренняя сторона (в нижней 1/2 или 1/3 части) — в виде треугольного вдавленного сегмента, отделенного глубокими бороздами от передне- и заднебокового “вздутий”. Переднебоковое вздутие больше заднебокового. Вверху рельеф сглаживается. Поперечное сечение у базального края (исключая “вздутия”) — щелевидное, в верхней части — круглое. Полость очень глубокая, узкая между срединными сегментами боковых сторон; расширенная во “вздутиях” и в верхней части формы. Базальные края неровные, часто “слипшиеся” и завернутые на одну из боковых сторон. Поперечная параконодонтовая полосчатость четкая.

Изменчивость невелика и выражена в степени наклона и поворота верхней части конодонта относительно нижней части. Немного изменчива глубина борозд перед обоими вздутиями, а также высота нижней и верхней (безрельфной) частей боковой стороны.

Стратиграфический интервал. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis* верхнего кембрия—основание зоны *lindstromi* нижнего ордовика.

Материал. 9 неполных полуаппаратов, 58 изолированных элементов.

***Viirodus impressus tortus* Dubinina, subsp. nov.**

Табл. VI, фиг. 11, 12, 12а, 13, 13а

Название подвида от “*tortus*” (лат.) — скрученный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/11, разрез Батырбай, 71 м, зона *Eoconodontus notchpeakensis*. Табл. VI, фиг. 13.

С р а в н е н и е. Отличается от *V. impressus* sp. nov. сильным развитием переднебокового вздутия и редукцией заднебокового, их взаимным поворотом внутрь относительно продольной оси максимальной вогнутости формы.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis*—зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 27 экземпляров.

“*Viirodus*” *inevolutus* Dubinina, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 9, 10, 16, 17

Название вида от “*inevolutus*” (лат.) — неразвитый.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/169, разрез Батырбай, 93 м, зона *Eoconodontus alisonae* верхнего кембрия. Табл. VI, фиг. 16.

О п и с а н и е. Немного асимметричные параконодонты, полого изогнутые назад и незаметно — вбок. Задняя сторона выпуклая, передняя — пологовыпуклая. Боковые стороны немного вогнуты, отделены от передней стороны переднебоковыми валиками. Рельеф формы сглаживается к вершине и к базальному краю. Поперечное сечение у базального края округленно-треугольное, у вершины — круглое. Полость практически доходит до вершины.

С р а в н е н и е. Отличается от “*V.*” *insuctus* sp. nov. сильной сглаженностью рельефа формы (неразвитостью рельефа).

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *alisonae* верхнего кембрия—слой с *D. deltifer* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 33 экземпляра.

“*Viirodus*” *insuctus* Dubinina, sp. nov.

Табл. VI, фиг. 18, 19, 19а, 20

Viirodus sp. 3: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 14.

Название вида от “*insuctus*” (лат.) — необычный.

Г о л о т и п. ГИН № 4725/12, разрез Батырбай, 93 м, зона *Eoconodontus alisonae* верхнего кембрия. Табл. VI, фиг. 19.

О п и с а н и е. Асимметричные, немного изогнутые назад и вбок параконодонты. Задняя сторона крутоокруглая, выпуклая, передняя — в виде уплощенного сегмента. Боковые стороны сильно вдавлены и сближены друг с другом (“слипшился”). Впереди вдавленность боковых сторон приобретает характер глубоких продольных борозд, от которых резко (под углом) расходятся передние сегменты боковых сторон, “слипшился” с плоским передним сегментом. Переднебоковые “вздутия” небольшие. Рельеф сглажен только в верхней 1/5 части формы. Поперечное сечение у базального края — щелевидное, в виде искаженной буквы Т, вверху — круглое. Полость почти доходит до вершины.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия—слой с *D. deltifer* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 52 экземпляра.

“Viirodus” sp. 1

Табл. V, фиг. 28

О п и с а н и е. Асимметричные, удлинённые, полого изогнутые назад параконodontы. Задняя и боковые стороны округлые, передняя — сильно вдавлена, за исключением верхней 1/3 части. Полость глубокая и очень узкая у базального края.

С р а в н е н и е. Отличается от всех видов рода сильной вдавленностью передней стороны.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis*—зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 5 экземпляров.

“Viirodus” sp. 2

Табл. VI, фиг. 14, 15

О п и с а н и е. Асимметричные, полого изогнутые назад параконodontы, с узкоокругленной задней, широкоокруглой передней и вдавленными боковыми сторонами. Сильная вдавленность сопровождается образованием переднебоковых валиков и почти “слипшихся” заднебоковых сегментов (фиг. 14); слабая вдавленность дает “мягкий” рельеф боковых поверхностей (фиг. 15). Передняя сторона продолжается книзу в виде переднебазального выступа. Длина выступа равна длине основной формы. Базальные края сближены, уступом спускаются от заднего края формы к переднебазальному выступу. Полость глубокая.

С р а в н е н и е. Представленные формы сходны с “V.” *inevolutus* sp. nov., и с “V.” *insuctus* sp. nov., от которых отличаются переднебазальным выступом.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis*—зона *alisonae* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 4 экземпляра.

С Е М Е Й С Т В О WESTERGAARDODINIDAE MÜLLER, 1959

Р о д *Westergaardodina* Müller, 1959

Westergaardodina amplicava Müller, 1959

Табл. I, фиг. 4

Westergaardodina amplicava: Müller, 1959, с. 467, 468, табл. 14, фиг. 13, 16, ? 14; 1971, табл. 2, фиг. 7; 1973, с. 46, табл. 2, фиг. 10; Druce et Jones, 1971, с. 100, табл. 8, фиг. 1–3; Lunqi, 1982, табл. 1, фиг. 8; Wang, 1983, табл. 3, фиг. 21, 22; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 4; Chen et Gong, 1986, с. 197, 198, табл. 21, фиг. 7, текст-фиг. 83.

О п и с а н и е. Параконodontы W-образной формы, немного асимметричные, с зубцом и широким основанием с дополнительными зубчиками. Передняя сторона уплощена, задняя — рельефна. Зубец треугольный в поперечном сечении, плоский спереди, заостренный по бокам, со срединным ребром — сзади. Дополнительные зубчики больше зубца, выпуклые сзади, заостренные вверху и с внутренней стороны. Наружная их сторона крутоокруглая. Полость большая, цельная, глубоко входящая в зубчики и открытая сзади вдоль нижнего края конodontа. Базальный край волнистый.

С р а в н е н и е. Отличается от *W. muelleri* Nogami основанием с дополнительными зубчиками, открытием базальной полости только вдоль нижнего края основания, скульптурой зубца. От *W. tricuspidata* Müller, *W. bohlini* Müller, *W. kleva* Müller отличается цельной базальной полостью.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Швеции (зоны 5e, 6a), Австралии (ярус препейнтон А), Северного и Северо-Восточного Китая (формация Феншань); формация Мила, зоны 2, 4, Северный Иран.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplicava*—зона *ani* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 5 экземпляров.

Westergaardodina bicuspidata Müller, 1959

Табл. I, фиг. 1, 2, 5, 10, 11, 20

Westergaardodina bicuspidata: Müller, 1959, с. 468, табл. 15, фиг. 1, 4, 7, 9, 10, 14; 1971, табл. 2, фиг. 8, 9; 1973, с. 47, табл. 2, фиг. 3; Druce et Jones, 1971, с. 100, 101, табл. 7, фиг. 1–4; Landing et al., 1978, текст.-фиг. 2с; Bednarczyk, 1979, с. 435, табл. 2, фиг. 2, 13; Боровко и др., 1980, с. 1193, рис. 2, фиг. 1, 2; Боровко и др., 1984, табл. 1, фиг. 3; Müller R. et al., 1981, с. 193, фиг. 24С; An, 1982, с. 151, табл. 7, фиг. 6–8; Fortey et al., 1982, текст.-фиг. 7D; Lunqi, 1982, табл. 1, фиг. 11, 12; An et al., 1983, с. 162, 163, табл. 1, фиг. 9; Wang, 1983, табл. 2, фиг. 16–19; Байторина, 1983, с. 108–109, табл. 23, фиг. 3; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 13; Chen et Gong, 1986, с. 198, 199, табл. 21, фиг. 1–6, 10, 11, 14, 15, текст.-фиг. 84. *Westergaardodina cf. bicuspidata* Müller: Абаимова, Ергалиев, 1975, с. 394, табл. 14, фиг. 21, 22; An et al., 1983, с. 163, табл. 1, фиг. 11; Абаимова, 1983, с. 102, табл. 21, фиг. 4, 7.

О п и с а н и е. Конодонты V-образной формы, билатерально симметричные, без зубца, с основанием и двумя боковыми выростами основания, с уплощенной передней и рельефной задней стороной. Внутренняя кайма отчетливая. На месте зубца — выемка. Задняя сторона с валиком и с бороздой (внизу). Полость парная: две боковые полости расположены симметрично в верхних частях выростов, почти доходят до их вершин и открыты с наружных сторон выростов на задней стороне конодонта.

С р а в н е н и е. От *W. fossa* Müller отличается нескульптурованной передней стороной, от *W. mössebergensis* Müller — парной базальной полостью, от *W. matsushitai* Nogami — округлым нижним краем и расположением боковых полостей только в верхних частях выростов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Швеции, Польши, Русской платформы, Северного и Северо-Восточного Китая, Южного Казахстана, Австралии (ярусы препейнтон А, В); зона Асегосаре, Нью-Брансуик, Канада; зоны 2, 5, Северный Иран; верхний кембрий—низ ордовика США; нижний ордовик (зона *Symphysurina*), Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplicava*—зона *primitivus* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 20 экземпляров.

Westergaardodina fossa Müller, 1973

Табл. I, фиг. 6

Westergaardodina fossa: Müller, 1973, с. 47, 48, табл. 2, фиг. 1, 2, 4, 5, текст.-фиг. 11; Боровко и др., 1984, табл. 1, фиг. 8; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 28, фиг. 15. *Westergaardodina cf. fossa*: Боровко и др., 1980, рис. 2, фиг. 15.

С р а в н е н и е. *W. fossa* Müller сходен с *W. bicuspidata* Müller, но отличается скульптурованной передней стороной: наличием гребней вдоль срединных осей выростов основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Русской платформы; формация Мила, зоны 4–7, Северный Иран.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *amplicava* верхнего кембрия—основание зоны *proavus* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

Westergaardodina cf. kleva Müller, 1959

Табл. I, фиг. 15

З а м е ч а н и е. Параконодонт W-образной формы. Зубец с острыми боковыми краями, плоской передней и выпуклой задней стороной со срединным килем. Киль проходит ниже уровня сочленения зубца с выростами основания. Из двух выростов сохранился один с частью парной полости. По типу открытия полости и более низкому уровню киля данная форма отличима от *W. tricuspидata* Müller.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Основание зоны *amplicava* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 1 экземпляр.

Westergaardodina tricuspidata Müller, 1959

Табл. I, фиг. 14

Westergaardodina tricuspidata: Müller, 1959, с. 470, табл. 15, фиг. 3, 5, 6; 1971, табл. 2, фиг. 12; Nogami, 1966, с. 362, табл. 10, фиг. 5.

О п и с а н и е. Параконодонты билатерально симметричные, W-образной формы, с зубцом, основанием и двумя боковыми выростами основания, которые обычно ниже зубца. Зубец треугольный в поперечном сечении; имеет плоскую переднюю сторону, острые боковые края и выпуклую заднюю сторону с высоким средним килем. Под килем — ямка, ограниченная валиками, протягивающимися вдоль нижнего края основания и наружных краев выростов. Киль не доходит до места сочленения выростов основания с зубцом. Внутренняя кайма отчетливая. Полость парная, представленная двумя боковыми полостями, расположенными симметрично в верхней части выростов.

С р а в н е н и е. Отличается от *W. kleva* Müller формой, меньшими размерами боковых полостей и более коротким килем. От *W. bohlini* Müller отличается большей высотой зубца и боковыми полостями, доходящими до вершин выростов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий Европы (зоны 1—6) и Северного Китая (формация Кушан).

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *P. dahlmani*—*P. memorabilis*—зона *ani* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

О Т Р Я Д CONODONTOPHORIDA EICHENBERG, 1930

НАДСЕМЕЙСТВО PROCONODONTACEA LINDSTRÖM, 1970

С Е М Е Й С Т В О CLAVOHAMULIDAE LINDSTRÖM, 1970

Под *Hirsutodontus* Miller, 1969 emend. nov.

Dasytodus gen. nov.: Chen et Gong, 1986, с. 134.

Granatodontus gen. nov.: Chen et Gong, 1986, с. 148.

Т и п о в о й в и д. *Hirsutodontus hirsutus* Miller, 1969; нижний ордовик Северной Америки (США).

И с п р а в л е н н ы й д и а г н о з. Эуконодонты конической формы. Поверхность частично или полностью орнаментирована бугорками или шипами. Полость глубокая или относительно мелкая. Зубец заполнен белым веществом; мельчайший или четко выраженный и наклоненный над основанием.

В и д о в о й с о с т а в: *H. hirsutus* Miller, *H. simplex* (Druce et Jones), *H. ani* (Wang), *H. transmutedus* (Xu et Xiang), *H. nodus* (Zhang et Xiang).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий—нижний ордовик Китая, Казахстана; нижний ордовик Северной Америки, Австралии, Сибири.

Hirsutodontus ani (Wang, 1985)

Табл. VI, фиг. 1, 1a

Hirsutodontus aff. *primitivus*: An et al., 1983, с. 104, табл. 4, фиг. 22, 23.

Prohirsutodontus sp. 1 (nomen nudum): Аполлонов и др., 1984, табл. 28, фиг. 24.

Hirsutodontus primitivus (nomen nudum): An et al., 1985, табл. 1, фиг. 1, 2.

Hirsutodontus ? *ani*: Wang, 1985 (in Chen et al., 1985), с. 92, 93, табл. 26, фиг. 4—6.

Granatodontus ani (Wang): Chen et Gong, 1986, с. 149, табл. 26, фиг. 8, табл. 27, фиг. 1—5, 8—10, 13, табл. 28, фиг. 13, 14, табл. 31, фиг. 10, текст-фиг. 53.

О п и с а н и е. Конусовидные эуконодонты, дугообразно изогнутые назад, билатерально симметричные или немного асимметричные. Все стороны выпуклые. Передняя и задняя стороны крутоокруглые, боковые — пологоокруглые. Полость очень глубокая; выложена хорошо развитой базальной воронкой. Зубец в виде мельчайшего заострения; заполнен белым веществом. Микроскопические точечные круглые бугорки расположены беспорядочно на задней и боковых поверхно-

стях. Передняя поверхность гладкая. Поперечное сечение овальное у базального края и круглое у вершины. Базальный край ровный.

С р а в н е н и е. *H. ani* (Wang) с наиболее близким *H. transmutatus* (Xu et Xiang) дано при описании последнего.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, зона *tenuiserratus*—нижний ордовик, зона *intermedius*, Северный Китай; верхний кембрий, зоны *Proconodontus tenuiserratus*—*Cambrooistodus*, Северо-Восточный Китай; верхний кембрий, зона *ani*, Южный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *ani* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

***Hirsutodontus transmutatus* (Xu et Xiang, 1983)**

Табл. VI, фиг. 3, За, 6

Proconodontus transmutatus: Xu et Xiang, 1983 (in An et al., 1983), с. 128, табл. 3, фиг. 14–16, табл. 33, фиг. 3, текст-фиг. 9(22).

Dasytodus transmutatus (Xu et Xiang): Chen et Gong, 1986, с. 135, 136, табл. 28, фиг. 1, 3–8, 11, текст-фиг. 43.

О п и с а н и е. Конические, уплощенные с боков и немного асимметричные эуконодонты. Все стороны выпуклые. Передняя и задняя — крутоокруглые, боковые — пологоокруглые. Зубец небольшой, наклонен над основанием назад, в сечении круглый, заполнен белым веществом. Основание высокое, с глубокой полостью и хорошо развитой базальной воронкой. Многочисленные микроскопические шипы расположены беспорядочно на задней и боковых поверхностях. Зубец лишен скульптуры. Поперечное сечение у базального края овальное. Базальный край ровный. Степень уплощенности боковых сторон немного изменчива.

С р а в н е н и е. Отличается от *H. ani* (Wang) более развитым зубцом, образующим отчетливый перегиб над основанием; преимущественно шиповатой, а не бугорчатой микроскульптурой основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, формация Феншань Северного Китая; зоны *tenuiserratus*—*posterocostatus* Северо-Восточного Китая.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *ani* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 6 экземпляров.

С Е М Е Й С Т В О CORDYLODONTIDAE LINDSTRÖM, 1970

Р о д *Cordylodus* Pander, 1956

“*Cordylodus*” *caseyi* Druce et Jones, 1971

Табл. IX, фиг. 26

Cordylodus caseyi: Druce et Jones, 1971, с. 67, 68, табл. 2, фиг. 9–12, текст-фиг. 23d, e; Jones, 1971, с. 46, табл. 2, фиг. 1; Абаймова, 1975, с. 109, текст-фиг. 8, 41, табл. 10, фиг. 3; An et al., 1983, с. 84, 85, табл. 8, фиг. 10, 11; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 25.

З а м е ч а н и е. Обнаружен кордилодус с характерным для вида расширением внутренней боковой стороны основания и округленно-треугольным поперечным сечением основания. По форме же базальной воронки “С.” *caseyi* Druce et Jones сходен с “С.” *lenzi* Müller и с “С.” *intermedius* Furnish. Это позволяет рассматривать данный вид в качестве младшего синонима *C. intermedius* Furnish [Landing et al., 1980; Miller, 1980].

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *lindstromi* нижнего ордовика.

“Cordylodus” intermedius Furnish, 1938

Табл. IX, фиг. 25

Cordylodus intermedius s.f.: Furnish, 1938, табл. 42, фиг. 31, текст-фиг. 2С; Druce et Jones, 1971, с. 68, текст-фиг. 23f, g, табл. 3, фиг. 1–3; Jones, 1971, с. 46, табл. 2, фиг. 2, 3; Абаимова, 1972, текст-фиг. 1; Müller, 1973, с. 30, текст-фиг. 2С, 4, табл. 10, фиг. 1–3; Landing et al., 1980, с. 19, 20, фиг. 5Е, 6А, В; Fortey et al., 1982, текст-фиг. 8D, К, 6Е, F; Landing, 1983, фиг. 7Н, 8Е; An et al., 1983, с. 85, табл. 7, фиг. 16; Wang, 1983, табл. 1, фиг. 3–6; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 26; Viira et al., 1987, с. 148, табл. 8, фиг. 9, 10, 13, рис. 3, 26.

? *Cordylodus* cf. *C. intermedius* Furnish s.f.: Tipnis et al., 1978, табл. 1, фиг. 7.

Cordylodus intermedius Furnish: Miller, 1980, с. 17, 18, табл. 1, фиг. 16, текст-фиг. 4L (р-элемент).

С р а в н е н и е. “С.” *intermedius* Furnish отличается от “С.” *proavus* Müller меньшей глубиной базальной полости, вогнутостью переднего края базальной воронки и направленностью вершины воронки к передней стороне основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик, зоны *intermedius*, *lindstromi*, *angulatus*; Северная Европа, Северная Америка, Северный Китай, Австралия, Сибирь.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 4 экземпляра.

“Cordylodus” lenzi Müller, 1973

Табл. IX, фиг. 21

Cordylodus lenzi: Müller, 1973, с. 31, табл. 10, фиг. 5–9, текст-фиг. 2F, 5; An, 1982, с. 129, табл. 17, фиг. 7, 8; An et al., 1983, с. 85, 86, табл. 8, фиг. 8, 9; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 20; Попов и др., 1989, с. 130, табл. 20, фиг. 17.

З а м е ч а н и е. Данный формальный вид имеет на внутренней боковой стороне ребро, сближенное к переднему краю. По форме же базальной воронки “С.” *lenzi* Müller сходен с “С.” *intermedius* Furnish и с “С.” *caseyi* Druce et Jones, что позволяет рассматривать этот вид в качестве младшего синонима *C. intermedius* Furnish [Landing et al., 1980; Miller, 1980].

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик, зоны *intermedius*, *lindstromi*, *angulatus*; Северная Европа, Северная Америка, Северный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *intermedius*, *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 18 экземпляров.

“Cordylodus” lindstromi Druce et Jones, 1971

Табл. IX, фиг. 15–17

Cordylodus lindstromi s.f.: Druce et Jones, 1971, с. 68, 69, табл. 2, фиг. 8; Müller, 1973, с. 32, текст-фиг. 2D, 6, табл. 9, фиг. 10, 11.

Cordylodus angulatus s.f.: Lindström, 1954, с. 551, текст-фиг. 3Е.

Cordylodus lindstromi Druce et Jones: Miller, 1980, с. 18, 19, табл. I, фиг. 18, текст-фиг. 4I (р-элементы); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 17, 18 (р-элементы); Попов и др., 1989, с. 139, табл. XIV, фиг. 11, табл. XV, фиг. 10, 11 (р-элементы).

З а м е ч а н и е. Встречены только р-элементы *C. lindstromi* Druce et Jones, которые характеризуются округлостью главного зубца и дополнительных зубчиков, низкой базальной полостью, выпуклым передним краем базальной воронки, проникновением полости в дополнительные зубчики.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик, зоны *lindstromi* и *angulatus* Северной Европы, Северной Америки, Северного Китая, Австралии.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 24 экземпляра.

Cordylodus primitivus Bagnoli, Barnes et Stevens, 1986

Табл. VIII, фиг. 24, 30

Cordylodus sp. 1: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 1.

Cordylodus primitivus: Bagnoli, Barnes et Stevens, 1986, с. 154, табл. 1, фиг. 1–6; Lehnert, 1995, с. 80, табл. 14, фиг. 2.

О п и с а н и е. Сложные, уплощенные с боков, билатерально симметричные (р) и немного асимметричные (q) эуконоднты с небольшим главным зубцом и очень высоким основанием с единственным зубчиком, расположенным на задней стороне у базального края. Зубчик очень мал, заполнен белым веществом. Полость очень высокая. Базальная воронка с выпуклой передней, вогнутой задней сторонами и с центральным расположением вершины. Граница белого вещества над вершиной полости четкая. Базальный край почти ровный.

З а м е ч а н и е. Задний стержень основания неразвит. Подобные формы предшествуют появлению *C. proavus* Müller.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, зона *primitivus*–нижний ордовик, зона *proavus*; Западный Ньюфаундленд, Канада; формация Лос Самбрерос, Аргентина.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *primitivus* верхнего кембрия–основание зоны *proavus* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

“Cordylodus” prion Lindström, 1954

Табл. IX, фиг. 18, 23

Cordylodus prion: Lindström, 1954, с. 552, табл. 5, фиг. 14–16; Druce et Jones, 1971, с. 70, текст-фиг. 23i, k–o, табл. 2, фиг. 1–7; Müller, 1973, с. 33, текст-фиг. 2E, 8, табл. 10, фиг. 4; Van Wamel, 1974, с. 59, табл. 1, фиг. 8, 9; Вэйра, 1974, с. 63, табл. 1, фиг. 6, 7; Fortey et al., 1982, текст-фиг. 8I, L; Landing, 1983, фиг. 7I, J, 8B, D; Боровко и др., 1984, табл. 1, фиг. 19, 20; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 16, 19, 21; Попов и др., 1989, с. 140, табл. XIV, фиг. 12, 25, 28.

Cordylodus angulatus Pander: Miller, 1980, с. 13–16, табл. 1, фиг. 23, текст-фиг. 4R (q-элемент).

Cordylodus intermedius Furnish: Miller, 1980, с. 17, 18, табл. 1, фиг. 17, текст-фиг. 4M (q-элемент).

? *Cordylodus* aff. *prion* Lindström: An et al., 1983, с. 86, 87, табл. 7, фиг. 12–15, текст-фиг. 10 (4).

С р а в н е н и е. “С.” *prion* Lindström отличается от “С.” *oklahomensis* Müller малой глубиной базальной полости и формой базальной воронки (вогнутостью ее переднего края).

З а м е ч а н и е. Данный формальный вид является q (уплощенным) элементом *C. intermedius* Furnish.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик, зоны *intermedius*, *lindstromi*, *angulatus* Северной Европы, Северной Америки, Австралии, Сибири, Северного Китая.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *intermedius*, *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 24 экземпляра.

“Cordylodus” aff. prion Lindström, 1954

Табл. IX, фиг. 24

Cordylodus prion Lindström: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 21.

О п и с а н и е. Сложные, уплощенные с боков, асимметричные эуконоднты с главным зубцом и низким основанием, снабженным задним зубчатым стержнем. Главный зубец сильно наклонен над основанием назад и к одной из боковых сторон. Передняя сторона зубца приостренная, задняя — округлая. Наружная сторона основания уплощенная, внутренняя — с валиком. Зубчики стержня уплощены с боков, с острыми передними и задними краями, расширены книзу, расположены на небольшом расстоянии друг от друга. Плоскость зубчиков не совпадает с плоскостью главного зубца. Полость низкая, очерчена базальной воронкой с вогнутой передней сто-

роной и почти центральным положением вершины; она протягивается вдоль заднего стержня, не заходя в зубчики. Граница белого вещества над вершиной полости четкая.

Стратиграфический интервал. Зона *lindstromi* нижнего ордовика.

Материал. 4 экземпляра.

***Cordylodus proavus* Müller, 1959**

Табл. IX, фиг. 1–4, 6, 8–10, 14, 19, 20

Cordylodus proavus: Müller, 1959, с. 448, 449, табл. 15, фиг. 11, 12, 18, текст-фиг. 3В (р-элемент); 1973, с. 35, табл. 9, фиг. 1–9, текст-фиг. 2А, 9(р-элемент); Miller, 1969, с. 424–426, табл. 65, фиг. 37–45, текст-фиг. 3Д (р-элемент); 1980, с. 19, 20, табл. 1, фиг. 14, текст-фиг. 4Г (р-элемент), табл. 1, фиг. 15, текст-фиг. 4Н (q-элемент); Ethington et Clark, 1971, с. 71, табл. 1, фиг. 19 (р-элемент); Druce et Jones, 1971, с. 70, 71, табл. 1, фиг. 2–6, ? 1, текст-фиг. 23g, r, ?p (р-элемент); Jones, 1971, с. 48, табл. 2, фиг. 9 (р-элемент); Miller et Melby, 1971, с. 120, табл. 1, фиг. 18, 19 (р-элемент); Абаимова, 1975, с. 109, 110, табл. 10, фиг. 16, текст-фиг. 8 (27, 28) (р-элемент); Абаимова, Марков, 1977, с. 91, табл. 14, фиг. 1 (р-элемент); Landing et al., 1978, с. 76, текст-фиг. 2F (р-элемент); Fähræus et Nowlan, 1978, с. 453, табл. 1, фиг. 8, 9 (р-элемент); Tipnis et al., 1979, стр. 31, табл. 1, фиг. 10 (р-элемент); An, 1982, с. 129–130, табл. 16, фиг. 1–3, 6, табл. 17, фиг. 11–13 (р-элемент), табл. 16, фиг. 4, табл. 17, фиг. 10 (q-элемент); Fortey et al., 1982, текст-фиг. 9F, J, 6G, R (р-элемент); Viira et al., 1987, с. 149, табл. II, фиг. 1–6; табл. III, фиг. 3, 8, 12; табл. IV, фиг. 1–3, 9, 12 (р- и q-элементы); Chen et Gong, 1986, с. 130–133, табл. 35, фиг. 1, 4, 5, 7–8, 10–14; табл. 36, фиг. 1–6, 8–24; табл. 37, фиг. 9, 12, 14; табл. 38, фиг. 1, 4, 6, 9, 11, 12, 14, 16–18; текст-фиг. 40 (р-и q-элементы); Bruton et al., 1988, фиг. 4(f); Lehnert, 1995, с. 79, табл. 14, фиг. 5, 6.

Cordylodus cf. C. proavus: Druce et Jones, 1971, с. 71, табл. 1, фиг. 12 (р-элемент), ? фиг. 10 (q-элемент), ? фиг. 11, текст-фиг. 23S (р-элемент); Tipnis et al., 1979, с. 31, табл. 1, фиг. 10 (р-элемент).

Cordylodus oklahomensis: Müller, 1959, с. 447, 448, табл. 15, фиг. 15, 16, текст-фиг. 3А (q-элемент); 1973, с. 33, табл. 9, фиг. 12, 13, текст-фиг. 2В, 7 (q-элемент); Miller, 1969, с. 423, 424, табл. 65, фиг. 46–53, текст-фиг. 31 (q-элемент); Druce et Jones, 1971, с. 69, табл. 5, фиг. 6, 7, текст-фиг. 23j (q-элемент); ? Jones, 1971, с. 47, 48, табл. 2, фиг. 5–8 (q-элемент); Абаимова, 1975, табл. 10, фиг. 7 (q-элемент); Landing et al., 1980, с. 21, 23, 24, фиг. 6С, D, E, F, G, текст-фиг. 5А (р-элемент), фиг. 6Н, I, текст-фиг. 5D (q-элемент); Fortey et al., 1982, текст-фиг. 9G, O, 6V, X (q-элемент).

? *Cordylodus intermedius*: Landing et al., 1980, с. 19, 20, фиг. 6А, В, текст-фиг. 5Е (р-элемент).

Cordylodus angulatus: Van Wamel, 1974, с. 58, 59, табл. I, фиг. 5 (р-элемент) (non fig. 6, 7).

О п и с а н и е. Округлый, р-элемент = “С.” *proavus* Müller.

Билатерально симметричные или немного асимметричные эуконоднты с главным зубцом и высоким основанием, снабженным задним зубчатым стержнем. Зубец наклонен над основанием назад, в сечении — овальный или почти круглый. Стороны основания округлые. Сечение у базального края овальное. Длина стержня и количество зубчиков изменчивы. Отмечено от одного до шести зубчиков, широко расставленных друг от друга. Зубец и зубчики находятся в одной плоскости или располагаются веерообразно. Полость очерчена тончайшей базальной воронкой, высокая, с центральным расположением вершины, протягивается вдоль стержня, не заходя в зубчики, с выпуклым передним краем, параллельным передней стороне основания. Расстояние от вершины полости до основания первого зубчика довольно большое. Стенки зубца и зубчиков заполнены белым веществом. Базальный край прямой или с небольшими выемками на боковых сторонах.

Уплощенный, q-элемент = “С.” *oklahomensis* Müller.

Уплощенные с боков, асимметричные эуконоднты с главным зубцом и высоким основанием, снабженным задним зубчатым стержнем. Зубец наклонен над основанием назад и вбок, в сечении линзовидный. Наружная сторона основания плоскоокруглая; внутренняя — с валиком. Сечение основания близко к треугольному. Стержень несет от трех до шести зубчиков, в сечении — линзовидных, расширенных и слитых в основании. Полость окружена тонкой базальной воронкой, высокая, с центральным расположением вершины, выпуклым передним краем, протягивается вдоль стержня, не заходя в зубчики. Расстояние от вершины полости до основания первого зубчика довольно большое. Стенки зубца и зубчиков заполнены белым веществом. Базальный край прямой.

С р а в н е н и е. Отличается от *S. primitivus* Bagnoli et al. развитостью заднего стержня основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. ? Нижний ордовик, зоны: proavus—angulatus Европы, Америки, Австралии, Китая, Ирана, Сибири. Формация Лос Самбрерос, Аргентина.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны: proavus, intermedius нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 41р и 13q элементов.

Gen. et sp. indet.1

Табл. IX, фиг. 5

Bicordylodus sp. 1 (nomen nudum): Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 30, фиг. 6.

О п и с а н и е. Асимметричный эуконодонт с главным зубцом и основанием. Зубец наклонен назад, уплощен с боков, с заостренными передним и задним краями. Основание невысокое, с приостренной передней и уплощенной задней сторонами. Стержни расходятся под углом 90°. Плоскость, условно проведенная через передний и задний края зубца, разделяет угол между стержнями на две неравные составляющие: угол 35° и угол 55°. Каждый стержень несет по два зубчика, изогнутых навстречу друг другу и уплощенных с боков. Полость очерчена тонкой базальной воронкой с центральным положением вершины, протягивается вдоль стержней, не заходя в зубчики. Передний край воронки параллелен передней стороне основания. Стенка зубца и зубчиков заполнены белым веществом. Базальный край прямой. Сечение у базального края в виде чуть искаженного треугольника.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Основание зоны proavus нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 1 экземпляр.

Р о д Eoconodontus Miller, 1980

Eoconodontus alisonae Landing, 1983

Табл. VIII, фиг. 9–13, 15–23, 25–28

Eoconodontus (*Eoconodontus*) *alisonae*: Landing, 1983, с. 1176, 1177, фиг. 7L–N; 11A–F, J, K. *Utahconus* sp. 1: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 26, 28–30.

О п и с а н и е. Дрепанодовые элементы мелкие, почти билатерально симметричные. Передний и задний края килевидные. Каждая из боковых сторон несет основное ребро, не достигающее до базального края, и вторичное (более короткое) ребро. Встречены экземпляры с двумя и четырьмя боковыми ребрами. Глубина базальной полости изменчива. Вершина полости сближена к переднему краю. Зубец заполнен белым веществом. Базальный край ровный. Сечение у базального края от круглого до овального или линзовидного.

Скандодовые элементы мелкие, асимметричные, уплощенные с боков, изогнутые назад и вбок. Передний и задний края килевидные; наружная сторона пологовыпуклая, внутренняя — выпуклая, более крутая. Сечение у базального края округленно-треугольное, у вершины — линзовидное. Полость довольно глубокая, с вершиной, сближенной к переднему краю. Зубец заполнен белым веществом.

С р а в н е н и е. Аппараты *Eoconodontus alisonae* Landing и *E. notchpeakensis* Miller сходны, однако дрепанодовые элементы первого аппарата имеют передний, задний кили и боковые ребра; скандодовые элементы сильнее изогнуты вбок.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, формация Годж, низы формации Хайгейт, Вермонт; формация Рэббиткэтл, Маккензи; формация Хэтч Хил, Нью-Йорк.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *alisonae*—основание зоны *primitivus* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 65 дрепанодовых, 37 скандодовых элементов.

***Eoconodontus notchpeakensis* (Miller, 1969)**

Табл. VII, фиг. 8–12, 14–20; табл. VIII, фиг. 1–7, 14; табл. IX, фиг. 11–13

Proconodontus notchpeakensis s.f.: Miller, 1969, с. 438, табл. 66, фиг. 21–29, текст-фиг. IG; Fortey et al., 1982, текст-фиг. 9I, 6L.

Proconodontus carinatus s.f.: Miller, 1969, с. 437, табл. 66, фиг. 13–20, текст-фиг. 5I.

Eoconodontus notchpeakensis (Miller): Miller, 1980, с. 22, 23, табл. 1, фиг. 10–12, текст-фиг. 3D, E (см. синониму до 1980); Wang, 1983, табл. 4, фиг. 5, 6, 13; 1984, с. 223, 224, табл. 3, фиг. 8–10, табл. 4, фиг. 10, 11, табл. 7, фиг. 1–3, табл. 13, фиг. 4, 13, 14, табл. 14, фиг. 18; 1985, с. 89, табл. 25, фиг. 12–14, текст-фиг. 13(3); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 12, 13, 16–19, 22, табл. 30, фиг. 8, 9, 23; Nowlan, 1985, текст-фиг. 5 (7–9, 14–16); Lehnert, 1995, с. 85, табл. 14, фиг. 4.

Eoconodontus sp. 1: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 8, 10, 11.

"*Proconodontus*" *carinatus* Miller: Landing et al., 1980, с. 31–33, текст-фиг. 5C, 8D–H (см. синониму до 1980).

Eoconodontus (*Eoconodontus*) *notchpeakensis* (Miller): Landing, 1983, с. 1177, фиг. 11P, Q.

Proconodontus notchpeakensis Miller: An, 1982, с. 142, табл. 8, фиг. 2, табл. 13, фиг. 1–11; An et al., 1983, с. 127, 128, табл. 5, фиг. 10–12, 19, 20.

О п и с а н и е. Дрепанодовый элемент билатерально симметричный или немного асимметричный, с высоким основанием и главным зубцом, заполненным белым веществом. Передняя и задняя стороны приостренные до крутоокруглых, боковые — пологоокруглые. Сечение основания овальное или линзовидное, сечение зубца овальное или почти круглое. Полость очерчена тончайшей базальной воронкой. Высота полости и длина зубца изменчивы. Встречены формы как с хорошо оформленным, так и с чрезвычайно коротким зубцом. Базальный край прямой или с мелкими синусами на боковых сторонах.

Скандодовый элемент асимметричный, с высоким основанием и главным зубцом, заполненным белым веществом. Зубец наклонен над основанием назад и вбок. Передняя и задняя стороны приостренные. Наружная сторона основания пологоокруглая; внутренняя — с валиком. Сечение у базального края от линзовидного до округленно-треугольного, у вершины — от линзовидного до овального. Полость очерчена тонкой базальной воронкой с центральным расположением вершины и выпуклым передним краем. Базальный край с выемкой, соответствующей валику на внутренней стороне.

Сравнение *E. notchpeakensis* (Miller) с *E. alisonae* Landing дано при описании последнего.

Р а с п р о с т р а н е н и е. От середины тремпильонского яруса верхнего кембрия (середины подзоны *Saukiella junia*) до низов канадской серии нижнего ордовика (зона *Symphysurina*), США, Канада; верхи формации Кас Фиорд, Северная Гренландия; верхняя часть доломитов Пойнт, низы формации Кас Фиорд, Восточная Гренландия; препейнтонский и пейнтонский ярусы верхнего кембрия, низы дэтсонского яруса нижнего ордовика, Австралия; формация Лос Самбрерос, Аргентина; формация Феншань, низы формации Ели, Северо-Восточный Китай; верхний кембрий Южной Кореи, Ирана, Турции; тремадок Русской платформы.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия—зона *lindstromi* нижнего ордовика.

М а т е р и а л. 120 дрепанодовых, 57 скандодовых элементов.

"*Eoconodontus*" *notchpeakensis serratus* (Lunqi, 1982)

Табл. VIII, фиг. 8

Proconodontus notchpeakensis serratus: Lunqi, 1982, табл. 2, фиг. 11.

О п и с а н и е. Билатерально симметричный дрепанодовый элемент с килевидными передним и задним краями, широкоокруглыми боковыми сторонами, высокой полостью, небольшим зубцом, заполненным белым веществом. Задний киль мелкозубренный.

С р а в н е н и е. Отличается от китайского *P. notchpeakensis serratus* Lunqi большей латеральной уплощенностью, заостренностью заднего и переднего краев. От

дрепанодового элемента *E. notchpeakensis* (Miller) отличается зазубренностью заднего кия.

Распространение. Верхний кембрий, формация Феншань, Китай.

Стратиграфический интервал. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия.

Материал. 1 экземпляр.

Род *Cambroistodus* Miller, 1980. *Cambroistodus minutus* (Miller, 1969)

Табл. VIII, фиг. 29

Oistodus minutus: Miller, 1969, с. 433, табл. 66, фиг. 1–4 (поп фиг. 5–7), текст-фиг. 5B.

Cambroistodus minutus (Miller): Miller, 1980, с. 11, табл. I, фиг. 8, текст-фиг. 4F; An, 1982, с. 129, табл. 11, фиг. 15, 16, табл. 15, фиг. 10; Wang, 1983, табл. 3, фиг. 8, 9; 1985, с. 84, 85, табл. 26, фиг. 8, 9, текст-фиг. 13(4); Nowlan, 1985, текст-фиг. 5 (10, 11).

Описание. Оистодовый элемент асимметричный, с килевидными передним и задним краями. Боковые стороны уплощены, внутренняя — с валиком. Зубец наклонен над основанием назад и вбок. Задний стержень с килевидным оральным краем. Угол между задним краем зубца и оральным краем основания 45° . Полость неглубокая. Зубец заполнен белым веществом.

Дрепанодовый элемент полностью соответствует такому *E. notchpeakensis* (Miller).

Сравнение. Оистодовый элемент отличается от такого *C. cambricus* (Miller) меньшей высотой полости.

Распространение. Верхний кембрий, тремпильонский ярус, подзона *Cambroistodus minutus*, США; формация Кас Фиорд, Канадские Арктические острова; формация Феншань, подзона *Cambroistodus minutus*, Северо-Восточный Китай.

Стратиграфический интервал. Верхняя часть зоны *alisonae* — основание зоны *primitivus* верхнего кембрия.

Материал. 4 экземпляра.

Род *Iapetognathus* Landing, 1982 *Iapetognathus preaengensis* Landing, 1983

Табл. IX, фиг. 22

Iapetognathus preaengensis: Landing, 1982, с. 124, 126, текст-фиг. 6B, C, 8B, C, H.

Iapetognathus sp.: Kaljo et al., 1986, табл. III, фиг. 13.

Описание. Крупные асимметричные элементы с главным зубцом и основанием с зубчатым стержнем с наружной стороны и незубчатым стержнем — с внутренней. Конодонты уплощены в передне-заднем направлении и полого изогнуты назад. Наружный стержень несет 3–4 зубчика. Внутренний стержень короткий, с крутоокруглым верхним краем. Передняя сторона широкоокруглая, выпуклая, задняя — пологовогнутая. Полость мелкая, с вершиной у наружного стержня, протягивается вдоль стержней, максимально расширена у базальных краев под зубцом и первым зубчиком стержня.

Сравнение. Отличается от *I. aengensis* (Lindström) одним зубчатым стержнем основания.

Распространение. Верхи зоны *proavus* и нижняя часть отложений с фауной В, Западный Ньюфаундленд; верхи формации Германтаун, Нью-Йорк; низы формации Сервей Пик, нижняя часть отложений с фауной В, Альберта.

Стратиграфический интервал. Зона *lindstromi* нижнего ордовика.

Материал. 2 экземпляра.

Р о д Oneotodus Lindström, 1954
“Oneotodus” variabilis Lindström, 1954

Табл. X, фиг. 19–27

Oneotodus variabilis: Lindström, 1954, с. 582, табл. 2, фиг. 14–18, 47, табл. 5, фиг. 4, 5, текст-фиг. 6; Абаймова, 1975, с. 84, 85, табл. 7, фиг. 11, 13, рис. 7 (19, 20); Fähræus et Nowlan, 1978, с. 460, табл. 1, фиг. 20 (см. синонимичку); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 3, 4, 9, 10.
Oneotodus cf. variabilis Lindström: Repetski, 1982, с. 36, 37, табл. 14, фиг. 13, 14.
Drepanoistodus acuminatus (Pander): Van Wamel, 1974, с. 62, 63, табл. 2, фиг. 4–6.

О п и с а н и е. Билатерально симметричные или немного асимметричные конодонты. Зубец в различной степени наклонен над основанием, после перегиба — прямой, в нижней части — овальный в сечении, в апикальной части — круглый, с белым веществом в виде стержня, соединяющего вершины зубца и полости. Полость треугольного очертания с вершиной, смещенной вперед. Высота основания и форма сечения у базального края изменчивы, чаще всего сечение эллиптическое, реже — округленно-четыреугольное или округленно-треугольное. Микроскульптура поверхности в виде тонкой струйчатости. Базальный край ровный. На одной из боковых сторон, в месте перегиба формы, может быть продольная ложбина.

С р а в н е н и е. Формы с эллиптическим сечением основания сходны с “O.” *gracilis* Furnish, однако последний имеет более изящный, круглый в сечении зубец и сечение основания от круглого до широкоовального.

З а м е ч а н и е. Для крайних членов переходной серии элементов характерно появление реброобразных перегибов (табл. X, фиг. 25). В этой группе элементов формы различаются по степени развития ребер и валиков. Очевидно, они выходят за пределы изменчивости данного вида и представляются наиболее близкими к ? “O.” *simplex* (Furnish).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний тремадок, низы аренига Швеции, Прибалтики, Ленинградской области; нижний ордовик, формация Нинмару, зона *gotundatus*—*angulatus*, Квинсленд, верхняя часть Зеленых Песчаников Пандера, Северо-Западная Австралия; формации Мач и Оксфорд, Онтарио; группа Эль Пасо, Техас; формация Георг, Северный Ньюфаундленд; группа Кау Хэд, слои 8, 9, Западный Ньюфаундленд; отложения с I–V комплексами ионодонтов, юго-восток Сибирской платформы.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *D. deltifera*—основание зоны *proteus*.

М а т е р и а л. 83 экземпляра.

С Е М Е Й С Т В О PROCONODONTIDAE LINDSTRÖM, 1970

Р о д Proconodontus Miller, 1969, emend. Miller, 1980
Proconodontus muelleri Miller, 1969

Табл. VII, фиг. 7

Proconodontus mülleri mülleri: Miller, 1969, с. 437, текст-фиг. 5H, табл. 66, фиг. 30–40;
Proconodontus mulleri mulleri Miller: Ethington et Clark, 1971, табл. 1, фиг. 25; Tipnis et al., 1979, табл. 1, фиг. 3, 13, 17.
Coelocerodontus burkei: Druce et Jones, 1971, текст-фиг. 22a, табл. 11, фиг. 9–11.
 ? *Proconodontus muelleri* Miller: Miller et Paden, 1976, с. 595, табл. 1, фиг. 4, 5.
Proconodontus muelleri: Miller, 1980, с. 29, 30, фиг. 4C; табл. 1, фиг. 7; An, 1982, с. 141–142, табл. 12, фиг. 8, 9, 11–13; табл. 16, фиг. 10; An et al., 1983, с. 126, 127, табл. 5, фиг. 2I; Wang, 1984, с. 231–232, табл. 2, фиг. 16–20, табл. 6, фиг. 17–19, табл. 7, фиг. 10, 27, табл. 8, фиг. 17, 18; Chen et Gong, 1986, с. 159–161, табл. 19, фиг. 6, табл. 32, фиг. 1, 3, 10, 12–14, 17, табл. 33, фиг. 3–5, 11, текст-фиг. 60; Müller et Hinz, 1991, с. 56, табл. 42, фиг. 1, 3–9, текст-фиг. 22 B, C; Szaniawski et Bengtson, 1998, с. 17, 18, табл. 2, фиг. 4–17, текст-фиг. 4 g–k.

О п и с а н и е. Элементы немного асимметричные, уплощенные с боков, с передним и задним киями. Полость практически доходит до вершины. Зубец мельчайший, лишенный белого вещества. Эуконодонтовая стенка тончайшая, базальная воронка утолщенная.

С р а в н е н и е. Отличается от *P. serratus* Miller незазубренным задним килем.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, зоны *muelleri*—*minutus*, США; формация Сёрвей Пик, Альберта; формация Рэббиткэтл, Маккензи; формация Кас Фиорд, Северная Гренландия; верхи яруса препейнтон, ярус пейнтон, Квинсленд; подзона *muelleri*—зона *sambicus*, Северо-Восточный Китай; верхний кембрий, подзона *Proconodontus muelleri* зоны *Proconodontus* или верхи подзоны Vc—*Peltura scarabaeoides*, Швеция.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis*—основание зоны *primitivus* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 31 экземпляр.

***Proconodontus serratus* Miller, 1969**

Табл. VI, фиг. 21, 21a

Proconodontus mülleri serratus: Miller, 1969, с. 438, табл. 66, фиг. 41–44.

Proconodontus serratus Miller: Miller, 1980, с. 31, табл. 1, фиг. 13, текст-фиг. 4D (см. синонимику до 1980); Chen et Gong, 1986, с. 162, 163, табл. 33, фиг. 1, 6, 10, текст-фиг. 62; Müller et Hinz, 1991, с. 56, 57, табл. 42, фиг. 17–21, табл. 43, фиг. 1–3, 6, 7, текст-фиг. 22 A; Szaniawski et Bengtson, 1998, с. 18, табл. 1, фиг. 1–3, 7, табл. 4, фиг. 9, 10, 13, 17–19.

Proconodontus serratus Miller s.f.: Landing et al., 1980, с. 33, текст-фиг. 8I–L (см. синонимику до 1980); Landing, 1983, с. 1180, фиг. 11I; Wang, 1983, табл. 3, фиг. 15; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 1.

Proconodontus muelleri serratus Miller s.f.: Fortey et al., 1982, текст-фиг. 9L.

З а м е ч а н и е. Обнаружен один элемент — конический, расширенный книзу, с тончайшей эуконодонтовой стенкой, передним и зазубренным задним килеями, с обломанной верхушкой, вскрывающей верхний конец базальной воронки.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, зоны *notchpeakensis*—*minutus*, США; формация Феншань, зона *Sambrooistodus*, Северо-Восточный Китай; ярус пейнтон, Квинсленд; верхний кембрий, верхи подзоны *Proconodontus muelleri* зоны *Proconodontus* или верхи подзоны Vc—*Peltura scarabaeoides* Швеции.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия.

М а т е р и а л. 1 экземпляр.

***Proconodontus tenuiserratus* Miller, 1980**

Табл. VI, фиг. 22

Coelocerodontus burkei: Druce et Jones, 1971, с. 61, 62, табл. 11, фиг. 5, 6, текст-фиг. 22 e.

Proconodontus tenuiserratus: Miller, 1980, с. 31, 32, табл. 1, фиг. 1–3, текст-фиг. 4A; An, 1982, с. 143, табл. 12, фиг. 1, 2, 5; Wang, 1984, с. 233, 234, табл. 8, фиг. 7, табл. 12, фиг. 8; Chen et Gong, 1986, с. 164, табл. 29, фиг. 1–16, табл. 13, фиг. 2, 5–7, текст-фиг. 63.

О п и с а н и е. Обнаружено только два элемента — конических, слаборасширенных книзу, с тончайшей эуконодонтовой стенкой, крутоокруглым передним краем и очень тонкозазубренным задним килем. Зазубренность прослеживается от вершины и почти до базального края только при большом увеличении. Поперечное сечение у базального края близко к овальному. Базальная полость практически доходит до вершины; белое вещество отсутствует. Обломанная верхушка (табл. VI, фиг. 22) вскрывает вершину хорошо развитой параконодонтовой базальной воронки.

С р а в н е н и е. Отличается от *P. tenuiserratus bicostatus* Szaniawski et Bengtson крутоокруглым передним краем и большей протяженностью тонкозазубренного заднего кия.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний кембрий, верхи франконского яруса—низы тремпило, зона *tenuiserratus*—низы зоны *posterocostatus*, США; верхний кембрий, низы формации Феншань, зона *Proconodontus tenuiserratus*—нижняя часть подзоны *Proconodontus posterocostatus* зоны *Proconodontus*, Северный Китай; верхний кембрий, низы яруса препейнтон, Квинсленд.

Стратиграфический интервал. Зона *Hirsutodontus ani* верхнего кембрия.

Материал. 2 экземпляра.

Proconodontus (?) sp.

Табл. VII, фиг. 13, 21

Описание. Неполные моноэлементные полуаппараты, составленные, по-видимому, зуконоднтовыми элементами, уплощенными с боков, с крутоокруглыми передней и задней сторонами, высокими основанием и мельчайшим зубцом. Наружная стенка тонкая и гладкая, внутренняя — с рельефной диагональной скульптурой в виде сжатой спирали. Полость очень глубокая. Белое вещество отсутствует.

Замечание. Для уточнения принадлежности описанных форм к типу коноднтовых элементов необходимы дополнительные гистологические исследования стенки.

Стратиграфический интервал. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия.

Материал. 5 неполных полуаппаратов, 11 изолированных элементов.

СЕМЕЙСТВО TERIDONTIDAE MILLER, 1981

Род Teridontus Miller, 1980

Teridontus nakamurai (Nogami, 1967)

Табл. VI, фиг. 2, 4, 5, 7, 8, 8a

Oeotodus nakamurai: Nogami, 1967, с. 216, 217, табл. 1, фиг. 9–13, текст-фиг. 3A—E.

"*Oeotodus*" *nakamurai* Nogami: Landing et al., 1980, с. 28, 30, текст-фиг. 8A—C (см. синонимизму до 1980). *Teridontus nakamurai* (Nogami): Miller, 1980, с. 34, 35, табл. 2, фиг. 15, 16, текст-фиг. 4O; Fortey et al., 1982, текст-фиг. 9N, Q, R; Taylor et Landing, 1982, текст-фиг. 5K; An, 1982, с. 150, табл. 14, фиг. 1–5, 7–11, табл. 15, фиг. 11; An et al., 1983, с. 156, 157, табл. 6, фиг. 1–6; Wang, 1983, табл. 4, фиг. 12; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 2–6; Chen et Gong, 1986, с. 192, 193, табл. 34, фиг. 12, табл. 39, фиг. 1, 3–9, 11–13, табл. 40, фиг. 1, 3, 5, 7, 9, 12–13, табл. 47, фиг. 7, 8, табл. 48, фиг. 16; Lehnert, 1995, с. 128, 129, табл. 1, фиг. 3, табл. 14, фиг. 3.

Oeotodus ? nakamurai Nogami: Landing, 1983, с. 1178, фиг. 11M, R, W.

Описание. Моноэлементные аппараты типа IC, включающие простые билатерально симметричные или немного асимметричные зуконоднты с тончайшей полосчатостью, покрывающей всю поверхность. Боковая уплощенность слабая. Главный зубец длинный, наклонен над основанием назад, круглый, реже овальный в сечении, заполнен белым веществом. Высота основания составляет 1/2 или 1/3 длины зубца. Стороны основания округлые, выпуклые. Сечение от овального до круглого. Полость коническая, с вершиной у переднего края, окружена тонкой базальной воронкой. Базальный край прямой.

Распространение. От низов тремпильонского яруса до низов канадской серии, США; подзона *Saukiella serotina*, зона *Symphysurina*, Западный Ньюфаундленд; формация Рэббиткэтл, фауна *Bowmania americana*, Маккензи; формация Сёрвей Пик, Альберта; формация Годж, Вермонт; дэтсонский ярус, основание зоны *proavus*—низы зоны *oklahomensis-lindströmi*, Квинсленд; верхи песчаников Кларк—низы Пандер Гринсэнд, Северо-Западная Австралия; формация Ла Силла, формация Лос Самбрерос, Аргентина; формация Мила, Иран; формация Вайол, Южная Корея; устькутская свита, юг Сибирской платформы; верхний кембрий, зона *tenuiseratus*—нижний ордовик, зона *Cordylodus angulatus*—*Chosonodina herfurthi*, Северо-Восточный Китай.

Стратиграфический интервал. Зона *ani* верхнего кембрия—слои с *D. deltifera* нижнего ордовика.

Материал. 98 экземпляров.

Род *Paracordylodus* Lirdström, 1954

Paracordylodus gracilis Lindström, 1954, emend. van Wamel, 1974

Табл. XII, фиг. 3, 8, 9, 14, 16, 17, 21

Oistodus gracilis: Lindström, 1954, с. 566, табл. 5, фиг. 1, 2; Ethington, 1972, с. 21, табл. 1, фиг. 8.
Paracordylodus gracilis: Lindström, 1954, с. 584, табл. 6, фиг. 11, 12; 1964, фиг. 51e; Ethington, 1972, с. 24, табл. 1, фиг. 4; 1979, с. 5, фиг. 6H, I; Sweet et Bergström, 1972, с. 33, фиг. 2D; Bergström et al., 1972, фиг. 1h; Barnes et Poplawski, 1973, с. 778, табл. 1, фиг. 6–8; McTavish, 1973, с. 50, табл. 3, фиг. 36, 41; Serpagli, 1974, с. 60, 61, табл. 24, фиг. 14–16, табл. 31, фиг. 7, 8, текст-фиг. 13; Van Wamel, 1974, с. 77, 78, табл. 4, фиг. 11–13; Landing, 1976, с. 634, 635, табл. 2, фиг. 18; Löfgren, 1978, с. 67, 68, табл. 9, фиг. 15, 16; Fähraeus et Nowlan, 1978, с. 466, табл. 3, фиг. 26; Ethington, 1979, с. 5, фиг. 6H, I; Bergström, 1981, с. 128, фиг. 75, 2; Repetski, 1982, с. 38, табл. 15, фиг. 3, 5, 7; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 26, 31, 36–38; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 126, табл. 8, фиг. 16–19; Pohler, 1994, табл. 4, фиг. 4–6; Lehnert, 1995, с. 105, табл. 4, фиг. 3, табл. 20B, фиг. 4.
Paracordylodus aff. *gracilis*: An et al., 1983, с. 114, 115, табл. 17, фиг. 5.

О п и с а н и е. Аппарат типа IV E, состоящий из паракордилодовых, оисто-
вых и кордилодовых элементов.

Паракордилодовый (S) элемент немного асимметричный, уплощенный с бо-
ков, с главным зубцом и двумя стержнями. Зубец наклонен назад, с острыми пе-
редним и задним краями, со срединным ребром на обеих боковых сторонах. Пе-
редний стержень незубчатый, является продолжением вниз зубца и почти одина-
ков с ним по длине, уплощен с боков, узкоокруглен на конце, со срединными ре-
брами на боковых сторонах. Задний стержень немного изогнут в передне-заднем
направлении, длиннее переднего, несет 6–7 зубчиков, наклоненных назад, сли-
тых в основании, уплощенных с боков, с острыми передними и задними краями.
Наклон зубчиков увеличивается к концу стержня; длина их возрастает от зубца
к середине стержня и вновь уменьшается к концу стержня. Под основанием зуб-
чиков проходят продольные валики. Полость мелкая, узкая, немного углублен-
ная под зубцом.

Оистодовый (M) элемент асимметричный, уплощенный с боков, с главным зуб-
цом и двумя незубчатыми стержнями. Зубец наклонен назад, с острыми передним и
задним краями, с продольным валиком на внутренней стороне и незаметным вали-
ком — на наружной. Задний стержень чуть больше половины длины зубца, изогнут
в передне-заднем направлении и немного вбок, уплощен с боков, заострен на конце
и сверху. Угол расхождения зубца и заднего стержня — острый. Передний стержень
немного короче заднего, имеет острый передний край, закругленный конец, про-
дольные валики на боковых сторонах. Полость мелкая, узкая, с небольшим углуб-
лением под зубцом.

Кордилодовый (P) элемент асимметричный, уплощенный с боков, с главным
зубцом, передним выступом и задним зубчатым стержнем. Зубец аналогичен тако-
вому M-элемента. Задний стержень несет от трех до шести зубчиков. Тип зубчиков
у S- и P-элементов одинаков. Передний выступ мал, направлен вниз, округлый, вы-
пуклый, с базальным краем, отвернутым наружу в виде губы. Полость мелкая, ще-
левидная.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренигский ярус, латорпский горизонт, Швеция; фор-
мация Найнмайл, Центральная Невада; низы сланцев Дип Кил, зона 5, Нью-Йорк;
формация Мистик, Квебек; группа Кау Хэд, слой 9, 12, Западный Ньюфаундленд;
формация Сан-Хуан, зона А (а также зона *P. elegans*—*O. communis*, разрез Сьерра
Ла Силла), Аргентина; формация Эмануэл, Западная Австралия; группа Эль Пасо,
Техас; формация Ляйжай-Шань, зона *Scalpellodus tersus*, Северо-Восточный Китай;
нижний ордовик, Центральный и Южный Казахстан.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *elegans*—*evae*.

М а т е р и а л. 23 S-, 9 P- и 11 M-элементов.

Стратиграфический интервал. Зона *Hirsutodontus ani* верхнего кембрия.

Материал. 2 экземпляра.

***Proconodontus* (?) sp.**

Табл. VII, фиг. 13, 21

Описание. Неполные моноэлементные полуаппараты, составленные, по-видимому, зуконоднтовыми элементами, уплощенными с боков, с крутоокруглыми передней и задней сторонами, высокими основанием и мельчайшим зубцом. Наружная стенка тонкая и гладкая, внутренняя — с рельефной диагональной скульптурой в виде сжатой спирали. Полость очень глубокая. Белое вещество отсутствует.

Замечание. Для уточнения принадлежности описанных форм к типу коноднтовых элементов необходимы дополнительные гистологические исследования стенки.

Стратиграфический интервал. Зона *notchpeakensis* верхнего кембрия.

Материал. 5 неполных полуаппаратов, 11 изолированных элементов.

СЕМЕЙСТВО TERIDONTIDAE MILLER, 1981

Род *Teridontus* Miller, 1980

***Teridontus nakamurai* (Nogami, 1967)**

Табл. VI, фиг. 2, 4, 5, 7, 8, 8a

Oneotodus nakamurai: Nogami, 1967, с. 216, 217, табл. 1, фиг. 9–13, текст-фиг. 3A—E.

"*Oneotodus*" *nakamurai* Nogami: Landing et al., 1980, с. 28, 30, текст-фиг. 8A—C (см. синонимизму до 1980). *Teridontus nakamurai* (Nogami): Miller, 1980, с. 34, 35, табл. 2, фиг. 15, 16, текст-фиг. 4O; Fortey et al., 1982, текст-фиг. 9N, Q, R; Taylor et Landing, 1982, текст-фиг. 5K; An, 1982, с. 150, табл. 14, фиг. 1–5, 7–11, табл. 15, фиг. 11; An et al., 1983, с. 156, 157, табл. 6, фиг. 1–6; Wang, 1983, табл. 4, фиг. 12; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 29, фиг. 2–6; Chen et Gong, 1986, с. 192, 193, табл. 34, фиг. 12, табл. 39, фиг. 1, 3–9, 11–13, табл. 40, фиг. 1, 3, 5, 7, 9, 12–13, табл. 47, фиг. 7, 8, табл. 48, фиг. 16; Lehnert, 1995, с. 128, 129, табл. 1, фиг. 3, табл. 14, фиг. 3.

Oneotodus ? *nakamurai* Nogami: Landing, 1983, с. 1178, фиг. 11M, R, W.

Описание. Моноэлементные аппараты типа IC, включающие простые билатерально симметричные или немного асимметричные зуконоднты с тончайшей полосчатостью, покрывающей всю поверхность. Боковая уплощенность слабая. Главный зубец длинный, наклонен над основанием назад, круглый, реже овальный в сечении, заполнен белым веществом. Высота основания составляет 1/2 или 1/3 длины зубца. Стороны основания округлые, выпуклые. Сечение от овального до круглого. Полость коническая, с вершиной у переднего края, окружена тонкой базальной воронкой. Базальный край прямой.

Распространение. От низов тремпильонского яруса до низов канадской серии, США; подзона *Saukiella serotina*, зона *Symphysurina*, Западный Ньюфаундленд; формация Рэббиткэтл, фауна *Bowmania americana*, Маккензи; формация Сёрвей Пик, Альберта; формация Годж, Вермонт; дэтсонский ярус, основание зоны *proavus*—низы зоны *oklahomensis-lindströmi*, Квинсленд; верхи песчаников Кларк—низы Пандер Гринсэнд, Северо-Западная Австралия; формация Ла Силла, формация Лос Самбрерос, Аргентина; формация Мила, Иран; формация Вайол, Южная Корея; устькутская свита, юг Сибирской платформы; верхний кембрий, зона *tenuiserratatus*—нижний ордовик, зона *Cordylodus angulatus*—*Chosonodina herfurthi*, Северо-Восточный Китай.

Стратиграфический интервал. Зона *ani* верхнего кембрия—слои с *D. deltifera* нижнего ордовика.

Материал. 98 экземпляров.

Род *Paracordylodus* Lirdström, 1954

Paracordylodus gracilis Lindström, 1954, emend. van Wamel, 1974

Табл. XII, фиг. 3, 8, 9, 14, 16, 17, 21

Oistodus gracilis: Lindström, 1954, с. 566, табл. 5, фиг. 1, 2; Ethington, 1972, с. 21, табл. 1, фиг. 8.
Paracordylodus gracilis: Lindström, 1954, с. 584, табл. 6, фиг. 11, 12; 1964, фиг. 51e; Ethington, 1972, с. 24, табл. 1, фиг. 4; 1979, с. 5, фиг. 6H, I; Sweet et Bergström, 1972, с. 33, фиг. 2D; Bergström et al., 1972, фиг. 1h; Barnes et Poplawski, 1973, с. 778, табл. 1, фиг. 6–8; McTavish, 1973, с. 50, табл. 3, фиг. 36, 41; Serpaglii, 1974, с. 60, 61, табл. 24, фиг. 14–16, табл. 31, фиг. 7, 8, текст-фиг. 13; Van Wamel, 1974, с. 77, 78, табл. 4, фиг. 11–13; Landing, 1976, с. 634, 635, табл. 2, фиг. 18; Löfgren, 1978, с. 67, 68, табл. 9, фиг. 15, 16; Fähraeus et Nowlan, 1978, с. 466, табл. 3, фиг. 26; Ethington, 1979, с. 5, фиг. 6H, I; Bergström, 1981, с. 128, фиг. 75, 2; Repetski, 1982, с. 38, табл. 15, фиг. 3, 5, 7; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 26, 31, 36–38; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 126, табл. 8, фиг. 16–19; Pohler, 1994, табл. 4, фиг. 4–6; Lehnert, 1995, с. 105, табл. 4, фиг. 3, табл. 20B, фиг. 4.
Paracordylodus aff. *gracilis*: An et al., 1983, с. 114, 115, табл. 17, фиг. 5.

О п и с а н и е. Аппарат типа IV E, состоящий из паракордилодовых, оисто-
вых и кордилодовых элементов.

Паракордилодовый (S) элемент немного асимметричный, уплощенный с бо-
ков, с главным зубцом и двумя стержнями. Зубец наклонен назад, с острыми пе-
редним и задним краями, со срединным ребром на обеих боковых сторонах. Пе-
редний стержень незубчатый, является продолжением вниз зубца и почти одина-
ков с ним по длине, уплощен с боков, узкоокруглен на конце, со срединными ре-
брами на боковых сторонах. Задний стержень немного изогнут в передне-заднем
направлении, длиннее переднего, несет 6—7 зубчиков, наклоненных назад, сли-
тых в основании, уплощенных с боков, с острыми передними и задними краями.
Наклон зубчиков увеличивается к концу стержня; длина их возрастает от зубца
к середине стержня и вновь уменьшается к концу стержня. Под основанием зуб-
чиков проходят продольные валики. Полость мелкая, узкая, немного углублен-
ная под зубцом.

Оистодовый (M) элемент асимметричный, уплощенный с боков, с главным зуб-
цом и двумя незубчатыми стержнями. Зубец наклонен назад, с острыми передним и
задним краями, с продольным валиком на внутренней стороне и незаметным вали-
ком — на наружной. Задний стержень чуть больше половины длины зубца, изогнут
в передне-заднем направлении и немного вбок, уплощен с боков, заострен на конце
и сверху. Угол расхождения зубца и заднего стержня — острый. Передний стержень
немного короче заднего, имеет острый передний край, закругленный конец, про-
дольные валики на боковых сторонах. Полость мелкая, узкая, с небольшим углуб-
лением под зубцом.

Кордилодовый (P) элемент асимметричный, уплощенный с боков, с главным
зубцом, передним выступом и задним зубчатый стержнем. Зубец аналогичен тако-
вому M-элемента. Задний стержень несет от трех до шести зубчиков. Тип зубчиков
у S- и P-элементов одинаков. Передний выступ мал, направлен вниз, округлый, вы-
пуклый, с базальным краем, отвернутым наружу в виде губы. Полость мелкая, ще-
левидная.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренигский ярус, латорпский горизонт, Швеция; фор-
мация Найнмайл, Центральная Невада; низы сланцев Дип Кил, зона 5, Нью-Йорк;
формация Мистик, Квебек; группа Кау Хэд, слои 9, 12, Западный Ньюфаундленд;
формация Сан-Хуан, зона А (а также зона P. *elegans*—O. *communis*, разрез Сьерра
Ла Силла), Аргентина; формация Эмануэл, Западная Австралия; группа Эль Пасо,
Техас; формация Ляйжай-Шань, зона *Scapellodus tersus*, Северо-Восточный Китай;
нижний ордовик, Центральный и Южный Казахстан.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *elegans*—*evae*.

М а т е р и а л. 23 S-, 9 P- и 11 M-элементов.

Р о д *Periodon* Hadding, 1913*Periodon flabellum* (Lindström, 1954)

Табл. XIII, фиг. 14–17, 19, 20, 22

Trichonodella flabellum: Lindström, 1954, с. 599, 600, табл. 6, фиг. 28–30; Вийра, 1974, табл. 4, фиг. 8, 9.
Prioniodina ? deflexa: Lindström, 1954, с. 586, табл. 6, фиг. 31–35; Вийра, 1974, табл. 4, фиг. 10, 15, 16.
Prioniodina inflata: Lindström, 1954, с. 588, табл. 6, фиг. 26, 27; Вийра, 1974, табл. 4, фиг. 18–20.
Periodon flabellum (Lindström): Lindström, 1964, с. 83, фиг. 28 A–D; 1971, с. 57, фиг. 18; Serpagli, 1974, с. 63, 64, табл. 14, фиг. 1–7; табл. 25, фиг. 7–12; Van Wamel, 1974, с. 80, 81, табл. 4, фиг. 15–17, 19–20 (non фиг. 14, 18); Landing, 1976, с. 636, 637, табл. 3, фиг. 7–13, 15, 16; Dzik, 1976, с. 8, фиг. 34 a–d; Löfgren, 1978, с. 72–74, табл. 11, фиг. 1–11; Fähræus et Nowlan, 1978, с. 462, табл. 3, фиг. 2–6 (1, 11, 12), текст-фиг. 5 A–F; Merrill, 1979, текст-фиг. 6 (36–39); McArthur et al., 1980, табл. 1, фиг. 18; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 15, 22; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 18–20; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 129, 130, табл. 9, фиг. 12–18; Pohler, 1994, табл. 4, фиг. 28, 29, 33, 34; Lehnert, 1995, с. 112, табл. 7, фиг. 8, 10, 11, табл. 20A, фиг. 9, 11, 13.
Oulodus inflatus: Lindström, 1964, с. 85, фиг. 30A–B.

О п и с а н и е. Аппарат типа IVC, состоящий из двух типов Р-элементов (Pa, Pb), М- и серии рамиформных элементов (Sa—Sc).

Озаркодиновый (Pa) элемент асимметричный, с двумя зубчатыми стержнями основания и зубцом. Передний стержень несет от одного до двух зубчиков, задний — до пяти зубчиков. Зубец наклонен под углом 60° к оси заднего стержня. Основание асимметрично расширено у базального края.

Оулодовый (Pb) элемент отличается от предыдущего наклоненным вбок передним стержнем основания, несущим два-три зубчика.

Трихоноделловый (Sa) элемент билатерально симметричный, с зубцом и тремя зубчатыми стержнями основания. Задний стержень с большим числом зубчиков, перпендикулярных к оси стержня у переднего конца и наклоненных назад — у заднего конца. Боковые стержни одинаковые, короткие, расположены под прямым углом друг к другу, направлены вниз; с небольшими зубчиками. Зубец субтреугольный в сечении, немного изогнут и наклонен назад.

Плектоспаатовый (Sb) элемент представляет собой асимметричный вариант трихоноделлового.

Оистодовый (M) элемент асимметричный. Зубец наклонен над основанием назад под углом 40—45°. Задний стержень незубчатый, передний — с двумя маленькими зубчиками. Переднебазальный угол 60°. Наружная сторона по сравнению с внутренней уплощена.

Изменчивость у Pa-, Pb- и M-элементов выражается в различном количестве зубчиков переднего стержня. М-элементы имеют два зубчика или лишены их вовсе. Колесание числа зубчиков у Pa-элементов — от одного до двух, у Pb — от двух до трех.

С р а в н е н и е. Pa- и Pb-элементы отличаются от одноименных элементов *P. aculeatus* Hadding меньшим количеством зубчиков на стержнях. Sa элемент отличается большими размерами боковых стержней и меньшей дифференцированностью зубчиков заднего стержня, М-элемент — меньшим углом расхождения зубца и заднего стержня, меньшим количеством и слабой развитостью зубчиков переднего стержня.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренигский ярус Швеции, Польши, Финляндии, Эстонии; группа Кау Хэд, слои 12, 13, 14, Западный Ньюфаундленд; зона evae, Нью-Йорк; формация Сан-Хуан, зоны В, С, D, Аргентина; группа Погонип, верхи формации Найнмайл, формация Антелоуп Вэйли, Центральная Невада; горизонт *Ellsaspis*, Квебек; формация Даван, зона *Oistodus multicoxugatus*—*Periodon flabellum*, Южный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *Prioniodus deltatus longibasis*, *elegans*, *evae*.

М а т е р и а л. 27 Pa-, 25 Pb-, 5 Sa-, 1 Sb-, 9 M-элементов.

Р о д *Prioniodus* Pander, 1856'*Prioniodus elegans* Pander, 1856

Табл. XII, фиг. 29–32, 37, 38

Prioniodus elegans: Pander, 1856, с. 29, табл. 2, фиг. 22, 23; Lindström, 1954, с. 589, табл. 5, фиг. 26–29, текст-фиг. 5а; Ethington, 1972, с. 23, табл. 1, фиг. 1; Sweet et Bergström, 1972, с. 32, фиг. 2G, 4A; Bergström, Epstein et Epstein, 1972, с. D 39, фиг. 1i, 1-0; Вийра, 1974, табл. 3, фиг. 1–4; Van Wamel, 1974, с. 87, табл. 6, фиг. 1–6; Fähræus et Nowlan, 1978, с. 464, 466, табл. 3, фиг. 19, 20, 22–25, текст-фиг. 6; Hunicken et Sarmiento, 1980, с. 298–304, табл. I, фиг. 1–11; табл. II, фиг. 1–20; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 27, 33, 34; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 133, 134, табл. 13, фиг. 1–9; Pohler, 1994, табл. 5, фиг. 13–16; Lehnert, 1995, с. 116, табл. 4, фиг. 4–6.

Prioniodus (Prioniodus) elegans Pander: Löfgren, 1978, с. 78, 79, табл. 9, фиг. 1–6.

Belodus gracilis: Pander, 1856, с. 30, табл. 2, фиг. 21, табл. 3, фиг. 8.

Prioniodus carinatus: Pander, 1856, с. 30, табл. 2, фиг. 25, табл. 3, фиг. 7.

Gothodus costulatus: Lindström, 1954, с. 569, табл. 5, фиг. 23–25; Namar, 1964, с. 265, табл. 1, фиг. 15, 16; Namar, 1966, с. 61, табл. 5, фиг. 5, 6.

Falodus prodentatus (Graves et Ellison): Lindström, 1954, с. 569, табл. 5, фиг. 21, 22, 30.

Tetraprioniodus robustus: Lindström, 1954, с. 597, табл. 6, фиг. 13–15.

О п и с а н и е. Аппарат типа IV А, состоящий из двух типов Р-элементов (Pa, Pb), М- и серии рамиформных элементов (Sa—Sd).

Приониодовый (Pa) элемент асимметричный, с зубцом и тремя зубчатыми стержнями основания. Зубец массивный, с заостренными передним и задним краями. Внутренняя сторона зубца уплощена, наружная — с продольным ребром. Задний стержень прямой, несет до семи довольно низких, округлых зубчиков, плотно слитых основаниями. Такой же тип зубчатости имеют боковой и передний стержни. На обеих сторонах каждого стержня имеется продольный валик. Угол между боковым и передним стержнями 90—100°. Полость мелкая, вдоль стержней — узкая.

Трихоноделловый (Sa) элемент почти билатерально симметричный, с зубцом и тремя зубчатыми стержнями основания. Угол между зубцом и задним стержнем 110°. Передняя сторона зубца выпуклая, боковые — с ребрами, переходящими в стержни, направленные вниз и несущие очень мелкие зубчики. Задняя сторона в виде ребра, переходящего в задний зубчатый стержень. Между задним и боковыми стержнями глубокие ложбины. Полость мелкая, вдоль стержней щелевидная.

Белодовый (Sc) элемент немного асимметричный, с зубцом и четырьмя стержнями основания. Задняя сторона зубца заостренная, передняя — выпуклая. Угол между зубцом и задним стержнем 100—110°. Задний стержень несет до 10 слитых в основании зубчиков, из которых проксимальные переходят на задний край зубца, образуя “уступ”. Передний стержень или антизубец обломан в дистальной части. Боковые стержни короткие, незубчатые. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

Фалодовый (M) элемент асимметричный, с зубцом и двумя стержнями основания. Зубец прямой, длинный, с заостренными передним и задним краями. Угол между зубцом и задним стержнем 60°. Сохранена часть переднего стержня и область сочленения переднего и заднего стержней, расширенная на внутренней стороне основания и уплощенная на наружной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренгский ярус, биллингенский подгоризонт Швеции; аналоги биллингена Эстонии, Ленинградской области, Шотландии; группа Кау Хэд, слои 9, 10, 11, Западный Ньюфаундленд; формация Сан-Хуан, разрез Сьерро Ла Силла, зона *P. elegans*—*O. communis*, Аргентина.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *elegans*.

М а т е р и а л. 7 Pa-, 4 Sa-, 5 Sc-, 1 M-элементов.

Prioniodus deltatus longibasis McTavish, 1973

Табл. XI, фиг. 1–5, 7–10, 12–15, 18, 19, 25, 26, 31–33

Acodus deltatus longibasis: McTavish, 1973, с. 40, табл. 1, фиг. 16, 20, 22, 25, 26, табл. 2, фиг. 14, текст-фиг. 3 (см. синонимикку).

Gothodus n. sp. A: Lindström, McTavish et Ziegler, 1972, табл. 2, фиг. 6–8, табл. 3, фиг. 4–9.

? *Prioniodus serratus*: Pohler, 1994, с. 34, 35, табл. 5, фиг. 21–25.

О п и с а н и е. Приониодовый (Pa) элемент асимметричный, с зубцом и тремя стержнями основания. Зубец с заостренными передним и задним краями и крутым валиком на наружной стороне. Задний и боковой стержни с рудиментарными зубчиками. Длина заднего стержня — от половины до целой длины зубца. Угол между зубцом и задним стержнем в среднем 100° , между зубцом и боковым стержнем — 100 — 120° . Передний стержень незубчатый. Полость мелкая под зубцом и щелевидная — вдоль стержней.

Готодовый (Sb) элемент асимметричный, с зубцом и тремя стержнями основания. Зубец с заостренными передним и задним краями и ребром на наружной стороне. Ребро смещено к переднему краю. Задний стержень аркообразный, длиннее переднего и бокового, равен длине зубца. Угол между зубцом и задним стержнем в среднем 130° . Полость мелкая, протягивающаяся вдоль стержней.

Трихонodelловый (Sa) и тетраприониодовый (Sd) элементы билатерально симметричные. Первый — с зубцом и тремя стержнями основания, снабженными рудиментарными зубчиками, второй — с зубцом и четырьмя стержнями. Задний стержень — наиболее длинный. Угол между зубцом и задним стержнем в среднем 110° . Полость мелкая, протягивающаяся вдоль стержней.

Кордилодовый (Sc) элемент немного асимметричный, с зубцом и двумя стержнями основания. Задний стержень с рудиментарными зубчиками. Угол между зубцом и задним стержнем 110° . Тип полости тот же, что и у других элементов.

Оистодовый (M) элемент немного асимметричный. Наружная сторона уплощенная, внутренняя — валикообразная. Переднебазальный угол — 60° . Задний стержень аркообразно изогнут. Угол между зубцом и задним стержнем 40° . Полость мелкая.

С р а в н е н и е. Отличается от *Acodus deltatus deltatus* Lindström Pa-, Sa-, Sd-, Sc-элементами с более развитыми стержнями основания с рудиментарными зубчиками; Sb-элементами с неравновеликими стержнями основания, из которых наиболее длинный — задний. От *P. elegans* Pander отличается неразвитостью зубчиков у P- и S-элементов.

З а м е ч а н и е. Возможно, *P. deltatus longibasis* McTavish является предком *P. elegans* Pander.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Эмануэл, Западная Австралия; группа Кау Хэд, формация Шэллоу Бэй, слой 10, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны: *Prioniodus deltatus longibasis*, *elegans*, *evae*.

М а т е р и а л. 32 Pa-, 5 Sb-, 2 Sa-, 2 Sd-, 1 Sc-, 7 M-элементов.

“Prioniodus” sp.

Табл. XII, фиг. 39

Prioniodus sp. C: McTavish, 1973, с. 47, табл. 3, фиг. 5, 16, текст-фиг. 6f.

Prioniodus sp.: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 35.

О п и с а н и е. Приониодовый (Pa) элемент — асимметричный, с зубцом и тремя зубчатыми стержнями основания. Зубец имеет срединное ребро на каждой боковой стороне и острые передний и задний края. Задний стержень несет маленькие, одинаковые по высоте зубчики, почти перпендикулярные оси стержня. Зубчики бокового и переднего стержней в виде игл, одинаковых по высоте, дискретных, наклон-

ненных к зубцу. Угол между боковым и передним стержнями 60° . Длина бокового стержня равна $1/2$ длины зубца и $2/3$ длины переднего стержня. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

С р а в н е н и е. Данные элементы сходны с Ра-элементами *Oepikodus evae* (Lindström), от которых отличаются стержнями с зубчиками в виде игл.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Эмануэл, Западная Австралия.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *elegans*.

М а т е р и а л. 2 экземпляра.

Р о д *Oepikodus* Lindström, 1954

***Oepikodus evae* (Lindström, 1954)**

Табл. XIII, фиг. 18, 28, 31, 32, 35–37, 40–44

Prioniodus evae: Lindström, 1954, с. 589, табл. 6, фиг. 4–10; 1971, с. 52, 53, фиг. 13, 14; Ethington, 1972, с. 23, 24, табл. 1, фиг. 7; Bergström et Cooper, 1973, с. 319, 324, фиг. 4А–J, 5А–С; Вийра, 1974, с. 114, табл. 3, фиг. 5; Landing, 1976, с. 638, табл. 4, фиг. 1–5; Tipnis et al., 1979, с. 81, фиг. 21, 24.

Oepikodus smithensis: Lindström, 1954, с. 571, табл. 5, фиг. 36, 37; 1964, фиг. 10 К, 50 С; Lamont et Lindström, 1957, табл. 5, фиг. 1; Bergström, 1981, с. 128, фиг. 75, 1.

Oistodus longiramis: Lindström, 1954, с. 579, табл. 4, фиг. 35–37; Ethington et Clark, 1971, табл. 2, фиг. 15; Ethington, 1972, с. 23, табл. 1, фиг. 3.

Oepikodus evae (Lindström): Van Wamel, 1974, с. 74, табл. 6, фиг. 15–17; Fähræus et Nowlan, 1978, с. 463, 464, табл. 3, фиг. 15–17, текст-фиг. 6F, G, H; Ethington, 1979, с. 5, фиг. 6G; McArthur et al., 1980, табл. 1, фиг. 11, 17; Cooper, 1981, с. 171, табл. 31, фиг. 4, 7, 10, 11, 14; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 121, 122, табл. 5, фиг. 1–7; Pohler, 1994, табл. 5, фиг. 7–9; Lehnert, 1995, с. 99–100, табл. 20В, фиг. 1.

Prioniodus (Oepikodus) evae Lindström: Serpagli, 1974, с. 67–69, табл. 15, фиг. 9–13; табл. 26, фиг. 1–10; табл. 31, фиг. 1; Löfgren, 1978, с. 79, 80, табл. 9, фиг. 7–11, 17А, В; ? Bednarczyk, 1979, с. 432, 433, табл. 5, фиг. 1, 6.

Prioniodus cf. P. evae Lindström: Tipnis et al., 1979, с. 81, табл. 8, фиг. 22, 29, 31.

“*Ptioniodus*” *evae* Lindström: Lindström, 1964, с. 85, фиг. 30 Е.

О п и с а н и е. Аппарат типа IV D, состоящий из Р-, М- и S-элементов.

Приониодовый (Ра) элемент асимметричный, с зубцом и тремя зубчатыми стержнями. Зубец имеет срединные ребра на боковых сторонах и острые передний и задний края. Задний стержень — самый длинный из трех стержней. Он волнообразно изогнут, несет уплощенные с боков высокие зубчики, к концу стержня сильно наклоненные назад. Боковой и передний стержни почти одинаковой длины; угол между ними 60° . Зубчатость аналогична таковой заднего стержня. Каждый стержень имеет на обеих сторонах ребро, параллельное базальному краю. Полость мелкая, с ответвлениями вдоль стержней.

Оепикодовый (Sd) элемент билатерально симметричный, с зубцом и четырьмя стержнями. Зубец имеет заостренные переднюю и заднюю стороны и продольные ребра на боковых сторонах. Задний стержень длинный, уплощенный с боков, с зубчиками неравной длины, расположенными беспорядочно, перпендикулярно оси стержня. Угол между зубцом и задним стержнем в среднем 110° . Передний стержень незубчатый, чуть короче зубца. Угол между передним и задним стержнями 30° . Боковые стержни тонкие, короткие, незубчатые. Полость мелкая, узкая, вдоль стержней перевернутая.

Оистодовый (М) элемент асимметричный, с зубцом и двумя незубчатыми стержнями. Зубец с острыми передним и задним краями и валиками на боковых сторонах. Задний стержень длинный, почти прямой, чуть короче зубца. Угол между зубцом и задним стержнем в среднем 60° . Передний стержень тонкий, длинный, но короче заднего. Полость маленькая, вдоль стержней перевернутая. Базальный край с небольшими выступами вниз.

С р а в н е н и е. Ра-элемент *O. evae* (Lindström) отличается от того же элемента *O. intermedius* (Serpagli) и *O. communis* (Ethington et Clark) зубчатыми передним и боковым стержнями, Sd-элемент — беспорядочным чередованием длинных и коротких зубчиков заднего стержня, М-элемент — углом расхождения зубца и заднего стержня.

Распространение. Аренигский ярус, латорпский горизонт, биллингенский подгоризонт, зона evae Швеции; группа Кау Хэд, слои 11, 12, 14, Западный Ньюфаундленд; формация Род Ривер, Маккензи; зона evae, Нью-Йорк; верхняя часть известняка Маратон, Техас; формация Найнмайл, Центральная Невада; формация Сан-Хуан, зона В (а также зона О. evae, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; формация Эмануэл, Северо-Западная Австралия; песчаники Хорн Вэли, Центральная Австралия; низы формации Даван, Южный Китай.

Стратиграфический интервал. Зона evae.
Материал. 27 Pa-, 13 Sd-, 11 M-элементов.

Oepikodus communis (Ethington et Clark, 1964)

Табл. XIII, фиг. 24

Gothodus communis: Ethington et Clark, 1964, с. 690, 692, табл. 114, фиг. 6, 14, текст-фиг. 2F; 1971, табл. 2, фиг. 24.

Prioniodus evae communis (Ethington et Clark): McTavish, 1973, с. 45, 46, табл. 3, фиг. 27, 31, 32.

Oepikodus communis (Ethington et Clark): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 121, табл. 5, фиг. 8, 9; Pohler, 1994, табл. 5, фиг. 4–6; Lehnert, 1995, с. 98, 99, табл. 5, фиг. 22, 27–29, табл. 8, фиг. 19–24.

Замечание. Обнаружено четыре Pa-элемента, отличающиеся от таковых O. evae (Lindström) короткими и незубчатыми передним и боковым стержнями.

Распространение. Формация Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд; Формация Сан Хуан, разрез Сьерро Ла Силла, зоны: P. elegans—O. communis—O. evae, Аргентина.

Стратиграфический интервал. Зона evae.

СЕМЕЙСТВО RHIPIDOGNATHIDAE LINDSTRÖM, 1970

Род Bergstroemognathus Serpagli, 1974

Bergstroemognathus extensus (Graves et Ellison, 1941)

Табл. XIII, фиг. 1–5, 9, 10

Oistodus extensus: Graves et Ellison, 1941, с. 13, табл. 1, фиг. 16, 28.

Bergstroemognathus extensus (Graves et Ellison): Serpagli, 1974, с. 40–43, табл. 9, фиг. 1–8, табл. 21, фиг. 1–7, текст-фиг. 7 (см. синонимизацию); Ethington, 1979, с. 5, фиг. 6E, F; Cooper, 1981, с. 161, табл. 31, фиг. 12, табл. 32, фиг. 7, 9–11; Bultynck et Martin, 1982, табл. 1, фиг. 2a–d; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 20, 21; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 14–16; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 113, табл. 1, фиг. 6–13; Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 19–22; Lehnert, 1995, с. 75, табл. 5, фиг. 20, 21, табл. 20-A, фиг. 6, табл. 20-B, фиг. 2.

Bergstroemognathus cf. B. extensus (Graves et Ellison): Landing, 1976, с. 630, табл. 1, фиг. 1–6, 9, 10.

Описание. Аппарат типа IV E, состоящий из S-, Sa- и M-элементов.

Прионидиоформный (S) элемент асимметричный, с зубцом и двумя стержнями основания. Зубец с острыми передним и задним краями и валиком на обеих боковых сторонах. Задний стержень короткий, без зубчиков или с одним-двумя невысокими зубчиками. Переднебоковой стержень несет один-три зубчика, высоких, слитых в основании. Угол между задним и переднебоковым стержнями от 140 до 180°. Наружная сторона основания — с валиком, внутренняя — уплощенная. Полость мелкая, протягивающаяся вдоль стержней.

Трихонделловый (Sa) элемент билатерально симметричный, с зубцом и двумя одинаковыми боковыми зубчатыми стержнями. Зубец имеет выпуклую переднюю сторону, заостренные боковые края и вогнутую заднюю сторону со срединным гребнем. Боковые стержни несут пять-семь зубчиков — высоких, уплощенных в передне-заднем направлении, слитых в основании. Под зубчиками на передней и задней сторонах стержней протягиваются валики. Полость в виде срединной ямки и щелевидных ответвлений вдоль стержней. Задняя стенка базальной ямки — в виде губы.

Фалодовый (M) элемент асимметричный, с зубцом и двумя стержнями основания: задним — коротким, незубчатым и передним — длинным, прямым, зубчатым, уплощенным с боков. Зубец немного длиннее заднего стержня и наклонен над ним

под углом 30°. Задний стержень с округленным оральным краем и с расходящимися книзу боковыми сторонами. Передний стержень несет до двенадцати зубчиков, наклоненных назад под острым углом к оси стержня. На внутренней стороне зуба и основания отчетлив валик. Полость максимально глубокая под зубцом, расширенная вдоль заднего стержня и щелевидная — вдоль переднего.

С р а в н е н и е. Отличается от *V. pectiniformis* Yang et Zhang большим наклоном зуба и более развитым задним стержнем у S-элементов. Sa-элементы отличаются контуром базального края, M-элементы — более развитым задним стержнем.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны A, B, (а также зона *P. elegans*—*O. communis*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; верхи формации Санта-Розита, Аргентина; формация Маратон, низы формации Форт-Пьена, Техас; зона *euae*, Нью-Йорк; формация Найнмайл, Центральная Невада; песчаники Хорн Вэли, Центральная Австралия; горизонт *Ellsaspis*, Квебек; группа Кау Хэд, формация Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд; формация Даван, зона *euae*—*extensus*, Южный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *euae*.

М а т е р и а л. 11 S-, 2 Sa-, 4 M-элементов.

НАДСЕМЕЙСТВО PANDERODONTACEA LINDSTRÖM, 1970

С Е М Е Й С Т В О SCOLOPODONTIDAE BERGSTRÖM, 1981

Р о д *Scolopodus* Pander, 1856

“Scolopodus” rex Lindström, 1954

Табл. XI, фиг. 20, 23

Scolopodus rex: Lindström, 1954, с. 595, табл. 3, фиг. 32; 1964, с. 36, фиг. 10n, 47h; Bednarczyk, 1969, с. 784, табл. 1, фиг. 11; Lee, 1970, с. 334, табл. 8, фиг. 8, 9; Ethington, 1972, с. 22, табл. 1, фиг. 17; Bergström et al., 1972, фиг. 1B; Serpagli, 1974, с. 70, табл. 17, фиг. 1–3; табл. 28, фиг. 10 (см. синонимы); Вейра, 1974, табл. 3, фиг. 22, 23; Van Wamel, 1974, с. 94, табл. 5, фиг. 18; Landing, 1976, с. 640, табл. 4, фиг. 14; Dzik, 1976, текст-фиг. 17h, n (non i–m); Löfgren, 1978, с. 109, 110, табл. 1, фиг. 38, 39; Repetski, 1982, с. 50, 51, табл. 23, фиг. 6 (см. синонимы); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 19; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 24; Albanesi, 1998, с. 133, табл. 12, фиг. 14–17.

Scolopodus cf. rex Lindström: Lehnert, 1995, с. 124, 125, табл. 5, фиг. 5, 6.

О п и с а н и е. Билатерально симметричные или немного асимметричные сколоподовые элементы (в аппарате типа IB), полово изогнутые назад и слаборасширенные книзу; с ребрами на всех сторонах кроме передней. Основание невысокое, чуть суженное у самого края, с неглубокой полостью. Сечение у базального края овальное. Скандодовые элементы не встречены.

С р а в н е н и е с “S.” cornutiformis Branson et Mehl дано при описании последнего.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Арениг Швеции, Польши, Эстонии, Ленинградской области; отложения с фауной *Prioniodus elegans*, Пенсильвания; низы сланцев Дип Кил, Нью-Йорк; формация Филмо, Юта; формация Эль Пасо, Аризона; горизонт *Ellsaspis*, Квебек; формация Сан Хуан, разрез Сьерро Ла Силла, зона A.? *deltatus*—*P. proteus*, Аргентина; нижний ордовик, Западная Австралия, Корея.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны: *Paroistodus proteus*—*Prioniodus deltatus longibasis*.

М а т е р и а л. 45 экземпляров.

“Scolopodus” cornutiformis Branson et Mehl, 1933

Табл. XII, фиг. 36, 41

Scolopodus cornutiformis: Branson et Mehl, 1933, с. 62, табл. 4, фиг. 23; Ethington et Clark, 1982, с. 99, табл. 11, фиг. 13, 14 (см. синонимы); Repetski, 1982, с. 47, табл. 21, фиг. 4, 6 (см. синонимы).

Scolopodus cf. cornutiformis Branson et Mehl: Lehnert, 1995, с. 123, 124, табл. 5, фиг. 11, 12.

Scolopodus rex Lindström: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 11, 17.

З а м е ч а н и е. Сколоподовые элементы “S.” *cornutiformis* Branson et Mehl сходны с “S.” *rex* Lindström, однако их отличает большая латеральная уплощенность, оттянутость орального края основания назад, несуженность формы у базального края.

У некоторых экземпляров передняя сторона немного вдавлена у базального края вдоль срединной оси.

Распространение. Доломиты Джефферсон Сити, Миссури; низы формации Филмо, Юта; формация Эль Пасо, Техас; формация Сан Хуан, разрез Сьерро Ла Силла, зона *P. elegans*—*O. communis*, Аргентина.

Стратиграфический интервал. Зона *elegans*.

Материал. 18 экземпляров.

“Scolopodus” aff. sexplicatus (Jones, 1971)

Табл. X, фиг. 28, а–в, 30, 31

Описание. Конодонты асимметричные, многореберные, с зубцом и вытянутым назад основанием. Ребра немного не доходят до базального края. Максимальное количество ребер — одиннадцать. Постоянно присутствует восемь ребер: четыре — на наружной и четыре — на внутренней боковых сторонах. Из них наиболее крупных — четыре ребра: два крайних — на наружной стороне и два ребра — у заднего конца внутренней стороны. Передняя сторона широкоокруглая, выпуклая, без ребер или с двумя короткими ребрами, сходящимися друг с другом на перегибе формы и исчезающими на зубце. Заднее ребро невысокое, расположено в ложбине между двумя наиболее крупными задне-боковыми ребрами. Все ребра, кроме двух передних, доходят до вершины зубца. Полость неглубокая, с вершиной впереди; базальный край немного неровный.

Сравнение. Отличается от *aff. Paltodus sexplicatus* (Jones) sensu Abaimova, 1975 [Ethington et Clark, 1982] большим количеством ребер.

Стратиграфический интервал. Зона *proteus*.

Материал. 28 экземпляров.

“Scolopodus” sp.

Табл. XI, фиг. 24

Описание. Асимметричные конодонты с округлыми передним и задним краями, зубцом, наклонным назад и немного вбок, невысоким основанием, вытянутым в передне-заднем направлении, расширенным и имеющим большой синус базального края с наружной стороны. Скульптура задней и боковых поверхностей в виде низких, не достигающих базальных краев ребер, сглаженных на передней поверхности. Угол между оральным краем основания и задним краем зубца около 90°. Сечение зубца почти круглое; сечение основания у базального края овальное с искажением за счет синуса. Полость невысокая, с вершиной впереди.

Сравнение. Данные формы сходны с элементами “*Scandodus*” *cyrtocardia* Mound, от которых отличаются округлыми передним и задним краями и скульптурированной поверхностью.

Стратиграфический интервал. Зона *proteus*.

Материал. 3 экземпляра.

СЕМЕЙСТВО ANSELLIDAE FÄHRAEUS ET HUNTER, 1985

Род *Ansella* Fähræus et Hunter, 1985

“*Ansella*” sp.

Табл. XIII, фиг. 26

“*Belodella*” sp. B: Serpagli, 1974, с. 39, табл. 7, фиг. 1, табл. 20, фиг. 11.

Описание. Асимметричные конодонты с высоким основанием и зубцом, образующими между собой плавный переход. Зубец слегка повернут к внутренней стороне. Передний край всей формы и задний край зубца килевидные. Передний киль немного отогнут вбок. Оральный край основания — с мелкими, слитыми своими основаниями зубчиками. Боковые стороны уплощены и неравномерно выпуклы.

Полость глубокая, с вершиной впереди. Поперечное сечение линзовидное, немного асимметричное.

С р а в н е н и е. Отличается от “*Belodella*” sp. A (Serpagli, 1974) более высоким основанием и глубокой полостью, меньшим количеством и большей высотой зубчиков, формой полости и линзовидным сечением основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан Хуан, зона В, Аргентина.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 2 экземпляра.

Р о д *Stolodus* Lindström, 1971

“*Stolodus*” aff. *stola* (Lindström, 1954)

Табл. XIII, фиг. 21

Stolodus sp. 1: Serpagli, 1974, с. 88, 89, табл. 18, фиг. 1–2; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, фиг. 13, табл. 32. *Stolodus* sp. aff. *Stolodus stola* (Lindström): Landing, 1976, с. 640, 641, табл. 4, фиг. 17, 18, 21; Pohler, 1994, табл. 8, фиг. 5.

Stolodus stola (Lindström) emend. Lindström, 1971: Van Wamel, 1974 с. 95, 96, табл. 8, фиг. 23 (non фиг. 20–22, 24).

О п и с а н и е. Простые, билатерально симметричные или немного асимметричные конодонты с зубцом и высоким основанием, вдоль которых протягиваются четыре ребра (переднее, заднее и два боковых), зазубренных от нижней части зубца до базального края. Зубчики наклонены вперед. Полость глубокая; базальный край с небольшими выступами вниз вдоль ребер. Поперечное сечение в виде четырехугольника с чуть вогнутыми сторонами.

С р а в н е н и е. Отличается от элементов *Stolodus stola* (Lindström) постоянством зазубренности и меньшей латеральной уплощенностью форм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зона С, Аргентина; сланцы Дип Кил, Нью-Йорк; формация Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

Р о д *Tropodus* Kennedy, 1980

***Tropodus australis* (Serpagli, 1974)**

Табл. XII, фиг. 1, 2, 6, 7, 11–13, 15, 18

Scolopodus sp. nov.: Lindström, 1954, с. 596, табл. 3, фиг. 24, 25.

Walliserodus australis: Serpagli, 1974, с. 89–91, табл. 19, фиг. 10а–с, табл. 29, фиг. 8–15, текст-фиг. 23, 24; Landing, 1976, с. 641, 642, табл. 4, фиг. 16, 19, 22, 23; Ethington, 1979, с. 5, фиг. 6D; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 16; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 30, табл. 32, фиг. 1, 5.

Walliserodus comptus (Branson et Mehl): Ethington, 1979, с. 4, фиг. 4F.

Walliserodus sp. aff. *W. australis* Serpagli: Tipnis et al., 1979, табл. 2, фиг. 27, 29.

Tropodus sweetii (Serpagli): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 142, табл. 16, фиг. 11–14 (S-элемент); Pohler, 1994, табл. 7, фиг. 21–24 (S-элемент); Lehnert, 1995, с. 131, 132, табл. 3, фиг. 17, 19 (S-элемент).

О п и с а н и е. Эуконодонты конусовидные, с килевидными ребрами, относительно глубокой полостью, представляют переходную серию от трех- до многореберных элементов, изменяются от билатерально симметричных до асимметричных форм.

Трехреберные элементы асимметричные. Зубец наклонен над основанием под углом 130° и чуть повернут. Передняя сторона широкоокруглая, выпуклая, отделенная от задней высокими боковыми килеями. Задняя сторона разделена задним килем на два неравных сегмента, круто нисходящих от заднего киля к боковым. Боковые кили отделены от задних сегментов глубокими ложбинами. Широкий сегмент прилежит к более развитому боковому килю (крылу); узкий сегмент граничит с узким боковым килем. Кили продолжаютсЯ книзу в виде коротких неравных выступов с выемками между ними. Сечение формы у базального края в виде искаженного неравностороннего треугольника.

Четырехреберные элементы асимметричные, отличаются от предыдущих четвертым килевидным ребром, возникшим на широком сегменте задней стороны. Встречаются также почти билатерально симметричные формы (табл. XII, фиг. 13).

Пятиреберные элементы билатерально симметричные, отличаются от асимметричных четырехреберных пятым (боковым) ребром.

Многорреберные элементы не встречены.

З а м е ч а н и е. Возможно, элементы *T. australis* (Serpagli), а также “*Acodus*” *sweeti* (Serpagli) и “*Oistodus*” *americanus* (Serpagli) (описание см. ниже) представляют собой элементы S, P и M одного аппарата *Tropodus sweeti* (Serpagli). Этой точки зрения придерживаются S. Stouge и G. Vagnoli [1988].

С р а в н е н и е. Некоторые трехреберные элементы *T. australis* (Serpagli) сходны с элементами *Juanognathus variabilis* Serpagli, от которых отличаются лишь задним килем основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны А, В (а также зона А.? *delta-tus*—*P. proteus*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; арениг, нижние планилимбатовые известняки, Швеция; зона *evae*, Нью-Йорк; верхи формации Филмо, низы формации Вах Вах, Юта; формация Найнмайл, Центральная Невада; горизонт *Ellsaspis*, Квебек; формация Броукен Скалл, Маккензи; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 12, 14, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны: *Prioniodus deltatus longibasis*—*Oerikodus evae*.

М а т е р и а л. 23 трех-, 20 четырех- и 9 пятиреберных элементов.

НАДСЕМЕЙСТВО DISTACODONTACEA BASSLER, 1925

СЕМЕЙСТВО DREPANOISTODONTIDAE BERGSTRÖM, 1981

Р о д *Drepanoistodus* Lindström, 1971

Drepanoistodus forceps (Lindström, 1954)

Табл. X, фиг. 12–18

Drepanodus homocurvatus: Lindström, 1954, с. 563, табл. 2, фиг. 23, 24, 39, текст-фиг. 4d.

Drepanodus planus: Lindström, 1954, с. 565; табл. 2, фиг. 35–37, текст-фиг. 4a.

Drepanodus suberectus (Branson et Mehl): Lindström, 1954, с. 568, табл. 2, фиг. 21, 22 (см. синонимнику).

Oistodus forceps: Lindström, 1954, с. 574, табл. 4, фиг. 9–13, текст-фиг. 3M.

Acodus gratus: Lindström, 1954, с. 545, табл. 2, фиг. 27–29.

Drepanoistodus forceps (Lindström): Lindström, 1971, с. 42, 43, фиг. 5, 8; Serpagli, 1974, с. 30, 31, табл. 10, фиг. 8–12, табл. 21, фиг. 9–14; Van Wamel, 1974, с. 64, 65, табл. 2, фиг. 14–22; Fähraeus et Nowlan, 1978, с. 459, табл. 1, фиг. 22–25 (см. синонимнику); Löfgren, 1978, с. 53–55, табл. 1, фиг. 1–6, текст-фиг. 26A (см. синонимнику); Pohler, 1994, табл. 2, фиг. 24–26; Lehnert, 1995, с. 84, табл. 3, фиг. 20, табл. 6, фиг. 2; Albanesi, 1998, с. 136, табл. 3, фиг. 19–22.

О п и с а н и е. Дрепанодовые элементы трех разновидностей: первая соответствует “*Drepanodus*” *planus* Lind., — вторая — промежуточным формам между “*D.*” *planus* Lind. и “*D.*” *homocurvatus* Lind., третья — “*D.*” *suberectus* (Branson et Mehl).

Элементы типа “*D.*” *planus* Lind. почти билатерально симметричные, сильно уплощенные с боков; с мелкой полостью, умеренно изогнутым зубцом, заостренными передним и задним краями. Переднебазальный угол около 90°; оральный край основания короткий и прямой, аборальный — изогнут сзади и прямой, почти параллельный оральному краю, — впереди.

Элементы типа “*D.*” *planus* Lind. — “*D.*” *homocurvatus* Lind. Их базальная полость немного глубже, чем у “*D.*” *planus* Lind., но мельче, чем у “*D.*” *homocurvatus* Lind.; вершина полости смещена к центру, что сближает форму с “*D.*” *homocurvatus* Lind., однако очертание полости занимает промежуточное положение между этими видами. Изгиб зубца незначителен и сходен с таковым у “*D.*” *planus* Lind.

Элементы типа “*D.*” *suberectus* (Branson et Mehl) билатерально симметричные, с заостренными передним и задним краями, с прямым, уплощенным, слабо наклоненным над основанием зубцом, невысоким, расширенным в стороны и вытянутым в

передне-заднем направлении основанием, мелкой полостью с центральным расположением вершины, овальным сечением формы у базального края.

Оистодовые ("Oistodus" forceps Lind.) элементы асимметричные, с невысоким, сильно вытянутым назад основанием и зубцом, наклоненным над основанием под углом 30°. Зубец в 2 раза длиннее основания, немного повернут вбок, с сильно заостренными краями, уплощенной наружной и валикообразной внутренней сторонами. Оральный край основания почти прямой, заостренный, составляет угол 30° с аборальным краем. Последний плавно округлен, впереди загибается вверх и образует угол 45—50° с передним краем зубца. Полость мелкая, протягивающаяся до переднебазального угла.

С р а в н е н и е. Оистодовый элемент *D. forceps* (Lindström) отличается от одноименного элемента *D. basiovalis* (Sergeeva) более острым переднебазальным углом и более длинным оральным краем основания. Дрепанодовые элементы *D. basiovalis* (Sergeeva) имеют заворот внутрь переднего края формы, субэректусовые — более массивный и длинный зубец.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Ареннигский ярус, Швеция, Норвегия, Эстония, Ленинградская область; формация Сейдисехир, Турция; формация Сан-Хуан, зоны А—D, Аргентина; формация Тэйбл Хэд, формация Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд; нижний ордовик Западной Австралии.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны: *Paroistodus proteus*—*Prioniodus deltatus longibasis*.

М а т е р и а л. 28 дрепанодовых (тип *planus*), 52 дрепанодовых (переходный тип *planus*—*homocurvatus*), 15 субэректусовых, 9 оистодовых элементов.

***Drepanoistodus deltifer* (Lindström, 1954), emend. Lindström, 1971**

Табл. X, фиг. 2–4, 6–8

Drepanodus deltifer: Lindström, 1954, с. 562, табл. 2, фиг. 42, 43.

Drepanodus cf. *subarcuatus* Furnish: Lindström, 1954, с. 568, табл. 2, фиг. 41, 44, 50.

Drepanoistodus inaequalis (Pander): Van Wamel, 1974, с. 65, 66, табл. 2, фиг. 7, 9, 10; Pohler, 1994, табл. 2, фиг. 27. *Drepanoistodus deltifer pristinus* (Viira): Szaniawski, 1980, с. 113–115, табл. 16, фиг. 5, 10–13, табл. 17, фиг. 2, 4, 11–15.

Paltodus deltifer (Lindström): Bagnoli et al., 1988, с. 213, табл. 40, фиг. 7–12; Albanesi, 1998, с. 139, табл. 7, фиг. 6–8.

О п и с а н и е. Дрепанодовый ("Drepanodus" *deltifer* Lind.) элемент уплощен с боков; с острыми передним и задним краями, зубцом, полого изогнутым над основанием, высоким, сильно и равномерно расширенным книзу основанием, по очертанию — в виде равностороннего треугольника. Оральный и аборальный края почти прямые. Наружная сторона валикообразная, внутренняя — уплощенная.

Дрепанодовые ("D." aff. *subarcuatus* Furnish) элементы уплощены с боков, с заостренными в равной степени передним и задним краями. Зубец почти прямой или чуть изогнутый; основание высокое, незначительно расширенное книзу, часто немного оттянуто назад, по очертанию — от почти равнобедренного до неравнобедренного треугольника. Оральный и аборальный края в плане обычно прямые. Угол между ними 45°. Боковые стороны сильно уплощены или широкоокруглы, выпуклы. При неравномерной выпуклости сторон отчетлива наружная валикообразная сторона (подобные формы близки к акадовым). К скандодовым элементам близки формы с небольшим поворотом зубца относительно основания. Полость глубокая, с вершиной у переднего края.

Оистодовые ("Oistodus" aff. *inaequalis* Pander) элементы двух разновидностей.

Первая представлена формами (табл. X, фиг. 4) с длинным зубцом, уплощенным с боков, почти прямым или с небольшим изломом в средней части, наклоненным назад и вбок, с острыми передним и задним краями, с валиком на внутренней стороне. Основание низкое, незначительно вытянутое в передне-заднем направле-

нии, вздутое в середине внутренней стороны и уплощенное снаружи, с коротким, слегка изогнутым оральным краем. Угол между задним краем зубца и оральным краем основания острый. Аборальный край почти прямой. Полость мелкая, с центральным положением вершины.

Вторая разновидность оистодовых элементов (табл. X, фиг. 2) отличается от первой полого изогнутым зубцом, плавным переходом заднего края зубца к оральному краю основания, большим углом между ними, большим вздутием внутренней стороны основания.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхний тремадок, цератопигевые слои, зона *deltifer*, Южная Швеция; зоны *Cordylodus rotundatus*—*Prioniodus deltatus*, Эланд, Швеция; варангуская пачка, Северная Эстония; халцедоновые слои, Польша; формация Шэллоу Бэй, слой 10, Западный Ньюфаундленд; формация Ла Силла, зона *P. deltifer*, Аргентина.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Слои с *D. deltifer*.

М а т е р и а л. 14 дрепанодовых, 7 оистодовых элементов.

Р о д *Paroistodus* Lindström, 1971

***Paroistodus proteus* (Lindström, 1954)**

Табл. X, фиг. 9–11; Табл. XI, фиг. 16, 22

Drepanodus proteus: Lindström, 1954, с. 556, табл. 3, фиг. 18–21, текст-фиг. 2а–f; Вийра, 1974, с. 31, 71, табл. 2, фиг. 29–34, рис. 15е–и, 75, 76; Repetski, 1982, с. 21, табл. 6, фиг. 3; Боровко и др., 1984, с. 57, табл. 1, фиг. 27. *Oistodus parallelus*: Pander, 1856, с. 27, табл. 2, фиг. 40; Lindström, 1954, с. 579, табл. 4, фиг. 26, 30, 31, текст-фиг. 3(О); Вийра, 1974, табл. 2, фиг. 27; Наседкина, 1975, с. 118, 119, табл. 1, фиг. 11, 12; Боровко и др., 1984, с. 57, табл. 1, фиг. 26.

Paroistodus proteus (Lindström): Lindström, 1971, с. 46, 47, фиг. 8, 10; Bergström et al., 1972, с. D 39, фиг. 1, а, с, d, e; Fähraeus et Nowlan, 1978, с. 460, табл. 2, фиг. 17, 18; Bednarczyk, 1979, с. 431, табл. 5, фиг. 12; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 5, 6; Bagnoli et al., 1988, табл. 39, фиг. 16–17; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 128, 129, табл. 8, фиг. 1, 3–5; Pohler, 1994, табл. 4, фиг. 22, 23; Lehnert, 1995, с. 110, табл. 3, фиг. 9, 10; Albanesi, 1998, с. 144, 145, табл. 8, фиг. 31–34.

О п и с а н и е. Аппарат типа III C, состоящий из дрепанодовых и оистодовых элементов.

Дрепанодовый элемент немного асимметричный, уплощенный с боков. Зубец с заостренными передним и задним краями, продольными валиками на боковых сторонах; изогнут над основанием назад. Основание невысокое, с длинным, почти прямым оральным краем, составляющим угол 45° с аборальным краем. Последний — выпуклый, у переднебазального угла — почти параллельный оральному краю. Переднебазальный угол около 90°. Полость неглубокая, с вершиной у аборального края, расширенная у заднего конца основания и перевернутая впереди.

Оистодовый элемент асимметричный, уплощенный с боков. Зубец с острыми передним и задним краями, с валиками на боковых сторонах, с изогнутой книзу вершиной, почти параллелен задней части аборального края основания. Угол между задней стороной зубца и оральным краем основания 30°. Основание невысокое, с коротким и почти прямым оральным краем, составляющим угол 35° с аборальным краем. Передняя и задняя части аборального края составляют угол 90—100°. Переднебазальный угол 90°. Полость неглубокая, с вершиной у передней части аборального края основания, вытянутая вдоль его задней части и перевернутая впереди.

С р а в н е н и е. Отличается от *P. parallelus* (Lindström) дрепанодовыми элементами, имеющими продольные валики (а не ребра) на боковых сторонах.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренигский ярус, латорпский горизонт (хуннеберг—низы биллингена), Швеция; B1, Эстония; зоны: *phyllograptoides*, *balticus*, Польша; глауконитовый песчаник с *D. proteus*, Ленинградская область; группа Кау Хэд, слои 9, 11, 12, 13, Западный Ньюфаундленд; формация Эмануэл, Северо-Западная Авст-

ралия; формация Сан Хуан, разрез Сьерро Ла Силла, зона A.? *deltatus*—*P. proteus*, Аргентина; группа Эль Пасо, Техас; колнабукский горизонт, Южный Урал; кибактинская свита, Полярный Урал; верхи формации Фенсянь, Южный Китай.

Стратиграфический интервал. Зоны: *Paroistodus proteus*—*Oepikodus evae*.

Материал. 19 дрепанодовых и 18 оистодовых элементов.

Р о д *Scandodus* Lindström, 1954 “*Scandodus*” *cyrtocardia* Mound, 1968

Табл. XI, фиг. 17

Scandodus cyrtocardia: Mound, 1968, с. 416, 417, табл. 4, фиг. 57; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 2.

О п и с а н и е. Крупные, асимметричные конодонты с заостренными передним и задним краями, зубцом, изогнутым назад, повернутым и наклоненным вбок, невысоким основанием, вытянутым в передне-заднем направлении, расширенным и имеющим большой синус базального края с наружной стороны. Зубец заполнен белым веществом. Угол между заостренными оральным краем основания и задним краем зубца около 90°; передне- и заднебазальный углы острые. Внутренняя сторона уплощенная, наружная — с валиком вдоль зубца, исчезающим недалеко от вершины синуса. Микроскульптура в виде продольной струйчатости, отчетлива в нижней части зубца и сглажена на основании. Сечение формы у базального края асимметрично-сердцевидное. Полость невысокая, с вершиной впереди.

С р а в н е н и е. Отличается от “S.” *sinuosus* Mound крупными размерами, заметным поворотом зубца, большим синусом базального края, большей глубиной и шириной полости.

Распространение. Верхи формации Кул Крик, Оклахома.

Стратиграфический интервал. Зона *Prioniodus deltatus longibasis*.

Материал. 5 экземпляров.

“*Scandodus*” *furnishi* Lindström, 1954

Табл. XI, фиг. 35

Scandodus furnishi: Lindström, 1954, с. 592, табл. 5, фиг. 3; Lee, 1970, с. 332, табл. 8, фиг. 4 (non фиг. 3); Ethington, 1972, с. 22, табл. 1, фиг. 6; Абаймова, 1975, с. 95, 96, табл. 9, фиг. 1, 2, текст-фиг. 8–10, 15; Repetski, 1982, с. 42, табл. 20, фиг. 3, 4 (см. синонимиику); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 25; Pohler, 1994, табл. 6, фиг. 30, 31.

Drepanoistodus conulatus (Lindström): Van Wamel, 1974, с. 63, 64, табл. 3, фиг. 1.

О п и с а н и е. Конодонты асимметричные. Зубец широкий, прямой, с килевидными передним и задним краями, уплощен с боков, немного повернут, наклонен назад и вбок, заполнен белым веществом. Внутренняя сторона со срединным валиком. Основание низкое, немного расширено с внутренней стороны и вытянуто назад. Оральный край заостренный, составляющий с задним краем зубца угол около 90°. Полость мелкая, открывающаяся на внутреннюю сторону, с вершиной впереди.

Распространение. Арениг, Швеция; формация Найнмайл, Центральная Невада; формация Эль Пасо, Техас; формация Шэллоу Бэй, слой 14, Западный Ньюфаундленд; отложения с IV и V комплексами конодонтов, юго-восток Сибирской платформы; нижний ордовик Кореи.

Стратиграфический интервал. Зона *Prioniodus deltatus longibasis*.

Материал. 23 экземпляра.

“Scandodus” (?) aff. *jemtlandicus* (Löfgren, 1978)

Табл. X, фиг. 32

aff. *Paltodus? jemtlandicus* Löfgren: Ethington et Clark, 1982, с. 75, табл. 8, фиг. 10, текст-фиг. 19.

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с широким, уплощенным зубцом и низким основанием. Зубец наклонен назад и немного вбок. Ширина зубца в проксимальной части составляет 80% длины основания. Внутренняя сторона зубца — со слабо развитым валиком, продолжающимся на основание, наружная — уплощенная; передний и задний края острые. Угол между задним краем зубца и оральным краем основания 60—80°. Валик внутренней стороны основания немного смещен вперед и почти параллелен оральному краю. Переднебазальный угол около 80°; заднебазальный угол около 30°. Полость очень мелкая, немного открывающаяся на внутреннюю сторону.

С р а в н е н и е. Отличается от “*Oistodus*” *inaequalis* Pander слабо развитым валиком зубца и значительной шириной зубца. От оистодовых элементов *Paltodus? jemtlandicus* Löfgren отличается большим переднебазальным углом и более низким основанием.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы формации Филмо, Юта.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Верхи зоны *proteus*.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

“Scandodus” aff. *misticus* Barnes et Poplawski, 1975

Табл. XI, фиг. 37, 38

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с высоким зубцом и очень низким основанием, расположенным на продолжении книзу зубца без какого-либо перегиба. Передний и задний края заостренные. Зубец очень слабо повернут, незаметно наклонен назад и вбок, заполнен белым веществом. Боковые стороны зубца почти равномерно уплощены. Основание низкое и узкое, с очень небольшим расширением у базального края внутренней стороны. Полость очень мелкая. Базальная воронка с вершиной, наклоненной вперед, с выпуклой задней и вогнутой передней сторонами.

С р а в н е н и е. Отличается от “*S.*” *misticus* Barnes et Poplawski контуром и меньшей высотой полости, распределением белого вещества в зубце.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Верхи зоны *proteus*.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

“Scandodus” *sinuosus* Mound, 1965

Табл. XI, фиг. 6, 11, 21

Scandodus sinuosus: Mound, 1965, с. 33, табл. 4, фиг. 21, 22, 24; 1968, с. 417, табл. 5, фиг. 8, 10–13, 21; Абимова, 1975, с. 99, 100, табл. 4, фиг. 9, табл. 8, фиг. 11, рис. 8 (6, 14); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 4.

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с заостренными передним и задним краями, зубцом, изогнутым назад, немного повернутым и наклоненным вбок, невысоким основанием, вытянутым в передне-заднем направлении, расширенным и имеющим небольшой синус базального края с наружной стороны. Передний киль зубца продолжается на основание в виде пластины, отогнутой к внутренней стороне у переднебазального угла. Угол между заостренными оральным краем основания и задним краем зубца 90—100°; передне- и заднебазальные углы острые. Внутренняя сторона уплощена, наружная — с валиком, протягивающимся вдоль зубца и исчезающим вблизи базального края за синусом. Полость мелкая, с вершиной впереди.

С р а в н е н и е с “S.” *cyrtocardia* Mound дано при описании последнего.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхи формации Маккензи Хилл, формации: Кул Крик, Джоинс, Оклахома; отложения с IV и V комплексами конодонтов, юго-восток Сибирской платформы.

Стратиграфический интервал. Верхи зоны proteus—зона evae.
Материал. 14 экземпляров.

СЕМЕЙСТВО JUANOGNATHIDAE BERGSTRÖM, 1981

Род *Juanognathus* Serpagli, 1974

Juanognathus variabilis Serpagli, 1974

Табл. XII, фиг. 23–26, 28, 33

Acontiodus sp. B: Igo et Koike, 1967, с. 17, табл. 2, фиг. 15, текст-фиг. 4.

Scolopodus sp. A: Igo et Koike, 1967, с. 26, табл. 2, фиг. 7а, b, текст-фиг. 51.

Paltodus sp. D: Ethington et Clark, 1971, с. 67, 77, табл. 2, фиг. 7.

Juanognathus variabilis: Serpagli, 1974, с. 49, 50, табл. 11, фиг. 1–7, табл. 22, фиг. 6–17, текст-фиг. 8; Landing, 1976, с. 634, табл. 2, фиг. 15–17, 19–23; Ethington, 1979, с. 4, фиг. 4; Repetski, 1982, с. 27, табл. 8, фиг. 9, табл. 9, фиг. 1, 2; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 6, 8, 9; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 120, табл. 3, фиг. 20, 21; Pohler, 1994, табл. 3, фиг. 14; Lehnert, 1995, с. 93, табл. 20А, фиг. 1, 2, 4, 5; Albanesi, 1998, с. 126, табл. 5, фиг. 10–14.

О п и с а н и е. Переходная серия простых, в разной степени асимметричных элементов в аппарате типа IA.

Слабоасимметричные элементы имеют относительно высокое основание и зубец, наклоненный назад и незаметно повернутый вбок. Передняя сторона в верхней части широкоокругленная, выпуклая, в средней и нижней частях — узкоокругленная, угловатая. Задняя сторона гребневидная, округленная. Боковые стороны крыловидные², почти одинаково наклонены назад, отделены от заднего гребня узкими бороздами. Базальный край с выступами вниз, соответствующими крыловидным сторонам, и с синусами между ними. Синус заднего гребня глубже синуса передней стороны. Полость неглубокая.

Явно асимметричные элементы имеют невысокое основание и зубец, сильно наклоненный назад и заметно повернутый вбок. Передняя сторона широкоокругленная, выпуклая, задняя — гребневидная. Боковые стороны крыловидные, неравномерно и относительно слабо наклонены назад, сильно расширены книзу, отделены от заднего гребня бороздами, различны по ширине. Выполаживание крыльев до горизонтального уровня и даже отклонение одного из них вперед в нижней части конодонта приводит к образованию борозд на границах переднебоковых сторон крыльев с передней стороной основания. Полость и базальный край имеют те же характеристики.

Изменчивость выражена в разной степени наклона и поворота зубца, в различии высот основания и длин базальных выступов, в степени наклона назад крыловидных сторон и их расширения к базальному краю, в разной степени округленности передней стороны и углубления борозд.

С р а в н е н и е. Отличается от *J. jaanussoni* Serpagli развитием обеих крыловидных боковых сторон.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы известняка Сетул, Малайя; формация Сан-Хуан, зона В (а также зона *P. elegans*—*O. communis*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; верхняя часть формации Филмо, формация Вах-Вах, Юта; сланцы Дип Кил, зона evae, Нью-Йорк; верхи формации Эль Пасо, Техас; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 14, Западный Ньюфаундленд; верхи формации Хонгхуан, Южный Китай.

Стратиграфический интервал. Зоны *elegans*, *evae*.

Материал. 31 элемент.

² Условно понятие бокового крыла включает заднебоковую и переднебоковую стороны, сходящиеся в остром боковом киле.

“Scandodus” (?) aff. *jemtlandicus* (Löfgren, 1978)

Табл. X, фиг. 32

aff. *Paltodus? jemtlandicus* Löfgren: Ethington et Clark, 1982, с. 75, табл. 8, фиг. 10, текст-фиг. 19.

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с широким, уплощенным зубцом и низким основанием. Зубец наклонен назад и немного вбок. Ширина зубца в проксимальной части составляет 80% длины основания. Внутренняя сторона зубца — со слабо развитым валиком, продолжающимся на основание, наружная — уплощенная; передний и задний края острые. Угол между задним краем зубца и оральным краем основания 60—80°. Валик внутренней стороны основания немного смещен вперед и почти параллелен оральному краю. Переднебазальный угол около 80°; заднебазальный угол около 30°. Полость очень мелкая, немного открывающаяся на внутреннюю сторону.

С р а в н е н и е. Отличается от “*Oistodus*” *inaequalis* Pander слабо развитым валиком зубца и значительной шириной зубца. От оистодовых элементов *Paltodus? jemtlandicus* Löfgren отличается большим переднебазальным углом и более низким основанием.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы формации Филмо, Юта.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Верхы зоны *proteus*.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

“Scandodus” aff. *misticus* Barnes et Poplawski, 1975

Табл. XI, фиг. 37, 38

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с высоким зубцом и очень низким основанием, расположенным на продолжении книзу зубца без какого-либо перегиба. Передний и задний края заостренные. Зубец очень слабо повернут, незаметно наклонен назад и вбок, заполнен белым веществом. Боковые стороны зубца почти равномерно уплощены. Основание низкое и узкое, с очень небольшим расширением у базального края внутренней стороны. Полость очень мелкая. Базальная воронка с вершиной, наклоненной вперед, с выпуклой задней и вогнутой передней сторонами.

С р а в н е н и е. Отличается от “*S.*” *misticus* Barnes et Poplawski контуром и меньшей высотой полости, распределением белого вещества в зубце.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Верхы зоны *proteus*.

М а т е р и а л. 9 экземпляров.

“Scandodus” *sinuosus* Mound, 1965

Табл. XI, фиг. 6, 11, 21

Scandodus sinuosus: Mound, 1965, с. 33, табл. 4, фиг. 21, 22, 24; 1968, с. 417, табл. 5, фиг. 8, 10–13, 21; Абимова, 1975, с. 99, 100, табл. 4, фиг. 9, табл. 8, фиг. 11, рис. 8 (6, 14); Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 4.

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с заостренными передним и задним краями, зубцом, изогнутым назад, немного повернутым и наклоненным вбок, невысоким основанием, вытянутым в передне-заднем направлении, расширенным и имеющим небольшой синус базального края с наружной стороны. Передний киль зубца продолжается на основание в виде пластины, отогнутой к внутренней стороне у переднебазального угла. Угол между заостренными оральным краем основания и задним краем зубца 90—100°; передне- и заднебазальный углы острые. Внутренняя сторона уплощена, наружная — с валиком, протягивающимся вдоль зубца и исчезающим вблизи базального края за синусом. Полость мелкая, с вершиной впереди.

С р а в н е н и е с “*S.*” *cyrtocardia* Mound дано при описании последнего.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхы формации Маккензи Хилл, формации: Кул Крик, Джоинс, Оклахома; отложения с IV и V комплексами конодонтов, юго-восток Сибирской платформы.

Стратиграфический интервал. Верхи зоны proteus—зона evae.
Материал. 14 экземпляров.

СЕМЕЙСТВО JUANOGNATHIDAE BERGSTRÖM, 1981

Род *Juanognathus* Serpagli, 1974

Juanognathus variabilis Serpagli, 1974

Табл. XII, фиг. 23–26, 28, 33

Acontiodus sp. B: Igo et Koike, 1967, с. 17, табл. 2, фиг. 15, текст-фиг. 4.

Scolopodus sp. A: Igo et Koike, 1967, с. 26, табл. 2, фиг. 7а, b, текст-фиг. 51.

Paltodus sp. D: Ethington et Clark, 1971, с. 67, 77, табл. 2, фиг. 7.

Juanognathus variabilis: Serpagli, 1974, с. 49, 50, табл. 11, фиг. 1–7, табл. 22, фиг. 6–17, текст-фиг. 8; Landing, 1976, с. 634, табл. 2, фиг. 15–17, 19–23; Ethington, 1979, с. 4, фиг. 4; Repetski, 1982, с. 27, табл. 8, фиг. 9, табл. 9, фиг. 1, 2; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 6, 8, 9; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 120, табл. 3, фиг. 20, 21; Pohler, 1994, табл. 3, фиг. 14; Lehnert, 1995, с. 93, табл. 20А, фиг. 1, 2, 4, 5; Albanesi, 1998, с. 126, табл. 5, фиг. 10–14.

О п и с а н и е. Переходная серия простых, в разной степени асимметричных элементов в аппарате типа IA.

Слабоасимметричные элементы имеют относительно высокое основание и зубец, наклоненный назад и незаметно повернутый вбок. Передняя сторона в верхней части широкоокругленная, выпуклая, в средней и нижней частях — узкоокругленная, угловатая. Задняя сторона гребневидная, округленная. Боковые стороны крыловидные², почти одинаково наклонены назад, отделены от заднего гребня узкими бороздами. Базальный край с выступами вниз, соответствующими крыловидным сторонам, и с синусами между ними. Синус заднего гребня глубже синуса передней стороны. Полость неглубокая.

Явно асимметричные элементы имеют невысокое основание и зубец, сильно наклоненный назад и заметно повернутый вбок. Передняя сторона широкоокругленная, выпуклая, задняя — гребневидная. Боковые стороны крыловидные, неравномерно и относительно слабо наклонены назад, сильно расширены книзу, отделены от заднего гребня бороздами, различны по ширине. Выполаживание крыльев до горизонтального уровня и даже отклонение одного из них вперед в нижней части конодонта приводит к образованию борозд на границах переднебоковых сторон крыльев с передней стороной основания. Полость и базальный край имеют те же характеристики.

Изменчивость выражена в разной степени наклона и поворота зубца, в различии высот основания и длин базальных выступов, в степени наклона назад крыловидных сторон и их расширения к базальному краю, в разной степени округленности передней стороны и углубления борозд.

С р а в н е н и е. Отличается от *J. jaanussoni* Serpagli развитием обеих крыловидных боковых сторон.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы известняка Сетул, Малайя; формация Сан-Хуан, зона В (а также зона *P. elegans*—*O. communis*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; верхняя часть формации Филмо, формация Вах-Вах, Юта; сланцы Дип Кил, зона evae, Нью-Йорк; верхи формации Эль Пасо, Техас; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 14, Западный Ньюфаундленд; верхи формации Хонгхуан, Южный Китай.

Стратиграфический интервал. Зоны *elegans*, *evae*.

Материал. 31 элемент.

² Условно понятие бокового крыла включает заднебоковую и переднебоковую стороны, сходящиеся в остром боковом киле.

Род Protopanderodus Lindström, 1971
Protopanderodus gradatus Serpagli, 1974

Табл. XIII, фиг. 6–8, 11–13

Protopanderodus gradatus: Serpagli, 1974, с. 59–61, табл. 15, фиг. 5–8, табл. 26, фиг. 11–15, табл. 30, фиг. 1, текст-фиг. 17; Landing, 1976, с. 639, табл. 4, фиг. 8, 9, 11, 12; Ethington et Clark, 1981, с. 84, 85, табл. 9, фиг. 16, 17, 20, 21; Repetski, 1982, с. 39, табл. 17, фиг. 1–5; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 7; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 21, 22; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 136, 137, табл. 14, фиг. 9–10; Pohler, 1994, табл. 6, фиг. 5; Albanesi, 1998, с. 128, 129, табл. 11, фиг. 13–17, табл. 15, фиг. 12–13, текст-фиг. 14В.

О п и с а н и е. Простые конодонты, образующие переходную серию, в которой различаются скандодовые и сколоподовые элементы.

Скандодовые элементы асимметричные, полого изогнутые назад, с зубцом, наклоненным и повернутым вбок. Передний и задний края крутоокруглые. Наружная сторона широкоокруглая, выпуклая, внутренняя — с широким и уплощенным валиком, смещенным к переднему краю и ограниченным спереди узкой ложбиной, а сзади — широким прогибом. Последний доходит до заднего края, тогда как ложбина немного отстоит от переднего края. В нижней части основания рельеф сглаживается. Сечение формы у базального края каплевидное. Полость мелкая.

Сколоподовые элементы немного асимметричные, полого изогнутые назад, с крутоокруглыми передней и задней сторонами. Наружная сторона с одной глубокой ложбиной, расположенной у заднего края, внутренняя — с двумя врезами, подчеркнутыми ребрами. Рельеф в нижней части основания выравнивается. Сечение формы у базального края овальное. Полость мелкая.

С р а в н е н и е. *P. gradatus* Serpagli не имеет билатерально симметричных элементов и этим отличается от *P. rectus* (Lindström), *P. elongatus* Serpagli, *P. leonardii* Serpagli. Элементы перечисленных видов различаются величиной и очертанием основания, скульптурой и сечением зубца и основания, выраженностью боковых ребер и углублений, характером переднего и заднего краев. Элементы *P. gradatus* Serpagli, *P. leonardii* Serpagli отличаются от таковых *P. rectus* (Lindström) и *P. elongatus* Serpagli крутоокруглыми передним и задним краями и более мелким рельефом боковых сторон.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны В, С, Аргентина; сланцы Дип Кил, зона evae, Нью-Йорк; верхи формации Эль Пасо, Техас; верхи формации Филмо, формации: Вах-Вах, Юаб, Кэнош, Леман, Юта; горизонт Ellsaspis, Квебек; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 14, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *elegans*, *evae*.

М а т е р и а л. 26 скандодовых и 29 сколоподовых элементов.

Род Drepanodus Pander, 1856, emend. Lindström, 1971
“Drepanodus” acutus Pander

Табл. X, фиг. 1, 5

Drepanodus acutus: Pander, 1856, с. 21, табл. 2, фиг. 9; Druce et Jones, 1971, с. 73, табл. 20, фиг. 5–7, текст-фиг. 24а; Fähræus et Nowlan, 1978, с. 457, табл. 2, фиг. 11; Wang, 1984, с. 220, табл. 4, фиг. 12, 13, табл. 5, фиг. 22, табл. 14, фиг. 1.

Utahconus ? *bassleri* (Furnish): Landing et Barnes, 1981, с. 1622, 1624, табл. 1, фиг. 21, табл. 4, фиг. 15, текст-фиг. 3 (14, 24).

О п и с а н и е. Конодонты почти билатерально симметричные, с зубцом, наклоненным назад, и высоким, вытянутым назад основанием. Зубец почти прямой, с чуть заостренными передней и задней сторонами, заполнен белым веществом. Угол между округленным оральным краем основания и задним краем зубца 90°. Переднебазальный угол 80°, заднебазальный угол 45–50°. Передний край основания узкоокругленный; боковые стороны уплощены, внутренняя — с валиком у переднего края. Сечение формы у базального края овальное. Полость глубокая, с вершиной в центре или чуть впереди. Базальный край прямой.

С р а в н е н и е. Отличается от “D.” subarcuatus Furnish большим наклоном зубца и более вытянутым назад основанием.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Арениг, Эстония; формация Нинмару, зоны Cordylodus prion—Scolopodus — Chosonodina herfurthi—Acodus, Квинсленд; группа Кау Хэд, слои 11, 13, Западный Ньюфаундленд; формация Ели, зоны: angulatus—rotundatus, Chosonodina herfurthi—Scolopodus quadraplicatus, Северный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона proteus.

М а т е р и а л. 16 экземпляров.

Drepanodus arcuatus Pander, 1856

Табл. XII, фиг. 34, 35, 40

Drepanodus arcuatus s.f.: Pander, 1856, с. 20, табл. 1, фиг. 2, 4, 5, 17, (non фиг. 30, 31); Lindström, 1954, с. 558, табл. 2, фиг. 30–33, текст-фиг. 3J; Repetski, 1982, с. 19, табл. 6, фиг. 1; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 29.

Drepanodus cf. *arcuatus* Pander s.f.: Lindström, 1954, с. 560, табл. 2, фиг. 45, 46, текст-фиг. 4с.

Drepanodus flexuosus s.f.: Pander, 1956, с. 20, табл. 1, фиг. 6–8.

Drepanodus sculponea s.f.: Lindström, 1954, с. 567, табл. 4, фиг. 40,

Scandodus pipa s.f.: Lindström, 1954, с. 593, табл. 4, фиг. 38–42; текст-фиг. 3Р.

Scandodus cf. *S. pipa* Lindström s.f.: Repetski, 1982, с. 44, табл. 20, фиг. 5.

Drepanodus arcuatus Pander: Lindström, 1971, с. 41, фиг. 4, 8; Serpagli, 1974, с. 43, 44, табл. 8, фиг. 8–10, табл. 20, фиг. 13–15; Van Wamel, 1974, с. 61, 62, табл. 1, фиг. 10–13; Landing, 1976, с. 632, табл. 1, фиг. 16–19, 21–23; Fähraeus et Nowlan, 1978, с. 458, табл. 2, фиг. 1, 2, 8; Löfgren, 1978, с. 51–53, табл. 2, фиг. 1–8 (см. синонимы); Stouge et Bagnoli, 1988, с. 115, 116, табл. 2, фиг. 1–6; Pohler, 1994, табл. 2, фиг. 1, 2, 4–6; Lehnert, 1995, с. 82, табл. 3, фиг. 15, 16; Albanesi, 1998, с. 122, 123, табл. 3, фиг. 1–8.

О п и с а н и е. Аппарат типа III C, состоящий из q- и r-элементов.

Дрепанодовые (q) элементы (“D.” arcuatus Pander, “D.” cf. arcuatus Pander) немного асимметричные, с относительно высоким основанием и изогнутым назад зубцом. Передняя сторона приостренная. Оральный край основания и задняя сторона зубца крутоокруглые. Боковые стороны зубца широкоокруглые, выпуклые. Передний край основания в виде уплощенной кромки, доходящей до базального края и отогнутой вбок. Угол между оральным и базальным краями 45°. Полость глубокая, с шириной, наклоненной вперед. Базальный край ровный.

Оистодовые (r) элементы (“Scandodus” pipa Lindström) асимметричные, с сильно расширенным сзади (в плане — почти четырехугольным) основанием и длинным зубцом, наклоненным назад и вбок. Передний и задний края зубца килевидные, наружная сторона уплощенная, внутренняя — с валиком. Основание в виде “трубы”, уплощено с боков, расширено сзади и сужено впереди. Оральная поверхность округлая, составляет угол около 90° с задней частью базального края. Угол между задней и передней частями базального края 90—120°; передняя часть обычно длиннее. Переднебазальный угол 100—120°. Полость широкая, протягивающаяся до переднебазального угла.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний—средний ордовик Ленинградской области, Эстонии, Норвегии, Шотландии; нижний—верхний ордовик Швеции, Польши; нижний ордовик Турции, Кореи, Канадских Арктических островов; формации: Тейбл Хэд, Шэллоу Бэй, Западный Ньюфаундленд; формация Левис, Квебек; сланцы Дип Килл, Нью-Йорк; формации: Эль-Пасо, Форт Пьена, Техас; формация Найнмайл, Центральная Невада; формация Сан Хуан, зоны А—С (а также зона A.? deltatus—P. proteus, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны: proteus—evae.

М а т е р и а л. 23 дрепанодовых, 15 бистодовых элементов.

Р о д Oistodus Pander, 1856**“Oistodus” lanceolatus Pander, 1856**

Табл. X, фиг. 29

Oistodus lanceolatus: Pander, 1956, с. 27, табл. 2, фиг. 17–19; Lindström, 1954, с. 577, табл. 3, фиг. 58–60; Van Wamel, 1974, с. 75, табл. 1, фиг. 15; Dzik, 1976, текст-фиг. 21a; Вийра, 1974, табл. 4, фиг. 2, Löfgren, 1978, с. 63, табл. 1, фиг. 26; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 15.

Oistodus aff. *lanceolatus* Pander: Bagnoli et al., 1988, с. 211, табл. 4, фиг. 1.

О п и с а н и е. Оистодовые элементы (в аппарате типа IIВ). Зубец уплощен с боков, с валиком на внутренней стороне, с заостренными передним и задним краями, наклонен над основанием под острым углом и немного вбок. Основание широкое, вытянутое назад, с заостренным, мягко изогнутым оральным и волнообразным базальным краями. Угол между оральным и базальным краями, а также переднебазальный угол — острые. Последний — с округлой вершиной. Полость мелкая впереди и углубленная в центре и сзади; вершина полости — впереди.

С р а в н е н и е. “O.” *lanceolatus* Pander лишен срединных ребер на боковых сторонах и этим отличается от “O.” *multicorrugatus* Harris.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик Эстонии, Ленинградской области, Швеции, Польши, Шотландии, Канадских Арктических островов; формация Эль Пасо, Техас; формация Найнмайл, Невада; формация Мистик, Квебек.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *proteus*.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

“Oistodus” americanus (Serpagli, 1974)

Табл. XI, фиг. 27–29, 30, 36

“*Scandodus*” *americanus*: Serpagli, 1974, с. 83, 84, табл. 16, фиг. 6, 7, табл. 26, фиг. 16, 17, табл. 30, фиг. 10, текст-фиг. 22.

Triangulodus sp. A.: Tipnis et al., 1979, табл. 2, фиг. 23.

Tropodus sweeti (Serpagli): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 142, табл. 16, фиг. 10 (М-элемент); Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 8 (М-элемент).

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с длинным зубцом и коротким основанием. Зубец уплощен с боков, с передним и задним киями, широкоокруглый, выпуклый — с наружной стороны, с валиком — с внутренней, в верхней части немного повернут вбок. Валик отделен от переднего кия углублением, продолжающимся на основании. Задний стержень короткий, аркообразный, немного отклонен наружу, с заостренным оральным краем, составляющим угол около 80° с задним краем зубца. Передний край основания килевидный, оттянут вниз и загнут внутрь. Наружная сторона основания уплощенная, внутренняя — с расширением, смещенным к заднему краю. Базальный край внутренней стороны выемчатый, наружной стороны — прямой. Полость мелкая.

З а м е ч а н и е. К виду отнесены также экземпляры со вторичными ребрами в углублении у переднего края внутренней стороны. Ребра в количестве от одного до трех проходят на одинаковом расстоянии друг от друга параллельно переднему краю, не достигают базального края, каждое последующее ребро отступает от края все дальше.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны А, В, Аргентина; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд; формация Броукен Скалл, Маккензи.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *Prioniodus deltatus longibasis*—*Oepikodus evae*.

М а т е р и а л. 17 экземпляров.

СЕМЕЙСТВО НЕИЗВЕСТНО

Род *Acodus* Pander, 1856

Acodus aff. *russoi* Serpagli, 1974

Табл. XII, фиг. 19, 20

Acodus russoi Serpagli: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 10, 12.

О п и с а н и е. Белодовый элемент асимметричный, с зубцом и основанием с тремя стержнями. Зубец наклонен над основанием под углом 60° , уплощен с боков, с заостренными передним и задним краями и с килем у переднего края наружной стороны. Киль переходит на основание в виде небольшого бокового стержня с заостренным и отогнутым назад верхним краем. Передний стержень небольшой, заострен, оттянут вниз и наклонен внутрь. Между передним и боковым стержнями — углубление. Задний стержень крупный, языковидный, уплощенный с боков, с заостренным, незубчатым, аркообразным верхним краем и дугообразными базальными краями. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

Трихонотелловый элемент почти билатерально симметричный, с зубцом и тремя стержнями основания. Зубец наклонен над основанием под углом 70° , с заостренным задним краем, узким и плоским передним сегментом, ограниченным переднебоковыми килеями. Вдоль килей — ложбины. Переднебоковые стержни небольшие, оттянутые книзу. Задний стержень языковидный, уплощенный с боков, с аркообразным верхним краем — заостренным, незубчатым или с рудиментарными зубчиками. Базальные края дугообразные. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

С р а в н е н и е. Отличается от *Acodus* ? *russoi* Serpagli [Repetski, 1982] массивностью элементов, укороченным и более высоким задним стержнем.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *elegans*.

М а т е р и а л. 2 белодовых и 2 трихонотелловых элемента.

Acodus emanuelensis McTavish, 1973

Табл. XIII, фиг. 33, 34

Acodus emanuelensis: McTavish, 1973, с. 40, 41, табл. 2, фиг. 16–21; текст-фиг. 3 e–i; Cooper, 1981, с. 158, 160, табл. 28, фиг. 1, 5, 6, 9, 10, 12.

О п и с а н и е. Тип аппарата, по-видимому, IV A.

Кордилодовый элемент асимметричный, с заостренными краями, уплощенный с боков. Зубец прямой, наклонен назад и вбок. Основание треугольного очертания, с прямыми передним, оральным и базальными краями. Передний край зубца продолжается на передний край основания по прямой линии; угол между задним краем зубца и оральным краем основания 80° . Зубец в 2 раза длиннее орального края. Полость в виде равнобедренного треугольника.

Тетраприониодовый элемент билатерально симметричный, с зубцом и четырьмя незубчатыми стержнями основания. Задний стержень длиннее переднего и боковых стержней; с заостренным, аркообразным оральным краем. Зубец в 1,5 раза длиннее заднего стержня; угол между задним краем зубца и оральным краем заднего стержня 120° . Полость неглубокая, протягивающаяся вдоль стержней.

С р а в н е н и е. Отличается от *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) специфичными кордилодовыми элементами и тетраприониодовыми элементами с более коротким задним стержнем.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Эмануэл, Западная Австралия; песчаники Хорн Вэли, Центральная Австралия.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 2 кордилодовых и 2 тетраприониодовых элемента.

Р о д *Oistodus* Pander, 1856“*Oistodus*” *lanceolatus* Pander, 1856

Табл. X, фиг. 29

Oistodus lanceolatus: Pander, 1956, с. 27, табл. 2, фиг. 17–19; Lindström, 1954, с. 577, табл. 3, фиг. 58–60; Van Wamel, 1974, с. 75, табл. 1, фиг. 15; Dzik, 1976, текст-фиг. 21a; Вийра, 1974, табл. 4, фиг. 2, Löfgren, 1978, с. 63, табл. 1, фиг. 26; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 15.

Oistodus aff. *lanceolatus* Pander: Bagnoli et al., 1988, с. 211, табл. 4, фиг. 1.

О п и с а н и е. Оистодовые элементы (в аппарате типа IIВ). Зубец уплощен с боков, с валиком на внутренней стороне, с заостренными передним и задним краями. Наклонен над основанием под острым углом и немного вбок. Основание широкое, вытянутое назад, с заостренным, мягко изогнутым оральным и волнообразным базальным краями. Угол между оральными и базальными краями, а также переднебазальный угол — острые. Последний — с округлой вершиной. Полость мелкая впереди и углубленная в центре и сзади; вершина полости — впереди.

С р а в н е н и е. “О.” *lanceolatus* Pander лишен срединных ребер на боковых сторонах и этим отличается от “О.” *multicorrugatus* Harris.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик Эстонии, Ленинградской области, Швеции, Польши, Шотландии, Канадских Арктических островов; формация Эль Пасо, Техас; формация Найнмайл, Невада; формация Мистик, Квебек.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *proteus*.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

“*Oistodus*” *americanus* (Serpagli, 1974)

Табл. XI, фиг. 27–29, 30, 36

“*Scandodus*” *americanus*: Serpagli, 1974, с. 83, 84, табл. 16, фиг. 6, 7, табл. 26, фиг. 16, 17, табл. 30, фиг. 10, текст-фиг. 22.

Triangulodus sp. A.: Tipnis et al., 1979, табл. 2, фиг. 23.

Tropodus sweeti (Serpagli): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 142, табл. 16, фиг. 10 (М-элемент); Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 8 (М-элемент).

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с длинным зубцом и коротким основанием. Зубец уплощен с боков, с передним и задним киями, широкоокруглый, выпуклый — с наружной стороны, с валиком — с внутренней, в верхней части немного повернут вбок. Валик отделен от переднего кия углублением, продолжающимся на основании. Задний стержень короткий, аркообразный, немного отклонен наружу, с заостренным оральным краем, составляющим угол около 80° с задним краем зубца. Передний край основания килевидный, оттянут вниз и загнут внутрь. Наружная сторона основания уплощенная, внутренняя — с расширением, смещенным к заднему краю. Базальный край внутренней стороны выемчатый, наружной стороны — прямой. Полость мелкая.

З а м е ч а н и е. К виду отнесены также экземпляры со вторичными ребрами в углублении у переднего края внутренней стороны. Ребра в количестве от одного до трех проходят на одинаковом расстоянии друг от друга параллельно переднему краю, не достигают базального края, каждое последующее ребро отступает от края все дальше.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны А, В, Аргентина; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд; формация Броукен Скалл, Маккензи.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *Prioniodus deltatus longibasis*—*Oepikodus evae*.

М а т е р и а л. 17 экземпляров.

СЕМЕЙСТВО НЕИЗВЕСТНО

Род *Acodus* Pander, 1856

Acodus aff. *russoi* Serpagli, 1974

Табл. XII, фиг. 19, 20

Acodus russoi Serpagli: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 10, 12.

О п и с а н и е. Белодовый элемент асимметричный, с зубцом и основанием с тремя стержнями. Зубец наклонен над основанием под углом 60° , уплощен с боков, с заостренными передним и задним краями и с килем у переднего края наружной стороны. Киль переходит на основание в виде небольшого бокового стержня с заостренным и отогнутым назад верхним краем. Передний стержень небольшой, заострен, оттянут вниз и наклонен внутрь. Между передним и боковым стержнями — углубление. Задний стержень крупный, языковидный, уплощенный с боков, с заостренным, незубчатым, аркообразным верхним краем и дугообразными базальными краями. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

Трихонотелловый элемент почти билатерально симметричный, с зубцом и тремя стержнями основания. Зубец наклонен над основанием под углом 70° , с заостренным задним краем, узким и плоским передним сегментом, ограниченным переднебоковыми килеями. Вдоль килей — ложбины. Переднебоковые стержни небольшие, оттянутые книзу. Задний стержень языковидный, уплощенный с боков, с аркообразным верхним краем — заостренным, незубчатым или с рудиментарными зубчиками. Базальные края дугообразные. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

С р а в н е н и е. Отличается от *Acodus* ? *russoi* Serpagli [Repetski, 1982] массивностью элементов, укороченным и более высоким задним стержнем.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *elegans*.

М а т е р и а л. 2 белодовых и 2 трихонотелловых элемента.

Acodus emanuelensis McTavish, 1973

Табл. XIII, фиг. 33, 34

Acodus emanuelensis: McTavish, 1973, с. 40, 41, табл. 2, фиг. 16–21; текст-фиг. 3 e–i; Cooper, 1981, с. 158, 160, табл. 28, фиг. 1, 5, 6, 9, 10, 12.

О п и с а н и е. Тип аппарата, по-видимому, IV A.

Кордилодовый элемент асимметричный, с заостренными краями, уплощенный с боков. Зубец прямой, наклонен назад и вбок. Основание треугольного очертания, с прямыми передним, оральным и базальными краями. Передний край зубца продолжается на передний край основания по прямой линии; угол между задним краем зубца и оральным краем основания 80° . Зубец в 2 раза длиннее орального края. Полость в виде равнобедренного треугольника.

Тетраприониодовый элемент билатерально симметричный, с зубцом и четырьмя незубчатыми стержнями основания. Задний стержень длиннее переднего и боковых стержней; с заостренным, аркообразным оральным краем. Зубец в 1,5 раза длиннее заднего стержня; угол между задним краем зубца и оральным краем заднего стержня 120° . Полость неглубокая, протягивающаяся вдоль стержней.

С р а в н е н и е. Отличается от *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) специфическими кордилодовыми элементами и тетраприониодовыми элементами с более коротким задним стержнем.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Эмануэл, Западная Австралия; песчаники Хорн Вэли, Центральная Австралия.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 2 кордилодовых и 2 тетраприониодовых элемента.

Р о д Oistodus Pander, 1856**“Oistodus” lanceolatus Pander, 1856**

Табл. X, фиг. 29

Oistodus lanceolatus: Pander, 1956, с. 27, табл. 2, фиг. 17–19; Lindström, 1954, с. 577, табл. 3, фиг. 58–60; Van Wamel, 1974, с. 75, табл. 1, фиг. 15; Dzik, 1976, текст-фиг. 21а; Вийра, 1974, табл. 4, фиг. 2, Löfgren, 1978, с. 63, табл. 1, фиг. 26; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 15.

Oistodus aff. *lanceolatus* Pander: Bagnoli et al., 1988, с. 211, табл. 4, фиг. 1.

О п и с а н и е. Оистодовые элементы (в аппарате типа ПВ). Зубец уплощен с боков, с валиком на внутренней стороне, с заостренными передним и задним краями, наклонен над основанием под острым углом и немного вбок. Основание широкое, вытянутое назад, с заостренным, мягко изогнутым оральным и волнообразным базальным краями. Угол между оральными и базальными краями, а также переднебазальный угол — острые. Последний — с округлой вершиной. Полость мелкая впереди и углубленная в центре и сзади; вершина полости — впереди.

С р а в н е н и е. “O.” *lanceolatus* Pander лишен срединных ребер на боковых сторонах и этим отличается от “O.” *multicorrugatus* Harris.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний ордовик Эстонии, Ленинградской области, Швеции, Польши, Шотландии, Канадских Арктических островов; формация Эль Пасо, Техас; формация Найнмайл, Невада; формация Мистик, Квебек.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *proteus*.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

“Oistodus” americanus (Serpagli, 1974)

Табл. XI, фиг. 27–29, 30, 36

“*Scandodus*” *americanus*: Serpagli, 1974, с. 83, 84, табл. 16, фиг. 6, 7, табл. 26, фиг. 16, 17, табл. 30, фиг. 10, текст-фиг. 22.

Triangulodus sp. A.: Tipnis et al., 1979, табл. 2, фиг. 23.

Tropodus sweeti (Serpagli): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 142, табл. 16, фиг. 10 (M-элемент); Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 8 (M-элемент).

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с длинным зубцом и коротким основанием. Зубец уплощен с боков, с передним и задним киями, широкоокруглый, выпуклый — с наружной стороны, с валиком — с внутренней, в верхней части немного повернут вбок. Валик отделен от переднего кия углублением, продолжающимся на основании. Задний стержень короткий, аркообразный, немного отклонен наружу, с заостренным оральным краем, составляющим угол около 80° с задним краем зубца. Передний край основания килевидный, оттянут вниз и загнут внутрь. Наружная сторона основания уплощенная, внутренняя — с расширением, смещенным к заднему краю. Базальный край внутренней стороны выемчатый, наружной стороны — прямой. Полость мелкая.

З а м е ч а н и е. К виду отнесены также экземпляры со вторичными ребрами в углублении у переднего края внутренней стороны. Ребра в количестве от одного до трех проходят на одинаковом расстоянии друг от друга параллельно переднему краю, не достигают базального края, каждое последующее ребро отступает от края все дальше.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны А, В, Аргентина; верхи формации Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд; формация Броукен Скалл, Маккензи.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *Prioniodus deltatus longibasis*—*Oepikodus evae*.

М а т е р и а л. 17 экземпляров.

СЕМЕЙСТВО НЕИЗВЕСТНО

Род *Acodus* Pander, 1856

Acodus aff. *russoi* Serpagli, 1974

Табл. XII, фиг. 19, 20

Acodus russoi Serpagli: Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 10, 12.

О п и с а н и е. Белодовый элемент асимметричный, с зубцом и основанием с тремя стержнями. Зубец наклонен над основанием под углом 60° , уплощен с боков, с заостренными передним и задним краями и с килем у переднего края наружной стороны. Киль переходит на основание в виде небольшого бокового стержня с заостренным и отогнутым назад верхним краем. Передний стержень небольшой, заострен, оттянут вниз и наклонен внутрь. Между передним и боковым стержнями — углубление. Задний стержень крупный, языковидный, уплощенный с боков, с заостренным, незубчатым, аркообразным верхним краем и дугообразными базальными краями. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

Трихонотелловый элемент почти билатерально симметричный, с зубцом и тремя стержнями основания. Зубец наклонен над основанием под углом 70° , с заостренным задним краем, узким и плоским передним сегментом, ограниченным переднебоковыми килеями. Вдоль килей — ложбины. Переднебоковые стержни небольшие, оттянутые книзу. Задний стержень языковидный, уплощенный с боков, с аркообразным верхним краем — заостренным, незубчатым или с рудиментарными зубчиками. Базальные края дугообразные. Полость мелкая, вдоль стержней — щелевидная.

С р а в н е н и е. Отличается от *Acodus ? russoi* Serpagli [Repetski, 1982] массивностью элементов, укороченным и более высоким задним стержнем.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *elegans*.

М а т е р и а л. 2 белодовых и 2 трихонотелловых элемента.

Acodus emanuelensis McTavish, 1973

Табл. XIII, фиг. 33, 34

Acodus emanuelensis: McTavish, 1973, с. 40, 41, табл. 2, фиг. 16–21; текст-фиг. 3 е–i; Cooper, 1981, с. 158, 160, табл. 28, фиг. 1, 5, 6, 9, 10, 12.

О п и с а н и е. Тип аппарата, по-видимому, IV A.

Кордилодовый элемент асимметричный, с заостренными краями, уплощенный с боков. Зубец прямой, наклонен назад и вбок. Основание треугольного очертания, с прямыми передним, оральным и базальными краями. Передний край зубца продолжается на передний край основания по прямой линии; угол между задним краем зубца и оральным краем основания 80° . Зубец в 2 раза длиннее орального края. Полость в виде равнобедренного треугольника.

Тетраприониодовый элемент билатерально симметричный, с зубцом и четырьмя незубчатыми стержнями основания. Задний стержень длиннее переднего и боковых стержней; с заостренным, аркообразным оральным краем. Зубец в 1,5 раза длиннее заднего стержня; угол между задним краем зубца и оральным краем заднего стержня 120° . Полость неглубокая, протягивающаяся вдоль стержней.

С р а в н е н и е. Отличается от *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) специфичными кордилодовыми элементами и тетраприониодовыми элементами с более коротким задним стержнем.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Эмануэл, Западная Австралия; песчаники Хорн Вэли, Центральная Австралия.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 2 кордилодовых и 2 тетраприониодовых элемента.

“Acodus” *sweeti* (Serpagli, 1974)

Табл. XI, фиг. 34, 39

“Paltodus” ? *sweeti*: Serpagli, 1974, с. 58, 59, табл. 14, фиг. 13, 14, табл. 24, фиг. 8, 10, текст-фиг. 12.

Tropodus sweeti (Serpagli): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 142, табл. 16, фиг. 15 (р-элемент); Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 9 (р-элемент); Lehnert, 1995, с. 131, 132, табл. 3, фиг. 18 (р-элемент).

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с высоким, массивным зубцом и низким основанием с тремя короткими стержнями. Зубец полого изогнут назад, уплощен с боков, с острыми передним и задним краями, с валиком на наружной стороне. Внутренняя сторона уплощена. Верхние края стержней заостренные. Угол между оральным краем заднего стержня и задним краем зубца около 90°. Боковой стержень разделяет наружную сторону основания на два неравных сегмента; больший прилежит к заднему краю. Передний стержень отклонен вбок. Полость мелкая, с вершиной у переднего края.

С р а в н е н и е. Отличается от приониодового элемента *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) массивным зубцом и меньшим развитием стержней основания. От “*Reutterodus*” *andinus* Serpagli отличается большим расстоянием между боковым и передним стержнями.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны А, В (а также зона А.? *deltatus*—*P. proteus*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; формация Шэллоу Бэй, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *Prioniodus deltatus longibasis*.
М а т е р и а л. 17 экземпляров.

“Acodus” *gladius* Lindström, 1954

Табл. XIII, фиг. 29, 30, 38, 39

Acodus gladius s.f.: Lindström, 1954, с. 544, 546, табл. 3, фиг. 10–12.

Acodus ? *gladius* Lindström: Serpagli, 1974, с. 34, 35, табл. 7, фиг. 5–10, табл. 20, фиг. 1–6, табл. 30, фиг. 6, текст-фиг. 4; Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 5.

“*Acodus*” *gladius* Lindström: Stouge et Bagnoli, 1988, с. 111, 112, табл. 1, фиг. 4.

“*Acodus*” aff. “*A.*” *gladius* Lindström: Stouge et Bagnoli, 1988, с. 112, табл. 1, фиг. 1, 2.

Acodus gladius Lindström: Albanesi, 1998, с. 146–147, табл. 1, фиг. 6–8.

О п и с а н и е. Акодовый элемент асимметричный, полого изогнутый назад, с высокими зубцом и основанием. Зубец уплощен с боков, с острыми передним и задним краями, максимально расширенный в середине высоты конодонта. Основание книзу расширено в переднем, заднем и боковом направлениях, по которым развиты выступы; задний выступ длиннее остальных. Боковой выступ исчезает в верхней части основания. Сечение формы у базального края субтреугольное. Полость глубокая.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренигский ярус, биллинген, Швеция; формация Сан-Хуан, зона В, Аргентина; формация Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *elegans*, *evae*.

М а т е р и а л. 17 экземпляров.

Р о д *Cornuodus* Fähræus, 1966

Cornuodus longibasis (Lindström, 1954)

Табл. XIII, фиг. 27

Drepanodus longibasis: Lindström, 1954, с. 564, табл. 3, фиг. 31.

Scalpellodus (? *Cornuodus*) *laevis*: Dzik, 1976, с. 421, табл. 41, фиг. 1, текст-фиг. 13 а–с.

Cornuodus longibasis (Lindström): Landing, 1976, с. 631, табл. 1, фиг. 12, 13, 15; Löfgren, 1978, с. 49, 50, табл. 4, фиг. 36, 38–42, фиг. 25 А–С (см. синонимичку); An et al., 1983, табл. 13, фиг. 1–7; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 4; Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 28, 29; Albanesi, 1998, с. 118, табл. 2, фиг. 30–33.

“*Cornuodus*” *longibasis* (Lindström): Serpagli, 1974, с. 4, табл. 7, фиг. 2, табл. 20, фиг. 12 (см. синонимичку).

Protopanderodus longibasis (Lindström): Van Wamel, 1974, с. 92, табл. 4, фиг. 4–6.

Cornuodus erectus: Fähræus, 1966, с. 20, табл. 2, фиг. 8а, в, текст-фиг. 23; Serpagli, 1967, с. 57, табл. 12, фиг. 5–8; Lee, 1970, с. 315, табл. 7, фиг. 9; Bergström, 1981, с. 172, фиг. 121, 1.

О п и с а н и е. Билатерально симметричные конодонты с зубцом и основанием, расположенными почти под прямым углом друг к другу и имеющими практиче-

ски одинаковую длину. Основание высокое, слабо расширено книзу, с округлыми сторонами, овальным сечением, прямыми базальными краями; зубец прямой, уплощен с боков, с заостренными передним и задним краями, округлыми боковыми сторонами. Полость глубокая. Микроскульптура в виде продольной струйчатости.

С р а в н е н и е. Отличается от *S. bergstroemi* Serpagli соотношением длин зубца и основания, контуром базального края, слабым расширением основания книзу.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Арениг, биллингенский подгоризонт, Южная Швеция; арениг—лланвири, Северная Швеция, Польша; зоны *Dicranodus arguatus*—*Triangulodus brevibasis*, Эланд, Швеция; арениг, Ленинградская область; ашгиллий, Карнийские Альпы; группа Чоузен, Корея; сланцы Дип Кил, Нью-Йорк; горизонт *Ellsaspis*, Квебек; формация Шэллоу Бэй, слои 12, 14, Западный Ньюфаундленд; формация Сан-Хуан, Аргентина; формация Лянжайшань, зона *bilobatus*, Северный Китай.

Стратиграфический интервал. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

Р о д *Paltodus* Pander, 1856 ***Paltodus bassleri* Furnish, 1938**

Табл. XIII, фиг. 23, 25

Paltodus bassleri: Furnish, 1938, с. 331, табл. 42, фиг. 1; Ethington et Clark, 1971, с. 72, табл. 2, фиг. 2, 4, 6; Repetski et Ethington, 1977, с. 95, табл. 1, фиг. 1; Repetski, 1982, с. 37, табл. 14, фиг. 12.

Paltodus variabilis: Furnish, 1938, с. 331, табл. 42, фиг. 9, 10; Graves et Ellison, 1941, табл. 2, фиг. 17; Mound, 1968, с. 415, табл. 4, фиг. 18–38; Lee, 1970, с. 331, табл. 7, фиг. 31; Lindström, 1977, с. 429–431, табл. 1, фиг. 10, 11 (non fig. 12–16); An, 1981, табл. 2, фиг. 29.

Paltodus (?) *variabilis* Furnish: Абаимова, 1975, с. 92, 93, табл. VII, фиг. 12, 16, рис. 8 (2, 3).

Paltodus (?) *bassleri* Furnish: Абаимова, 1975, с. 88, 89, табл. VII, фиг. 14, 15, 17–19; рис. 7 (41, 42, 44–46).

“*Paltodus*” *bassleri* Furnish: Ethington et Clark, 1981, с. 74, 75, табл. 8, фиг. 11, 12; Stouge et al., 1985, с. 266, 268, табл. 2, фиг. 15–17.

Utahconus ? *bassleri* (Furnish): Landing et Barnes, 1981, с. 1622–1624, табл. 1, фиг. 9, 19, 21, 22, табл. 3, фиг. 14, 15, текст-фиг. 3, 10, 14, 15; Landing, 1983, с. 1181–1182, фиг. 10R.

Scolopodus cf. *bassleri* (Furnish): Igo et Koike, 1967, с. 23, табл. 3, фиг. 7, 8, текст-фиг. 6B.

Scolopodus bassleri (Furnish): Druce et Jones, 1971, с. 91, 92, табл. 17, фиг. 1–4, текст-фиг. 30b; Jones, 1971, с. 62, 63, табл. 5, фиг. 3, 6, табл. 9, фиг. 2, 3; Fähræus et Nowlan, 1978, с. 468, табл. 1, фиг. 18, 19; Dong, 1984, с. 403, табл. 1, фиг. 12.

“*Paltodus bassleri*” Furnish: Nowlan, 1985, с. 118, 119, фиг. 10 (1–4, 8–14), non фиг. 10 (5–7).

“*Acontiodus*” *bassleri* (Furnish): Wang, 1983, табл. III, фиг. 1, 13; 1984, с. 209, 210, табл. IV, фиг. 5–8; табл. VI, фиг. 7, 8; табл. X, фиг. 8, 10, 24–26; табл. XII, фиг. 11, 13; табл. XIV, фиг. 2, 3, 10.

О п и с а н и е. Простые конодонты, образующие переходную серию от почти билатерально симметричных (“*P.*” *bassleri* Furnish) до асимметричных форм (“*P.*” *variabilis* Furnish).

Почти билатерально симметричные элементы — с невысоким основанием и длинным зубцом, изогнутым назад. Передняя и задняя стороны широкоокруглые, выпуклые. На обеих боковых сторонах — по одному ребру. Ребра расположены или билатерально симметрично, или с небольшим смещением относительно друг друга; сзади подчеркнуты глубокими бороздами. Полость мелкая. Сечение у базального края овальное.

Асимметричные элементы уплощены с боков; передняя и задняя стороны округлые. На одной из боковых сторон развито переднебоковое ребро, достигающее базального края и подчеркнутое сзади глубокой бороздой. На противоположной боковой стороне ребро редуцировано, а на его месте — выпуклый участок, подчеркнутый мелкой бороздой, занимающей заднебоковое или заднее положение и исчезающей в нижней части основания. Полость мелкая. Сечение формы у базального края неправильно эллиптическое.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Слои Блю Ес, доломиты Онеота, Миннесота, Айова; формация Эль Пасо, Техас; формация Манитоу, Колорадо; верхи формации

“Acodus” *sweeti* (Serpagli, 1974)

Табл. XI, фиг. 34, 39

“Paltodus”? *sweeti*: Serpagli, 1974, с. 58, 59, табл. 14, фиг. 13, 14, табл. 24, фиг. 8, 10, текст-фиг. 12.

Tropodus sweeti (Serpagli): Stouge et Bagnoli, 1988, с. 142, табл. 16, фиг. 15 (р-элемент); Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 9 (р-элемент); Lehnert, 1995, с. 131, 132, табл. 3, фиг. 18 (р-элемент).

О п и с а н и е. Асимметричные конодонты с высоким, массивным зубцом и низким основанием с тремя короткими стержнями. Зубец полого изогнут назад, уплощен с боков, с острыми передним и задним краями, с валиком на наружной стороне. Внутренняя сторона уплощена. Верхние края стержней заостренные. Угол между оральным краем заднего стержня и задним краем зубца около 90°. Боковой стержень разделяет наружную сторону основания на два неравных сегмента; больший прилежит к заднему краю. Передний стержень отклонен вбок. Полость мелкая, с вершиной у переднего края.

С р а в н е н и е. Отличается от приониодового элемента *Prioniodus deltatus longibasis* (McTavish) массивным зубцом и меньшим развитием стержней основания. От “*Reutterodus*” *andinus* Serpagli отличается большим расстоянием между боковым и передним стержнями.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Сан-Хуан, зоны А, В (а также зона А.? *deltatus*—*P. proteus*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; формация Шэллоу Бэй, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *Prioniodus deltatus longibasis*.
М а т е р и а л. 17 экземпляров.

“Acodus” *gladius* Lindström, 1954

Табл. XIII, фиг. 29, 30, 38, 39

Acodus gladius s.f.: Lindström, 1954, с. 544, 546, табл. 3, фиг. 10–12.

Acodus ? *gladius* Lindström: Serpagli, 1974, с. 34, 35, табл. 7, фиг. 5–10, табл. 20, фиг. 1–6, табл. 30, фиг. 6, текст-фиг. 4; Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 5.

“*Acodus*” *gladius* Lindström: Stouge et Bagnoli, 1988, с. 111, 112, табл. 1, фиг. 4.

“*Acodus*” aff. “А.” *gladius* Lindström: Stouge et Bagnoli, 1988, с. 112, табл. 1, фиг. 1, 2.

Acodus gladius Lindström: Albanesi, 1998, с. 146–147, табл. 1, фиг. 6–8.

О п и с а н и е. Акодовый элемент асимметричный, полого изогнутый назад, с высокими зубцом и основанием. Зубец уплощен с боков, с острыми передним и задним краями, максимально расширенный в середине высоты конодонта. Основание книзу расширено в переднем, заднем и боковом направлениях, по которым развиты выступы; задний выступ длиннее остальных. Боковой выступ исчезает в верхней части основания. Сечение формы у базального края субтреугольное. Полость глубокая.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Аренигский ярус, биллинген, Швеция; формация Сан-Хуан, зона В, Аргентина; формация Шэллоу Бэй, слой 12, Западный Ньюфаундленд.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зоны *elegans*, *evae*.

М а т е р и а л. 17 экземпляров.

Р о д *Cornuodus* Fähræus, 1966

Cornuodus longibasis (Lindström, 1954)

Табл. XIII, фиг. 27

Drepanodus longibasis: Lindström, 1954, с. 564, табл. 3, фиг. 31.

Scalpellodus (? *Cornuodus*) *laevis*: Dzik, 1976, с. 421, табл. 41, фиг. 1, текст-фиг. 13 а–с.

Cornuodus longibasis (Lindström): Landing, 1976, с. 631, табл. 1, фиг. 12, 13, 15; Löfgren, 1978, с. 49, 50, табл. 4, фиг. 36, 38–42, фиг. 25 А–С (см. синонимнику); An et al., 1983, табл. 13, фиг. 1–7; Landing et Ludvigsen, 1984, табл. 1, фиг. 4; Pohler, 1994, табл. 1, фиг. 28, 29; Albanesi, 1998, с. 118, табл. 2, фиг. 30–33.

“*Cornuodus*” *longibasis* (Lindström): Serpagli, 1974, с. 4, табл. 7, фиг. 2, табл. 20, фиг. 12 (см. синонимнику).

Protopanderodus longibasis (Lindström): Van Wamel, 1974, с. 92, табл. 4, фиг. 4–6.

Cornuodus erectus: Fähræus, 1966, с. 20, табл. 2, фиг. 8а, в, текст-фиг. 23; Serpagli, 1967, с. 57, табл. 12, фиг. 5–8; Lee, 1970, с. 315, табл. 7, фиг. 9; Bergström, 1981, с. 172, фиг. 121, 1.

О п и с а н и е. Билатерально симметричные конодонты с зубцом и основанием, расположенными почти под прямым углом друг к другу и имеющими практиче-

ски одинаковую длину. Основание высокое, слабо расширено книзу, с округлыми сторонами, овальным сечением, прямыми базальными краями; зубец прямой, уплощен с боков, с заостренными передним и задним краями, округлыми боковыми сторонами. Полость глубокая. Микроскульптура в виде продольной струйчатости.

С р а в н е н и е. Отличается от *S. bergstroemi* Serpagli соотношением длин зубца и основания, контуром базального края, слабым расширением основания книзу.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Арениг, биллингенский подгоризонт, Южная Швеция; арениг—лланвирн, Северная Швеция, Польша; зоны *Drepanodus arguatus*—*Triangulodus brevibasis*, Эланд, Швеция; арениг, Ленинградская область; ашгиллий, Карнийские Альпы; группа Чоузен, Корея; сланцы Дип Кил, Нью-Йорк; горизонт *Ellsaspis*, Квебек; формация Шэллоу Бэй, слои 12, 14, Западный Ньюфаундленд; формация Сан-Хуан, Аргентина; формация Лянжайшань, зона *bilobatus*, Северный Китай.

Стратиграфический интервал. Зона *evae*.

М а т е р и а л. 8 экземпляров.

Р о д *Paltodus* Pander, 1856

***Paltodus bassleri* Furnish, 1938**

Табл. XIII, фиг. 23, 25

Paltodus bassleri: Furnish, 1938, с. 331, табл. 42, фиг. 1; Ethington et Clark, 1971, с. 72, табл. 2, фиг. 2, 4, 6; Repetski et Ethington, 1977, с. 95, табл. 1, фиг. 1; Repetski, 1982, с. 37, табл. 14, фиг. 12.

Paltodus variabilis: Furnish, 1938, с. 331, табл. 42, фиг. 9, 10; Graves et Ellison, 1941, табл. 2, фиг. 17; Mound, 1968, с. 415, табл. 4, фиг. 18–38; Lee, 1970, с. 331, табл. 7, фиг. 31; Lindström, 1977, с. 429–431, табл. 1, фиг. 10, 11 (non фиг. 12–16); An, 1981, табл. 2, фиг. 29.

Paltodus (?) *variabilis* Furnish: Абаимова, 1975, с. 92, 93, табл. VII, фиг. 12, 16, рис. 8 (2, 3).

Paltodus (?) *bassleri* Furnish: Абаимова, 1975, с. 88, 89, табл. VII, фиг. 14, 15, 17–19; рис. 7 (41, 42, 44–46).

“*Paltodus*” *bassleri* Furnish: Ethington et Clark, 1981, с. 74, 75, табл. 8, фиг. 11, 12; Stouge et al., 1985, с. 266, 268, табл. 2, фиг. 15–17.

Utahconus ? *bassleri* (Furnish): Landing et Barnes, 1981, с. 1622–1624, табл. 1, фиг. 9, 19, 21, 22, табл. 3, фиг. 14, 15, текст-фиг. 3, 10, 14, 15; Landing, 1983, с. 1181–1182, фиг. 10R.

Scolopodus cf. *bassleri* (Furnish): Igo et Koike, 1967, с. 23, табл. 3, фиг. 7, 8, текст-фиг. 6B.

Scolopodus bassleri (Furnish): Druce et Jones, 1971, с. 91, 92, табл. 17, фиг. 1–4, текст-фиг. 30b; Jones, 1971, с. 62, 63, табл. 5, фиг. 3, 6, табл. 9, фиг. 2, 3; Fähræus et Nowlan, 1978, с. 468, табл. 1, фиг. 18, 19; Dong, 1984, с. 403, табл. 1, фиг. 12.

“*Paltodus bassleri*” Furnish: Nowlan, 1985, с. 118, 119, фиг. 10 (1–4, 8–14), non фиг. 10 (5–7).

“*Acontiodus*” *bassleri* (Furnish): Wang, 1983, табл. III, фиг. 1, 13; 1984, с. 209, 210, табл. IV, фиг. 5–8; табл. VI, фиг. 7, 8; табл. X, фиг. 8, 10, 24–26; табл. XII, фиг. 11, 13; табл. XIV, фиг. 2, 3, 10.

О п и с а н и е. Простые конодонты, образующие переходную серию от почти билатерально симметричных (“*P.*” *bassleri* Furnish) до асимметричных форм (“*P.*” *variabilis* Furnish).

Почти билатерально симметричные элементы — с невысоким основанием и длинным зубцом, изогнутым назад. Передняя и задняя стороны широкоокруглые, выпуклые. На обеих боковых сторонах — по одному ребру. Ребра расположены или билатерально симметрично, или с небольшим смещением относительно друг друга; сзади подчеркнуты глубокими бороздами. Полость мелкая. Сечение у базального края овальное.

Асимметричные элементы уплощены с боков; передняя и задняя стороны округлые. На одной из боковых сторон развито переднебоковое ребро, достигающее базального края и подчеркнутое сзади глубокой бороздой. На противоположной боковой стороне ребро редуцировано, а на его месте — выпуклый участок, подчеркнутый мелкой бороздой, занимающей заднебоковое или заднее положение и исчезающей в нижней части основания. Полость мелкая. Сечение формы у базального края неправильно эллиптическое.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Слои Блю Ес, доломиты Онеота, Миннесота, Айова; формация Эль Пасо, Техас; формация Манитоу, Колорадо; верхи формации

Маккензи Хилл, формация Кулл Крик, Оклахома; формация Кольер, Арканзас; средняя и верхняя части Известняков Хаус, Юта; формация Гаден Сити, отложения с верхней частью фауны В и фауной С, Юта, Айдахо; формация Форт Пьена, Техас; формации: Кэйп Клэй, Коупс Бэй; Канадские Арктические острова; формация Кэйп Клэй, Северная Гренландия; формация Хайгейт, Вермонт; группа Кау Хэд, Западный Ньюфаундленд; верхи формации Нинмару, Квинсленд; песчаники Пандера, известняки Улу, формация Джиндакин, Северо-Западная Австралия; отложения с I–V комплексами конодонтов, юго-восток Сибирской платформы; группа Чоузен, Корея; основание формации Сетул, Малайя; формации: Ели, Лянжайшань, Северный Китай; формации: Нанчинкуань, Хонхуаянь, Южный Китай.

Стратиграфический интервал. Зоны *Prioniodus deltatus longibasis*, *Prioniodus elegans*.

Материал. 24 почти билатерально симметричных и 17 асимметричных элементов.

Род *Reutterodus Serpagli*, 1974 **“*Reutterodus*” *andinus Serpagli*, 1974**

Табл. XII, фиг. 22, 27

Reutterodus andinus: Serpagli, 1974, с. 63–65, табл. 17, фиг. 4–9, табл. 28, фиг. 1–9, текст-фиг. 19–20; Ethington, 1979, с. 4, фиг. 4Н; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 32, фиг. 7; Stouge et Bagnoli, 1988, с. 138, табл. 10, фиг. 8; Lehnert, 1995, с. 12, табл. 4, 15, 16, табл. 20В, фиг. 5, 7.

Reutterodus andinus ? Serpagli: Repetski, 1982, с. 41, табл. 18, фиг. 7, табл. 19, фиг. 1–3.

Описание. Переходная серия трех типов элементов: конических, одноветвистых и двухветвистых.

Конический элемент асимметричный, с массивным зубцом и низким основанием. Зубец почти прямой, уплощен с боков, с заостренным задним, крутоокруглым передним краями и переднебоковым ребром. Последнее сильно сближено к переднему краю; переходит на основании в короткий стержень, направленный вниз и назад. Углубление отделяет переднебоковой стержень от широкого валика внутренней стороны основания. Наружная сторона уплощена. Задний стержень очень короткий, с заостренным оральным краем, составляющим с задним краем зубца угол 90—100°. Полость неглубокая.

Распространение. Формация Сан-Хуан, зоны А, В, С (а также зона *P. elegans*—*O. communis*, разрез Сьерро Ла Силла), Аргентина; верхняя часть формации Филмо, формация Вах-Вах, Юта; формация Эль Пасо, Техас; верхи формации Шэлоу Бэй, Западный Ньюфаундленд.

Стратиграфический интервал. Зоны *elegans*, *evae*.

Материал. 22 экземпляра.

Род *Serratognathus Lee*, 1970 ***Serratognathus bilobatus Lee*, 1970**

Табл. XII, фиг. 4, 5, 10

Serratognathus bilobatus: Lee, 1970, с. 336, табл. 8, фиг. 6, 7; An et al., 1983, с. 149, 150, табл. 16, фиг. 20–22, табл. 17, фиг. 1, 2; Аполлонов, Чугаева, Дубинина, 1984, табл. 31, фиг. 28, табл. 32, фиг. 3.

Описание. Немного асимметричные, веерообразные платформенные конодонты. Передняя сторона широкоокруглая, выпуклая, с поперечными рядами зубчиков, налегающих чешуеобразно и расположенных на одинаковом расстоянии друг от друга. Всего имеется 9—10 рядов зубчиков, прерываемых гладкой срединной лопастью треугольного очертания, расширенной у базального края и суженной недалеко от вершины. Поперечные ряды как у вершины, так и с обеих сторон от лопасти несут 4—7 зубчиков, уплощенных в передне-заднем направлении и слитых основаниями. Задняя сторона немного вогнута, с многочисленными узкими ребрами,

радиально расходящимися от базального до боковых краев. Рельеф ребер сглаживается у базального края. Вдоль срединной оси проходит утолщенное ребро, не выступающее, однако, за пределы контура платформы в виде зубца. Полость отсутствует. Базальный край вогнут. Оттянутость книзу боковых краев платформы неравномерна.

С р а в н е н и е. Отличается от *S. diversus* An, 1981 меньшей асимметрией и невыраженностью зубца.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Дамугол, Южная Корея; формация Лянжайшань, зоны *extensus*, *bilobatus*, Северный Китай.

С т р а т и г р а ф и ч е с к и й и н т е р в а л. Зона *Prioniodus deltatus longibasis*.
М а т е р и а л. 9 экземпляров.

- Абаимова Г.П.* Расчленение и корреляция ордовикских отложений юго-востока Сибирской платформы по конодонтам // *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири.* Новосибирск, 1972. С. 65–66.
- Абаимова Г.П.* Раннеордовикские конодонты среднего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
- Абаимова Г.П.* Позднекембрийские конодонты Центрального Казахстана // *Палеонтол. журн.* 1978. № 4. С. 77–87.
- Абаимова Г.П.* Аппараты кембрийских конодонтов из Казахстана // Там же. 1980. № 2.
- Абаимова Г.П.* Конодонты и другие проблематичные остатки среднего–верхнего кембрия Малого Каратау // *Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана.* Алма-Ата: Наука КазССР, 1983. С. 96–104.
- Абаимова Г.П.* Положение границы кембрия и ордовика в разрезах устькутской свиты и ее аналогов на Сибирской платформе // *Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири.* Новосибирск: Наука, 1984. С. 27–31.
- Абаимова Г.П.* Конодонты верхнего кембрия и нижнего ордовика // *Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны.* Новосибирск: Наука, 1989. С. 98–124.
- Абаимова Г.П., Ергалиев Г.Х.* О находке конодонтов в среднем и верхнем кембрии Малого Каратау // *Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны.* М.: Наука, 1975. С. 390–395.
- Абаимова Г.П., Ергалиев Г.Х., Конева С.П., Байторина Т.Б.* Конодонты и другие группы фауны среднего–верхнего кембрия Малого Каратау // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. № 6. С. 128–131.
- Абаимова Г.П., Марков Е.П.* Первые находки конодонтов нижнеордовикской зоны *Cordylodus proavus* на юге Сибирской платформы // *Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибири.* Новосибирск: Наука, 1977. С. 86–94.
- Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д.* и др. Нижнепалеозойские отложения Северо-Западного Прибалхашья // *Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана: (тез. докл.).* Алма-Ата, 1971. С. 61–62.
- Альперович Е.В.* Стратиграфия ордовикских отложений Атасу-Жамшинского водораздела // *Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана.* Л., 1965. С. 26–33.
- Альперович Е.В.* Древние карбонатные толщи Северо-Западного Прибалхашья // *Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня.* М., 1971. С. 90–96.
- Андреева О.Н.* Нижнеордовикские отложения Сибирской платформы // *Биостратиграфический сборник.* Л.: Недра, 1967. Вып. 3. С. 12–26.
- Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 272 с.
- Аполлонов М.К.* Границы ордовикской системы и ее подразделений (на примере региональной шкалы ордовика Казахстана): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1992. 52 с.
- Аполлонов М.К., Дубинина С.В., Ергалиев Г.Х., Чугаева М.Н.* Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау // *XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов.* М.: Наука, 1984. Т. 1. С. 11.
- Аполлонов М.К., Дубинина С.В., Ергалиев Г.Х., Чугаева М.Н.* Потенциальный стратотип границы кембрия и ордовика в Малом Каратау // *Изв. АН КазССР. Сер. геол.* 1985. № 1.
- Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г.* Литостратиграфия батырбайского разреза пограничных отложений кембрия и ордовика в Малом Каратау // Там же. 1988. № 1.

- Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г., Дубинина С.В.* Ордовик Северо-Западного Прибалхашья // Там же. 1990. № 4. С. 3–16.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Батырбайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау: (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 36–46.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Проблема границы кембрия и ордовика // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1983 а. С. 16–25.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н.* Некоторые трилобиты из пограничных отложений кембрия и ордовика лога Батырбай в Малом Каратау // Там же. 1983 б. С. 66–90.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н., Дубинина С.В.* Верхи верхнего кембрия и нижний ордовик по логу Батырбай // Сводный путеводитель экскурсий 045А и 101А 27 МК. Алма-Ата, 1984. С. 55–58.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н., Дубинина С.В.* Трилобиты и конодонты разреза Батырбай (верхи кембрия–нижний ордовик) в Малом Каратау: (Атлас палеонтологических таблиц). Алма-Ата: Наука КазССР, 1984. 48 с.
- Аполлонов М.К., Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Жемчужников В.Г.* Граница кембрия и ордовика // Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. С. 41–62. (Тр. ИГиГ СО РАН; Вып. 788).
- Байторина Т.Б.* Некоторые конодонты верхнего кембрия и нижнего ордовика из стратотипического разреза по р. Кыршабакты в Малом Каратау // Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 104–110.
- Барсков И.С.* Конодонты в современной геологии // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1985. Т. 19. С. 93–221.
- Барсков И.С., Новиков И.В.* Естественный аппарат конодонтов *Paracordylodus gracilis* Lindström нижнего ордовика Центрального Казахстана // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 9, ч. 2. С. 45.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П.* Конодонты позднего кембрия и раннего ордовика р. Ижоры // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 1. С. 149–151.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П.* Конодонты верхнекембрийских отложений Балтийско-Ладожского глинта // Изв. АН ЭССР. Сер. геология. 1985. Т. 34, № 4. С. 125–129.
- Боровко Н.Г., Попов Л.Е., Сергеева С.П., Хазанович К.К.* Новый комплекс палеонтологических остатков из нижней части оболовых песчаников на р. Ижоре // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 5. С. 1192–1194.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Абаимова Г.П.* Конодонтовые зоны нижнего тремадока северо-запада Русской плиты // Сов. геология. 1985. № 2. С. 55–60.
- Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Волкова Н.А.* и др. Опорный разрез пограничных отложений кембрия и ордовика северо-запада Русской плиты (р. Ижора) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 54–63.
- Вебер В.Н.* Восточный Каратау (Аулиеатинский уезд, Туркестан) // Изв. Геол. ком. 1925. Т. 46, № 9. С. 1–14.
- Вебер В.Н.* Трилобиты Туркестана. М.: Всесоюз. геол.-развед. объединение, 1932. 146 с.
- Вебер В.Н.* Трилобиты силурийских отложений СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1948. 113 с. (Монографии по палеонтологии; Т. 69, вып. 1).
- Вийра В.Я.* Конодонты ордовика Прибалтики Таллинн: Валгус, 1974. 142 с.
- Вознесенский В.Д.* Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Ата-су-Моинтинского водораздела // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., 1971. С. 85–89.
- Герасимова Н.А., Бесстраинов В.М., Новикова М.З., Курковская Л.А.* Стратиграфия и комплексы конодонтов нижнего палеозоя северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 12–18.
- Герасимова Н.А., Дубинина С.В., Зардиашвили Н.И.* О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 1 С. 151–154.
- Гридина Н.М., Машкова Т.В.* Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 47–48.
- Гринсмит Д.* Петрология осадочных пород. М., 1981. 254 с.
- Двойченко Н.К., Абаимова Г.П.* Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 160–178.

- Дубинина С.В. Конодонтовые ассоциации пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау: (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4.
- Дубинина С.В. К стратиграфии по конодонтам нижнего и низов среднего ордовика Северо-Западной Латвии // Изв. АН ЭССР. 1983. Т. 32, № 2. С. 45–52.
- Дубинина С.В. Конодонты пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М., 1984. Т. 9, ч. 2. С. 50.
- Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1990.
- Дубинина С.В. Уточнение начала эвстатического события Лэнк Рэнч на границе кембрия и ордовика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1, № 2. С. 100–103.
- Дубинина С.В. Реконструкция конодонтовых сообществ позднего кембрия и раннего ордовика в разных палеообстановках обитания // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 71–79.
- Дубинина С.В. Особенности глубоководных конодонтовых сообществ среднего аренига бассейнов Центральной Азии (Казахстан, Киргизия) // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 22–28. (Вопр. микропалеонтологии; Вып. 31).
- Дубинина С.В. Развитие конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 35–43.
- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Последовательность конодонтовых и граптолитовых комплексов в терригенных отложениях нижнего – среднего ордовика Ишим-Каратауской структурно-фациальной зоны Казахстана (на примере разрезов Байконур и Сарысай) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996 а. Т. 71, вып. 2. С. 64–75.
- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Совместные находки конодонтов и граптолитов в кремнисто-терригенных толщах нижнего ордовика северной Бетпак-Далы (Казахстан) // Там же. 1996б. Т. 71, вып. 5. С. 44–50.
- Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
- Ергалиев Г.Х. Кембрийская система. Большой Каратау и отроги Таласского Алатау // Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 40: Южный Казахстан, кн. 1. С. 67–79.
- Ергалиев Г.Х. Схема стратиграфии кембрийских отложений Южного и западной части Центрального Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1974. Т. 1.
- Ергалиев Г.Х. Непрерывный разрез среднего, верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 4/5. С. 41–51.
- Ергалиев Г.Х. Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука КазССР, 1980. 212 с.
- Ергалиев Г.Х. Граница кембрия и ордовика в Южном Казахстане и Улутаяу // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1983а. С. 6–16.
- Ергалиев Г.Х. Некоторые трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика Большого Каратау и Улутаяу // Там же. 1983б. С. 35–66.
- Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау (Южный Казахстан). Алма-Ата: Наука КазССР, 1977. 140 с.
- Ергалиев Г.Х., Спизарский Т.Н. Ярусная шкала верхнего кембрия // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 27–31.
- Жемчужников В.Г. Карбонатные брекчии в разрезе верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений по логу Батырбай в Малом Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 76–87.
- Жемчужников В.Г. Эвстатическое событие на границе кембрия и ордовика в Казахстане // Вестн. АН КазССР. 1987. Т. 6. С. 78–82.
- Жемчужников В.Г. Литостратиграфия и эволюция бассейнов позднего кембрия и раннего ордовика Малого Каратау и Северо-Западного Прибалхашья: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1990. 23 с.
- Жилкайдаров А.М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингизья: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.
- Заславская Н.М., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г. Первые хитинозои из верхов кембрия и низов ордовика Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 42–50.

- Звонцов В.С.* Моинтинская свита // Геология Успенской зоны. Алма-Ата: Наука КазССР, 1967. С. 37–38.
- Звонцов В.С.* О моинтинской серии нижнего и среднего ордовика Актау-Моинтинского антиклинория // Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана: (Тез. докл.). Алма-Ата, 1971. С. 84–85.
- Ившин Н.К.* Биостратиграфическая характеристика и сопоставление разрезов верхнего кембрия Саяно-Алтайской области // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск, 1960. Т. 1. С. 66–71.
- Ившин Н.К., Покровская Н.В.* Ярусное и зональное расчленение верхнего кембрия // Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. М.: Наука, 1968.
- Ившин Н.К., Гречушкин П.М., Заравняева В.К.* и др. Бошекульский антиклинорий // Геология СССР. М., 1972. Т. 20: Центральный Казахстан, кн. 1. С. 106–116.
- Кальо Д.Л., Кивимяги Э.К.* О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1970. Т. 19, № 4.
- Кальо Д.Л., Кивимяги Э.К.* Зональное расчленение тремадока Эстонии // Граптолиты и стратиграфия. Таллинн, 1976. С. 56–63.
- Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Дивина Т.А.* и др. Ордовик западной части Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1984. 159 с.
- Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г.* и др. Ордовик Сибирской платформы. Опорный разрез на р. Кулюмбе. М.: Наука, 1982. 224 с.
- Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г.* и др. Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны. Новосибирск: Наука, 1989. 216 с.
- Кауи Д.В., Раитон А.В., Стабблфилд К. Дж.* Корреляция кембрийских отложений на Британских островах // Кембрий, ордовик и силур стратотипических районов. М.: Мир, 1976.
- Келлер Б.М., Рукавишников Т.Б.* Тремадокские и смежные с ними отложения хребта Кендыктас. М.: Наука, 1961. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 18).
- Корень Т.Н., Лыточкин В.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю.* Биостратиграфический анализ пелагических структурно-вещественных комплексов палеозоя для целей ГСР-50 и -200: Метод. рекомендации Роскомнедра. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 78 с.
- Коркутис В.А.* Кембрийские отложения Балтийского бассейна. Вильнюс: Минтис, 1971. 176 с.
- Курковская Л.А.* Комплексы конодонтов из кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 164–177.
- Ламанский В.В.* Древнейшие слои силурийских отложений России // Тр. Геол. ком. Н. С. 1905. Вып. 20.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфий. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1.
- Лисогор К.А.* Биостратиграфия тамдинской серии Малого Каратау // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169, № 1. С. 184–187.
- Лисогор К.А.* Биостратиграфия верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау // Геология. Алма-Ата, 1975. Вып. 9. С. 3–11.
- Лисогор К.А.* Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау: (Южный Казахстан) // Биостратиграфия и фауна верхнего кембрия и пограничных с ним слоев. Новосибирск: Наука, 1977. С. 197–265.
- Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н., Алексеев А.С.* и др. Микропалеонтология. М.: Изд-во МГУ, 1995. 256 с.
- Миссаржевский В.В.* Конодонтообразные организмы из пограничных слоев кембрия и докембрия Сибирской платформы и Казахстана // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 53–57. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 49).
- Мянниль Р.М.* История развития Прибалтийского бассейна в ордовике. Таллинн: Валгус, 1966. 200 с.
- Назаров Б.Б.* Радиолярии нижнего–среднего палеозоя Казахстана: (Методы исследования, систематика, стратиграфическое значение). М.: Наука, 1975. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 375).
- Назаров Б.Б., Попов Л.Е.* Стратиграфия и фауна кремнисто-карбонатных толщ ордовика Казахстана: (Радиолярии и беззамковые брахиоподы). М.: Наука, 1980. 182 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 331).
- Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1972. Ч. 1. 242 с.

- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Зима М.Б.* и др. Ордовикская система в Казахстане и Киргизии // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 52–60.
- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Цай Д.Т.* и др. О возрасте кремнистых толщ нижнего палеозоя юго-западного Прибалхашья // Там же. 1980. № 3. С. 42–50.
- Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С.* Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. геология. 1990. № 10. С. 38–48.
- Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Никитина О.И.* Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений Большого Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 48–50.
- Новикова М.З., Борисенко В.И., Буяковская К.* и др. Новые данные по стратиграфии раннегесинклиналильных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев Центрального Казахстана // Проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 85–102.
- Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В.* О возрасте акдымской серии Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 2.
- Обут А.М., Соболевская Р.Ф.* Граптолиты раннего ордовика на Таймыре // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1962. Т. 127. С. 65–85.
- Огиенко Л.В.* Биостратиграфическое расчленение нижнего ордовика в южной части Сибирской платформы // Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 43–59.
- Паталаха Е.И.* К проблеме листрических разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11.
- Петрунина З.Е.* Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1966. 24 с.
- Петрунина З.Е.* О биостратиграфическом расчленении тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1968. Вып. 3. С. 87–89.
- Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д.* и др. Стратиграфия нижнего ордовика Горного Алтая // Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. М.: Наука, 1984.
- Попов Л.Е., Корень Т.Н.* Эвстатические события и черносланцевая седиментация на границе кембрия и ордовика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 3–12.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г.* и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочковой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1983. Вып. 21. С. 19–21.
- Пупышев Н.А., Зайчикова А.В., Заиканова В.С., Смирнова Н.А.* Стратиграфия древних толщ Ерементау-Зайлийской и Джунгаро-Балхашской складчатой систем // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., 1971. С. 164–174.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.1. (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 216 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л., 1962. 78 с.
- Решения Постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским отложениям СССР // Сов. геология. 1963. № 4.
- Розова А.В.* Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 196 с.
- Розова А.В.* Норильско-Игарский стратиграфический район: Биостратиграфия // Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. С. 82–95.
- Розова А.В.* Кембрий: верхний отдел // Фанерозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. Т. 1.
- Розова А.В.* Корреляция верхнекембрийских разрезов Южного Казахстана и Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1986. С. 25–39.
- Рухин Л.Б.* Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области Л., 1939. 175 с. (Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук; Вып. 4, № 24).
- Рухин Л.Б.* Стратиграфия и литология кембрийской песчаной толщи Ленинградской области и Прибалтики // Науч. бюл. ЛГУ. 1946. № 9. С. 17–19.
- Сергеева С.П.* Нижнеордовикские конодонты Ленинградской области и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Л., 1963а.

- Сергеева С.П.* Конодонты из нижнего ордовика Ленинградской области // Палеонтол. журн. 1963б. № 2. С. 94–108.
- Сергеева С.П., Москаленко Т.А., Вийра В.Я., Абаимова Г.П.* Ориентировка, морфологическая терминология и измерения простых конодонтов // Там же. 1975. № 3. С. 113–120.
- Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П., Кабанков В.Я., Красиков А.М.* О переходных слоях кембрий-ордовика на Таймыре (грустнинская толща) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., 1978. С. 22–32.
- Спижарский Т.Н., Ергалиев Г.Х., Журавлева И.Т.* и др. Ярусная шкала кембрийской системы // Сов. геология. 1983. № 8. С. 57–72.
- Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С.* и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 255 с.
- Толмачева Т.Ю.* Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Центрального Казахстана: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. СПб., 1996. 23 с.
- Ульст Р.Ж.* Граптолитовая, трилобитовая и конодонтовая зональность в нижнем ордовике Западной Латвии // Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976. С. 54–55.
- Ульст Р.Ж.* Конодонты в нижнем ордовике // Ордовик Латвии. Рига, 1982. С. 153–166.
- Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К.* Ордовикская система // Стратиграфические схемы Латвийской ССР. Рига, 1976. С. 36–64.
- Хейнсау Х.* Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987. Т. 36, № 2. С. 66–78.
- Цай Д.Т.* Граптолиты раннего ордовика Казахстана. М., 1974. 127 с.
- Цай Д.Т.* Тремадокские граптолиты северо-востока Центрального Казахстана // Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1983. С. 90–96.
- Цай Д.Т.* Граница кембрия и ордовика по граптолитам // Граптолиты в истории Земли: Тез. док. V симпозиум по изуч. граптолитов в СССР. Вильнюс, 1988а. С. 77–80.
- Цай Д.Т.* Региональная зональная шкала ордовика Казахстана по граптолитам: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1988б. 29 с.
- Чугаева М.Н.* Граница кембрия и ордовика // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976.
- Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г.* Батырбайский разрез Южного Казахстана — возможный стратотип границы кембрия и ордовика // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 84–106. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431).
- Ядренкина А.Г.* Брахиоподы верхнего кембрия и ордовика северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, 1974. 163 с.
- Ядренкина А.Г., Абаимова Г.П.* Проблемы стратиграфии ордовика Сибирской платформы // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных: Сб. науч. тр. Новосибирск, 1980. С. 34–46.
- Ядренкина А.Г., Каньгин А.В., Москаленко Т.А., Семенова В.С.* Стратиграфическое расчленение ордовикских отложений Сибирской платформы // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1978. С. 42–54.
- Ядренкина А.Г., Сычев О.В., Абаимова Г.П.* и др. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Айхальского района Сибирской платформы по материалам бурения // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 17–25.
- Acenolaza F.G.* The tremadocian beds and the Cambrian-Ordovician boundary problems in Latin America // Pap. Symp. Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries. Nanjing, 1983.
- Albanesi G.* Taxonomia de conodontes de las secuencias Ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Bioestratigrafia, biofacies y taxonomia de conodontes de las secuencias Ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Actas Acad. Nac. Cienc. Cordoba. 1998. T. 12. P. 101–249.
- Albanesi G., Hünicken M.A., Barnes C.R.* Bioestratigrafia de conodontes de las secuencias Ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Ibid. 1998. T. 12. P. 1–72.
- An T.* Recent progress in Cambrian and Ordovician conodont biostratigraphy of China // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1981. № 187. P. 209–217.
- An T.* Study on the Cambrian conodonts from North and Northeast China // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sect B. 1982. Vol. 3. P. 113–159.
- An T., Du G., Gao Q.* et al. Conodont biostratigraphy of the Ordovician system of Yichang, Hubei // Selected pap. First Convent. Micropaleontol. Soc. China. Beijing: Sci. press, 1981. P. 105–113.

- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Зима М.Б.* и др. Ордовикская система в Казахстане и Киргизии // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 52–60.
- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Цай Д.Т.* и др. О возрасте кремнистых толщ нижнего палеозоя юго-западного Прибалхашья // Там же. 1980. № 3. С. 42–50.
- Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С.* Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. геология. 1990. № 10. С. 38–48.
- Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Никитина О.И.* Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений Большого Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 48–50.
- Новикова М.З., Борисенко В.И., Буяковская К.* и др. Новые данные по стратиграфии раннегесосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев Центрального Казахстана // Проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 85–102.
- Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В.* О возрасте акдымской серии Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 2.
- Обут А.М., Соболевская Р.Ф.* Граптолиты раннего ордовика на Таймыре // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1962. Т. 127. С. 65–85.
- Огиенко Л.В.* Биостратиграфическое расчленение нижнего ордовика в южной части Сибирской платформы // Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 43–59.
- Паталаха Е.И.* К проблеме листрических разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11.
- Петрунина З.Е.* Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1966. 24 с.
- Петрунина З.Е.* О биостратиграфическом расчленении тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1968. Вып. 3. С. 87–89.
- Петрунина З.Е., Сенников Н.В., Ермиков В.Д.* и др. Стратиграфия нижнего ордовика Горного Алтая // Стратиграфия и фауна нижнего ордовика Горного Алтая. М.: Наука, 1984.
- Попов Л.Е., Корень Т.Н.* Эвстатические события и черносланцевая седиментация на границе кембрия и ордовика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 3–12.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г.* и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочковой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1983. Вып. 21. С. 19–21.
- Пувышев Н.А., Зайчикова А.В., Заиканова В.С., Смирнова Н.А.* Стратиграфия древних толщ Ерементау-Зайлийской и Джунгаро-Балхашской складчатой систем // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., 1971. С. 164–174.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.1. (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 216 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л., 1962. 78 с.
- Решения Постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским отложениям СССР // Сов. геология. 1963. № 4.
- Розова А.В.* Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 196 с.
- Розова А.В.* Норильско-Игарский стратиграфический район: Биостратиграфия // Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. С. 82–95.
- Розова А.В.* Кембрий: верхний отдел // Фанерозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. Т. 1.
- Розова А.В.* Корреляция верхнекембрийских разрезов Южного Казахстана и Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1986. С. 25–39.
- Рухин Л.Б.* Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области Л., 1939. 175 с. (Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук; Вып. 4, № 24).
- Рухин Л.Б.* Стратиграфия и литология кембрийской песчаной толщи Ленинградской области и Прибалтики // Науч. бюл. ЛГУ. 1946. № 9. С. 17–19.
- Сергеева С.П.* Нижнеордовикские конодонты Ленинградской области и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Л., 1963а.

- Сергеева С.П.* Конодонты из нижнего ордовика Ленинградской области // Палеонтол. журн. 1963б. № 2. С. 94–108.
- Сергеева С.П., Москаленко Т.А., Вийра В.Я., Абаимова Г.П.* Ориентировка, морфологическая терминология и измерения простых конодонтов // Там же. 1975. № 3. С. 113–120.
- Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П., Кабанков В.Я., Красиков А.М.* О переходных слоях кембрия-ордовика на Таймыре (грустнинская толща) // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., 1978. С. 22–32.
- Спижарский Т.Н., Ергалиев Г.Х., Журавлева И.Т.* и др. Ярусная шкала кембрийской системы // Сов. геология. 1983. № 8. С. 57–72.
- Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С.* и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 255 с.
- Толмачева Т.Ю.* Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Центрального Казахстана: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. СПб., 1996. 23 с.
- Ульст Р.Ж.* Граптолитовая, трилобитовая и конодонтовая зональность в нижнем ордовике Западной Латвии // Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, 1976. С. 54–55.
- Ульст Р.Ж.* Конодонты в нижнем ордовике // Ордовик Латвии. Рига, 1982. С. 153–166.
- Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К.* Ордовикская система // Стратиграфические схемы Латвийской ССР. Рига, 1976. С. 36–64.
- Хейнсау Х.* Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987. Т. 36, № 2. С. 66–78.
- Цай Д.Т.* Граптолиты раннего ордовика Казахстана. М., 1974. 127 с.
- Цай Д.Т.* Тремадокские граптолиты северо-востока Центрального Казахстана // Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР, 1983. С. 90–96.
- Цай Д.Т.* Граница кембрия и ордовика по граптолитам // Граптолиты в истории Земли: Тез. док. V симпозиум по изуч. граптолитов в СССР. Вильнюс, 1988а. С. 77–80.
- Цай Д.Т.* Региональная зональная шкала ордовика Казахстана по граптолитам: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1988б. 29 с.
- Чугаева М.Н.* Граница кембрия и ордовика // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976.
- Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г.* Батырбайский разрез Южного Казахстана — возможный стратотип границы кембрия и ордовика // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 84–106. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431).
- Ядренкина А.Г.* Брахиоподы верхнего кембрия и ордовика северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, 1974. 163 с.
- Ядренкина А.Г., Абаимова Г.П.* Проблемы стратиграфии ордовика Сибирской платформы // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных: Сб. науч. тр. Новосибирск, 1980. С. 34–46.
- Ядренкина А.Г., Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Семенова В.С.* Стратиграфическое расчленение ордовикских отложений Сибирской платформы // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1978. С. 42–54.
- Ядренкина А.Г., Сычев О.В., Абаимова Г.П.* и др. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений Айхальского района Сибирской платформы по материалам бурения // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 17–25.
- Acenolaza F.G.* The tremadocian beds and the Cambrian-Ordovician boundary problems in Latin America // Pap. Symp. Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries. Nanjing, 1983.
- Albanesi G.* Taxonomia de conodontes de las secuencias Ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Biostratigrafia, biofacies y taxonomia de conodontes de las secuencias Ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Actas Acad. Nac. Cienc. Cordoba. 1998. T. 12. P. 101–249.
- Albanesi G., Hünicken M.A., Barnes C.R.* Biostratigrafia de conodontes de las secuencias Ordovicicas del Cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina // Ibid. 1998. T. 12. P. 1–72.
- An T.* Recent progress in Cambrian and Ordovician conodont biostratigraphy of China // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1981. № 187. P. 209–217.
- An T.* Study on the Cambrian conodonts from North and Northeast China // Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sect B. 1982. Vol. 3. P. 113–159.
- An T., Du G., Gao Q.* et al. Conodont biostratigraphy of the Ordovician system of Yichang, Hubei // Selected pap. First Convent. Micropaleontol. Soc. China. Beijing: Sci. press, 1981. P. 105–113.

- An T., Zhang F., Xiang W. et al. The conodonts of North China and the adjacent regions. Beijing: Sci. press, 1983. 223 p.
- Andres D. Beziehungen zwischen Kambrischen Conodonten und Euconodonten (Vorläufige Mitteilung) // Berlin. Geowiss. Abh. A. 1981. Bd. 32. S. 19–31.
- Andres D. Strukturen, Apparate und Phylogenie primitiver Conodonten // Palaeontographica A. 1988. Bd. 200. S. 105–152.
- Apollonov M.K., Chugaeva M.N., Dubinina S.V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Malyy Karatau Range, South Kazakhstan // Short pap. Second Intern. symp. Cambrian system, 1981. Golden (Colo.), 1981. P. 15–17. (Open-File Rep. US Geol. Surv.; N 81-743).
- Apollonov M.K., Chugaeva M.N., Dubinina S.V., Zhemchuzhnikov V.G. Batyrbay Section, South Kazakhstan, USSR – potential stratotype for the Cambrian-Ordovician boundary // Geol. Mag. 1988. Vol. 125, N 4. P. 445–449.
- Bagnoli G., Barnes C.R., Stevens R.K. Lower Ordovician (Tremadocian) conodonts from Broom Point and Green Point, western Newfoundland // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 1986. Vol. 25, N 2. P. 145–158.
- Bagnoli G., Stouge S. Commentary on Japetognathus and the boundary // Intern. Work. Group Cambrian-Ordovician Boundary. Circular. 1997. November. P. 10–14.
- Bagnoli G., Stouge S., Tongiorgi M. Acritarchs and conodonts from the Cambro-Ordovician Furuhäll (Köpingsklint) section (öland, Sweden) // Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 1988. Vol. 94, N 2.
- Barnes C.R. Ordovician conodont biostratigraphy of the Canadian Arctic // Proc. of symp. on geology of the Canadian Arctic. Ottawa, 1974. P. 221–240. (Geol. Assoc. Canada and Canad. Soc. Petrol. Geol. Spec. Vol.).
- Barnes C.R. Broom Point, Green Point and other sections in the Cow Head Group, Newfoundland // Minutes of Calgary plenary session, July 12–17, Calgary, 1985. P. 23–27.
- Barnes C.R. The proposed Cambrian-Ordovician global boundary stratotype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada // Geol. Mag. 1988. Vol. 125, N 4. P. 381–414.
- Barnes C.R. Report on the Vth International Symposium on the Ordovician System, St. John's, Newfoundland, Canada, August 812, 1988 // Ordovician News. 1988/89. N 6. P. 10–11.
- Barnes C.R., Kennedy D.J., McCracken A.D. et al. The structure and evolution of conodont apparatuses // Lethaia. 1979. Vol. 12. P. 125–151.
- Barnes C.R., Poplawski M.L.S. Lower and Middle Ordovician conodonts from the Mystic Formation, Quebec, Canada // J. Paleontol. 1973. Vol. 47. P. 760–790.
- Barnes C.R., Tuke M.F. Conodonts from the George Formation (Ordovician), Northern Newfoundland // Bull. Geol. Surv. Canada. 1970. N 187. P. 79–97.
- Basset M.G., Dean W.T. (ed.). The Cambrian-Ordovician Boundary: Sections, fossil distributions and correlations // Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3. P. 1–227.
- Bassler R.S. Classification and stratigraphic use of the conodonts // Bull. Geol. Soc. Amer. 1925. Vol. 36. P. 218–220.
- Beavis F.C. Ordovician graptolite faunas in Australia // J. Geol. Soc. Austral. 1975. Vol. 22.
- Bednarczyk W. The ordovician from the boreholes Dobre 1 and Sokolow Podlaski 1 (Western part of the Podlasie Basin) // Acta geol. pol. 1969. Vol. 19. P. 779–791.
- Bednarczyk W. Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mts. // Ibid. 1971. Vol. 21, N 4. P. 574–616.
- Bednarczyk W. Upper Cambrian to Lower Ordovician conodonts of Leda elevation, NW Poland, and their stratigraphic significance // Ibid. 1979. Vol. 29, N 4. P. 409–442.
- Bengtson S. The structure of some Middle Cambrian conodonts, and the early evolution of conodonts structure and function // Lethaia. 1976. Vol. 9, N 2. P. 185–206.
- Bengtson S. The early history of the Conodonta // Fossils and Strata. 1983. Vol. 12, N 15. P. 5–19.
- Bergström J. The Caledonian margin of the Fennoscandian margin of the Fennoscandian Shield during the Cambrian // The Caledonides in the U.S.A. Wash. (D. C.), 1980. P. 9–13. (Virginia Polytechn. Inst. and State Univ. Dep. Geol. Sci. Mem.; N 2).
- Bergström S.M. Biostratigraphy of the Lower Ordovician sequence at Skattungsbyn, Dalarna // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1968. Vol. 90. P. 454.
- Bergström S.M. Ordovician conodonts // Atlas of palaeobiogeography. Amsterdam etc.: Elsevier, 1973.
- Bergström S.M. Families Drepanoistodontidae and Periodontidae // Treatise on invertebrate paleontology. Boulder (Colo.), 1981. Pt W: Miscellanea, supplement 2: Conodonta. P. 128–129.
- Bergström S.M., Cooper R.A. Didymograptus bifidus and the trans-Atlantic correlation of the Lower Ordovician // Lethaia. 1973. Vol. 6. P. 313–340.

- Bergström S.M., Epstein A.G., Epstein J.B.* Early Ordovician North Atlantic province conodonts in Eastern Pennsylvania // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1972. N 800-D. P. 37-44.
- Bergström S.M., Sweet W.C.* Conodonts from the Lexington Limestone (Middle Ordovician) of Kentucky and its lateral equivalents in Ohio and Indiana // Bull. Amer. Paleontol. 1966. Vol. 50, N 229. P. 269-442.
- Boucot A.J., Gray J.* The Tethyan concept during the Paleozoic // II Intern. Symp. on Shallow Tethys. Boston, 1987. P. 31-47.
- Branson E.B., Mehl M.G.* Conodonts from the Jefferson City (Lower Ordovician) of Missouri // Univ. Missouri Stud. 1933. Vol. 8. P. 53-64.
- Bruton D.L., Erdtmann B.-D., Koch J.* The Naersnes section, Oslo region, Norway: A candidate for the Cambrian-Ordovician boundary stratotype at the base of the Tremadoc Series // Nat. Mus. Wales, Geol. Ser. 1982. N 3. P. 61-69.
- Bruton D.L., Koch L., Repetski J.E.* The Naersnes section, Oslo Region, Norway: trilobite, graptolite and conodont fossils reviewed // Geol. Mag. 1988. Vol. 125. N 4, P. 451-455.
- Buggisch W.* Conodonten aus dem Ellsworth Mountains (Oberkambrium, Westantarktis) // Ztschr. Dt. geol. Ges. 1982. Bd. 133, N 3. S. 493-507.
- Buggisch W., Repetski J.E.* Upper-most Cambrian (?) and Tremadocian conodonts from Handler Ridge, Robertson Bay Terrane, North Victoria Land, Antarctica // Geol. Jb. 1987. Bd. 66.
- Bulman O.M.B.* The graptolite fauna of the Dictyonema shales of the Oslo Region // Norsk geol. tidsskr. 1954. Vol. 33. P. 1-40.
- Bultynck P., Martin F.* Conodontes et Acritarches de l'Ordovicien inferieur et Acritarches du Silurien inferieur de la partie septentrionale de la Cordillere Argentine // Sci. Terre Aardwetensch. 1982. Vol. 53, N 4. P. 1-21.
- Chen J.* Earliest nematophorous graptolites // Aspects of Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha, China. Beijing, 1986. P. 85-88.
- Chen J., Gong W.* Conodonts // Aspects of Cambrian-Ordovician boundary in Dayangcha, China. Beijing: China Prospect Publ. House, 1986. P. 93-223.
- Chen J., Teichert C., Zhou Z.* et al. Faunal sequence across the Cambrian-Ordovician boundary in northern China and its international correlation // Geol. et Palaeontol. 1983. Vol. 17. P. 1-15.
- Chen T., Qian Y., Lin Y., Zhang T.* Study of Cambrian-Ordovician boundary strata and its biota in Dayangcha. Nanjing: Tilin, 1985. 138 p.
- Chen J., Qian Y., Zhang J.* et al. The recommended Cambrian-Ordovician global boundary stratotype of the Xiaoyangqiao section (Dayangcha, Jilin Province), China // Geol. Mag. 1988. Vol. 125, N 4. P. 415-444.
- Chugaeva M.N., Apollonov M.K.* The Cambrian-Ordovician boundary in the Batyrbaisai Section, Malyi Karatau Range, Kazakhstan, USSR // Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3. P. 77-85.
- Clark D.L., Miller J.F.* Early evolution of conodonts // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 125-134.
- Clark D.L., Robinson R.A.* Oldest conodonts in North America // J. Paleontol. 1969. Vol. 43. P. 1044-1046.
- Clark D.L., Sweet W.C., Bergström S.M.* et al. Conodonta // Treatise on invertebrate paleontology. Boulder (Colo.), 1981. Pt W: Miscellanea, suppl. 2. 202 p.
- Cocks L.R.M., Fortey R.A.* Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana // Geol. Soc. Spec. Publ. 1988. N 37. P. 183-200.
- Cook H.E., Egbert R.M.* Late Cambrian-Early Ordovician continental margin sedimentation, Central Nevada // Short Pap. for Second Intern. symp. on the Cambrian system. Golden, Colorado, US Geol. Surv. Open-File Rep. 81-743. 1981. P. 50-56.
- Cook H.E., Taylor M.E.* Early Paleozoic continental margin sedimentation, trilobite biofacies, and the thermocline, Western Unites States // Geology. 1975. Vol. 3. P. 559-562.
- Cook H.E., Taylor M.E.* Comparison of continental slope and shelf environment in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1977. N 25. P. 51-81.
- Cook H.E., Taylor M.E., Miller J.F.* Late Cambrian and Early Ordovician stratigraphy, biostratigraphy and depositional environments, Hot Creek Range, Nevada // Cambrian and Early Ordovician stratigraphy and paleontology of the Basin and Range Province, Western United States. Wash. (D.C.), 1989a. P. 28-36.
- Cook H.E., Taylor M.E., Zhemchuzhnikov V.G.* et al. Evolution of Early Paleozoic Carbonate Seamount Maly Karatau Range, Southern Kazakhstan, USSA: New evidence for early history of Kazakhstan // XXVII Intern.geol.congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1989b. Vol. 1. P. 322-324.

- Cook H.E., Taylor M.E., Zhemchuzhnikov V.G. et al. Comparison of two Early Paleozoic carbonate submarine fans – Western United States and Southern Kazakhstan, Soviet Union // Paleozoic paleogeography of the Western United States. Los Angeles (Calif.), 1991. Pt 2, b. 67. P. 847–872.
- Cooper B.J. Early Ordovician conodonts from the Horn Valley Siltstone, Central Australia // Palaeontology. 1981. Vol. 24. P. 147–183.
- Cooper R.A. Sequence and correlation of Tremadoc graptolite assemblages // Alcheringa. 1979. Vol. 3. P. 7–19.
- Cooper R.A. Chairman's comments // Intern. Working Group Cambrian-Ordovician Boundary. Circular. 1996a. May. P. 2–5.
- Cooper R.A. Correlation of Dayangcha, Lawson Cove and Green Point Sections // Ibid. 1996b. May. P. 1–5.
- Cooper R.A. Comment on possibly reworked fossils at Green Point // Ibid. 1997. November. P. 2–5.
- Cooper R.A., Nowlan G.S. Proposed global stratotype section and Point for the base of the Ordovician System // Intern. Working Group on the Cambrian-Ordovician Boundary. COBWG Rep. 1999. March. P. 1–28.
- Cooper R.A., Stewart I. The Tremadoc graptolite sequence of Lancefields, Victoria // Palaeontology. 1979. Vol. 22, N 4. P. 767–797.
- Cooper R.A., Maletz J., Wang Haifeng, Erdtmann B.-D. Taxonomy and evolution of earliest Ordovician graptolites // Norsk geol. Tidskr. 1998. Vol. 78. P. 3–32.
- Cowie J.W., Rushton A.W.A., Stubblefield C.J. A correlation of Cambrian rocks in the British Isles // Spec. Rep. Geol. Soc. London. 1972. Vol. 2. P. 1–42.
- Demaison G.V., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1980. N 64. P. 1179–1209.
- Derby J.R. Great progress but no decision by the Cambrian-Ordovician boundary committee // Palaios. 1986. Vol. 1, N 1. P. 98–103.
- Dong X. On Cambrian-Ordovician boundary at Huanghuachang of Yichang, Hubei // Pap. for the Symp. on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries. Nanjing, 1983. P. 53–61.
- Dong X. Conodont-based Cambrian-Ordovician at Huanghuachang of Yichang, Hubei // Stratigraphy and paleontology of systemic boundaries in China, Cambrian-Ordovician boundary. Anhui: Sci. and Technol. Publ. House, 1984. Vol. 2.
- Dronov A.V., Koren T.N., Popov L.E. et al. Uppermost Cambrian and Lower Ordovician in Northwestern Russia: Sequence stratigraphy, sea level changes and bio-events // Ordovician Odyssey: Short pap. for the Seventh Intern. symp. on the Ordovician system, Las Vegas, Nevada, USA, June, 1995. Los Angeles (Calif.), 1995. P. 319–322.
- Druce E.C. Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary in Australia // Bull. Bur. Miner. Resour., Geol. And Geophys. Austral. 1978. Vol. 192. P. 49–60.
- Druce E.C., Jones P.J. Cambro-Ordovician conodonts from the Burke River structural belt, Queensland // Ibid. 1971. Vol. 110. P. 158.
- Druce E.C., Shergold I.H., Radke B.M. A reassessment of the Cambrian-Ordovician boundary section at Black Mountain, western Queensland, Australia // Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3.
- Dubinina S.V. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open-ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykum sections in Kazakhstan // Advances in Ordovician geology. Ottawa, 1991. P. 107–124. (Geol. Surv. Canada. Pap.; N 90–9).
- Dubinina S.V. Conodonts from the Early Ordovician (Mid-Arenig) deep water deposits of Central Asian paleobasins // Palaeontol. pol. 1998a. N. 58. P. 79–86.
- Dubinina S.V. Some aspects of the evolution of the main Late Cambrian and Early Ordovician euconodont lineages in different paleoenvironments of the cold, warm and transitional faunal realms // Seventh Intern. conodont symp. held in Europe, Bologna-Modena, June 24–26, 1998: Abstracts. Bologna; Modena, 1998b. P. 32–33.
- Dzik J. Remarks on the evolution of Ordovician conodonts // Acta paleontol. pol. 1976. Vol. 21. P. 395–455.
- Dzik J. Relationships between Ordovician Baltic and North American Midcontinent conodont faunas // Fossils and Strata. 1983. Vol. 15. P. 59–85.
- Eichenberg W. Conodonten aus dem Culm des Harzes // Palaeontol. Ztschr. 1930. Bd. 12. S. 177–182.
- Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. Conodont color alteration — an index to organic metamorphism // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1977. N 995. P. 1–27.
- Erdtmann B.D. Introduction and explanations to Tremadoc correlation charts // Intern. Working Group Cambrian-Ordovician Boundary. Circular. 1980. N 15. P. 1–26.

- Erdtmann B.D.* Palaeobiogeography and environments of planktic dictyonemid graptolites during the Earliest Ordovician // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 9–27.
- Erdtmann B.D.* Outline ecostratigraphic analysis of the Ordovician graptolite zones in Scandinavia in relation to the paleogeographic disposition of the Iapetus // *Geol. et Palaeontol.* 1984. Vol. 18. P. 9–15.
- Erdtmann B.D.* Preliminary report on graptolite biostratigraphy of four Cambro-Ordovician boundary sections (including stratotype candidates), Cow Head Group, western Newfoundland // *Ordovician News.* 1985. N 3. P. 13–16.
- Erdtmann B.D.* Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // *Lect. Notes Earth Sci.* 1986. Vol. 8. P. 139–152.
- Erdtmann B.D.* The earliest Ordovician nematophorid graptolites: Taxonomy and correlation // *Geol. Mag.* 1988. Vol. 125, N 4. P. 327–348.
- Erdtmann B.D.* Tremadoc on the East European Platform: Stratigraphy, confacies regions, correlation and basin dynamics // *Ordovician Odyssey: Short pap. for the Seventh Intern. Symp. on the Ordovician system, Las Vegas, Nevada, USA, June, 1995. Los Angeles (Calif.), 1995.* P. 237–239.
- Erdtmann B.D., Miller J.F.* Eustatic control of lithofacies and biofacies changes near the base of the Tremadocian // *Short pap. for the Second Intern. symp. Cambrian system. Wash. (D.C.), 1981.* P. 78–81.
- Ethington R.L.* Conodonts of the Ordovician Galena formation // *J. Paleontol.* 1959. Vol. 33. P. 257–292.
- Ethington R.L.* Lower Ordovician (Arenigian) conodonts from the Pogonip Group, Central Nevada // *Geol. et Palaeontol.* 1972. N SB–1. P. 17–28.
- Ethington R.L.* Conodonts from the Pre-Eureka Ordovician of the Great Basin // *Brigham Young Univ. Geol. Stud.* 1979. Vol. 26, N 3. P. 1–6.
- Ethington R.L., Clark D.L.* Lower Ordovician Conodonts in North America // *Geol. Soc. America. Mem.* 1971. N 127. P. 63–82.
- Ethington R.L., Clark D.L.* Lower Ordovician conodonts from the Ibex Area Western Millard County, Utah // *Brigham Young Univ. Geol. Stud.* 1981. Vol. 28. P. 1–155.
- Ethington R.L., Repetski J.E.* Paleobiogeographic distribution of Early Ordovician conodonts in Central and Western United States // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1984. N 196. P. 89–101.
- Fähræus L.E.* Lower Viruan (Middle Ordovician) conodonts from the Gullhogen Quarry, southern central Sweden // *Sver. geol. unders. Ser. C.* 1966. N 610. P. 1–44.
- Fähræus L.E.* Conodont-based correlations of Lower and Middle Ordovician strata in western Newfoundland // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 2061–2076.
- Fähræus L.E.* Recognition and redescription of Pander's (1856) *Scolopodus* (form-) species — constituents of multielement taxa (Conodontophorida, Ordovician) // *Geol. et palaeontol.* 1982. Vol. 13. P. 19–28.
- Fähræus L.E., Hunter D.R.* Simplecone conodont taxa from the Cobbs Arm Limestone (Middle Ordovician), New World Island, Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 1171–1182.
- Fähræus L.E., Nowlan G.S.* Franconian (Late Cambrian) to Early Champlainian (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland // *J. Paleontol.* 1978. Vol. 52, N 2. P. 444–471.
- Fortey R.A.* Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications // *Palaentol. Contrib. Univ. Oslo.* 1984. N 295. P. 37–50.
- Fortey R.A., Landing E., Skevington D.* Cambrian-Ordovician boundary section in the Cow Head Group, western Newfoundland // *Nat. Mus. Wales. Geol. Surv.* 1982. N 3. P. 95–129.
- Fortey R.A., Skevington D.* Correlation of Cambrian-Ordovician boundary between Europe and North America: New data from western Newfoundland // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 17, N 3. P. 382–388.
- Furnish W.M.* Conodonts from the Prairie du Chien Beds of the Upper Mississippi Valley // *J. Paleontol.* 1938. Vol. 12. P. 318–340.
- Graves R.W., Ellison S.* Ordovician conodonts of the Marathon Basin, Texas // *Missouri Univ. School Mines Met. Bull. Technol. Ser.* 1941. Vol. 14. P. 1–26.
- Groom T.* The sequence of the Cambrian and associated beds of the Malvern Hills // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1902. Vol. 58.
- Guppy D.J., Opik A.A.* Discovery of Ordovician Rocks, Kimberley Division, W.A. // *Austral. J. Sci.* 1950. Vol. 12. P. 205–206.

- Hadding A.R.* Undre dicellograptus-skiffern i Skane jamte nagra darmed ekvivalenta bildningar // Lunds Univ. Arsska N.F. Afd. 2. 1913. Vol. 9. P. 1–90.
- Hamar G.* Conodonts from the lower Middle Ordovician of Ringerike // Norsk geol. tidsskr. 1964. Vol. 44. P. 243–292.
- Hamar G.* Preliminary report on conodonts from the Oslo-Asker and Ringerike districts // Ibid. 1966. Vol. 46. P. 27–83.
- Harrington H.J., Leanza A.F.* Ordovician trilobites of Argentina. Lawrence (Kans.): Univ. Kans. press, 1957. 276 p. (Spec. Publ. Univ. Kans.; Vol. 1, I–X).
- Henningsmoen G.* The trilobite family Olenidae. Oslo: Skr. utgittav den Norsk. vidensk. akad., 1957. 303 p.
- Henningsmoen G.* The Cambrian-Ordovician Boundary // Lethaia. 1973. Vol. 6. P. 423–439.
- Hicks H.* On the succession of the ancient rocks in the vicinity of St. Davidis, Pembroke-shire, with special reference to those of the Arenig and Llandeilo Groups and their fossils contents // Quart. J. Geol. Soc. London. 1875. Vol. 31.
- Hintze L.F., Taylor M.E., Miller J.F.* Upper Cambrian-Lower Ordovician Notch Peak Formation in Western Utah // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1988. N 1393. P. 1–30.
- Hünicken M.A., Sarmiento G.N.* The Baltoscandian conodont *Prioniodus elegans* Pander (Lower Arenigian) from the San Juan Formation of the Precordillera Guadacol River, La Rioja, R. Argentina // Boll. Acad. Nac. Cienc. 1980. Vol. 3. P. 293–306.
- Igo H., Koike T.* Ordovician and Silurian conodonts from the Langkawi Islands, Malaya. Pt 1 // Geology and palaeontology of Southeast Asia. Tokio, 1967. Vol. 3. P. 1–29.
- Jaanusson B.* Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia // The Ordovician system. Wales, 1976. P. 101–326.
- Jaanusson V.* Ordovician // Treatise on invertebrate paleontology. Boulder (Colo.), 1979. Vol. A. P. 136–166.
- Ji Z., Barnes C.R.* Preliminary conodont biostratigraphy of the Lower Ordovician St. George Group, Port au Port Peninsula of Western Newfoundland // V Intern. symp. Ordovician system: Abstracts. Memorial University, St. Jones, Newfoundland. 1988. P. 44.
- Ji Z., Barnes C.R.* Preliminary Lower Ordovician conodont zonation in the Midcontinent province // XXVII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 2. P. 123–124.
- Ji Z., Barnes C.R.* Lower Ordovician conodonts of the St. George Group, Port au Port Peninsula, western Newfoundland, Canada // Palaeontogr. Canad. 1994a. N. 11. P. 1–150.
- Ji Z., Barnes C.R.* Conodont paleoecology of the Lower Ordovician St. George Group, Port au Port Peninsula, western Newfoundland // J. Paleontol. 1994b. Vol. 68. P. 1368–1383.
- Jones P.J.* Lower Ordovician conodonts from the Bonaparte Gulf Basin and the Daly River Basin, Northwestern Australia // Bull. Bur. Miner. Resour. Austral. 1971. Vol. 117. P. 1–80.
- Jones P.J., Shergold J.H., Druce E.C.* Late Cambrian and Early Ordovician Stages in western Queensland // J. Geol. Soc. Austral. 1971. Vol. 18, N 1. P. 1–32.
- Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H.* et al. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga Glint area (North Estonia and Leningrad Region, U.S.S.R.) // Proc. Acad. Sci. Estonian SSR. Geology. 1986. Vol. 35. N 3. P. 97–108.
- Kaljo D., Heinsalu H., Mens K.* et al. Cambrian-Ordovician boundary beds at Tõnismagi, Tallin, North Estonia // Geol. Mag. 1988. Vol. 125, N 4. P. 457–463.
- Kaulback J.A., Veevers J.J.* Cambrian and Ordovician geology of the southern part of the Bonaparte Gulf Basin, Western Australia // Rep. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys. Austral. 1969. Vol. 109.
- Kennedy D.J.* A restudy of conodonts described by Branson et Mehl, 1933 from the Jefferson City Formation, Lower Ordovician, Missouri // Geol. et palaeontol. 1980. Vol. 14. P. 45–76.
- Kindle C.H., Whittington H.B.* Stratigraphy of the Cow Head region, western Newfoundland // Bull. Geol. Soc. Amer. 1958. Vol. 69. P. 315–342.
- Kobayashi T.* The Cambro-Ordovician formations and faunas South Korea. Pt 8. Paleontology, 7. Cambrian faunas of the Mun Gyong (Bunkei) District and the Samposan Formation of the Yongwol (Neietsu) District // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. 2. 1961. Vol. 8. P. 181–241.
- Kobayashi T.* The Cambrian of eastern Asia and other parts of the continent // Ibid. 1967. Vol. 16, N 3. P. 381–534.
- Kohut J.J.* Conodont biostratigraphy of the Lower Ordovician Orthoceras and Stein Limestones (3c), Norway // Norsk geol. tidsskr. 1972. Vol. 52. P. 427–445.
- Lai C.* The Tremadoc series of China // Austral. J. Earth Sci. 1984. Vol. 31. P. 1–6.
- Lamont A., Lindström M.* Arenigian and Llandeilian cherts identified in the Southern Uplands of Scotland by means of conodonts, etc. // Trans. Edinburgh Geol. Soc. 1957. Vol. 17. P. 60–70.

- Landing E.* Early Ordovician (Arenigian) conodont and graptolite biostratigraphy of the Taconic Allochthon, eastern New York // *J. Paleontol.* 1976. Vol. 50. P. 614–646.
- Landing E.* "Prooneotodus" tenuis (Müller, 1959) apparatuses from the Taconic allochthon, Eastern New York: construction, taphonomy and the protoconodont "Supertooth" model // *Ibid.* 1977. Vol. 51, N 6. P. 1072–1084.
- Landing E.* Highgate Gorge: Upper Cambrian and Lower Ordovician continental slope deposition and biostratigraphy, Northwestern Vermont // *Ibid.* 1983. Vol. 57, N. 6. P. 1149–1187.
- Landing E., Barnes C.R.* Conodonts from the Cape Clay Formation (Lower Ordovician), southern Devon Island, Arctic Archipelago // *Canad. J. Earth Sci.* 1981. Vol. 18. P. 1609–1628.
- Landing E., Barnes C.R., Stevens R.K.* Tempo of earliest Ordovician graptolite faunal succession: Conodont-based correlations from the Tremadocian of Quebec // *Ibid.* 1986. Vol. 23. P. 1928–1949.
- Landing E., Ludvigsen R.* Classification and conodont-based age of the Ordovician trilobite Ellsaspis (middle Arenigian, Ville Guay, Quebec) // *Ibid.* 1984. Vol. 21. P. 1484–1490.
- Landing E., Ludvigsen R., Bitter P.H. von.* Upper Cambrian to Lower Ordovician conodont biostratigraphy and biofacies, Rabbitkettle Formation, District of Mackenzie // *Roy. Ontario Mus. Life Sci. Contrib.* 1980. Vol. 126. P. 1–42.
- Landing E., Taylor M.E., Erdtmann B.D.* Correlation of the Cambrian-Ordovician boundary between the Acado-Baltic and North American faunal provinces // *Geology.* 1978. Vol. 6. P. 75–78.
- Lapworth C.* On the tripartite classification of the Lower Paleozoic rocks // *Geol. Mag.* 1879. Vol. 6. P. 1–15.
- Lee B.S., Lee H.Y.* Upper Cambrian conodonts from the Hwajeol Formation in the Southern Limb of the Baegunsan Syncline, Eastern Yeongweol and Samcheog Areas, Kangweon-Do, Korea // *J. Geol. Soc. Korea.* 1988. Vol. 24, N 4. P. 356–375.
- Lee H.Y.* Conodonten aus der Choson Gruppe (Unteres Ordovizium) von Korea // *Neues Jb. Geol. Palaeontol. Abh.* 1970. Bd. 136. S. 303–344.
- Lee H.Y.* Conodonts from the Dumugol Formation (Lower Ordovician), South Korea // *J. Geol. Soc. Korea.* 1975. Vol. 11. P. 75–93.
- Legg D.P.* Ordovician trilobites and graptolites of the Canning Basin, Western Australia // *Geol. et palaeontol.* 1976. Vol. 10. P. 1–58.
- Legg D.P.* Ordovician biostratigraphy of the Canning Basin, Western Australia // *Alcheringa.* 1978. Vol. 2, N 3/4. P. 321–334.
- Lehnert O.* A *Cordylodus proavus* fauna from West-Central Argentina (Los Sombreros Fm., Sierra del Tontal, San Juan Province) // *Zentralbl. Geol. und Paläontol.* 1994. T. 1. P. 245–261.
- Lehnert O.* Ordovizische Conodonten aus der Präkordillere Westargentiniens: Ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläogeographie // *Erlanger Geol. Abh.* 1995. Bd. 125. S. 1–193.
- Lindholm K.* Hunnebergian graptolites and biostratigraphy in southern Scandinavia // *Lund Publ. Geol.* 1991. Vol. 95. P. 1–36.
- Lindström M.* Conodonts from the Lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1954. Vol. 76. P. 517–604.
- Lindström M.* A Lower-Middle Ordovician succession of conodont faunas // *Proc. XXI Intern. geol. congr. Norden,* 1960. Vol. 7. P. 88–96.
- Lindström M.* Conodonts. Amsterdam: Elsevier, 1964. 196 p.
- Lindström M.* A supragenetic taxonomy of the conodonts // *Lethaia.* 1970. Vol. 4. P. 427–445.
- Lindström M.* Lower Ordovician Conodonts of Europe // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1971. N 127. P. 21–61.
- Lindström M.* The conodont apparatus as a food-gathering mechanism // *Palaeontology.* 1974. Vol. 17, N 4. P. 729–744.
- Lindström M.* Conodont palaeogeography of the Ordovician // *The Ordovician system: Proc. of a Palaeontol. Assoc. Symp, Birmingham.* Cardiff: Univ. Wales press and National Mus. of Wales, 1976. P. 501–522.
- Lindström M.* Contribution on several conodont genera in Catalogue of Conodonts. Stuttgart, 1977. Vol. 3.
- Lindström M.* Baltoscandic conodont life environments in the Ordovician: Sedimentologic and paleogeographic evidence // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1984. N 196. P. 33–42.
- Lindström M., McTavish R.A., Ziegler W.* Feinstrukturelle Untersuchungen an conodonten. 2. Einige Prionodontidae aus dem Ordoviciu Australiens // *Geol. et palaeontol.* 1972. Vol. 6. P. 33–44.

- Lochman-Balk C.* Upper Cambrian faunal patterns on the craton // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 3197–3224.
- Lochman-Balk C., Wilson J.L.* Cambrian biostratigraphy in North America // *J. Paleontol.* 1958. Vol. 32. P. 312–350.
- Löfgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland, northern Sweden // *Fossils and Strata.* 1978. Vol. 13. P. 1–129.
- Löfgren A.* Conodonts from the lower Ordovician at Hunneberg, south-central Sweden // *Geol. Mag.* 1993a. Vol. 130, N 2. P. 215–232.
- Löfgren A.* Arenig conodont successions from central Sweden // *Geol. Fören. Stockholm förhandl.* 1993b. Vol. 115. P. 193–207.
- Löfgren A.* Arenig (Lower Ordovician) conodonts and biozonation in the Eastern Siljan District, Central Sweden // *J. Paleontol.* 1994. Vol. 68, N 6. P. 1350–1368.
- Lu Y.* Upper Cambrian Trilobites from Santu, Southeastern Kweichow // *Acta palaeontol. sinica.* 1954. Vol. 2, N 2. P. 127–150.
- Lu Y., Chu C., Chien Y.* et al. Bio-environmental control hypothesis and its application to Cambrian biostratigraphy and palaeogeography // *Mem. Nanking Inst. Geol. Palaeontol. Acad. Sinica.* 1974. Vol. 5, N 2. P. 27–110.
- Lu Y., Lin H.* Cambro-Ordovician boundary in Western Zhejiang and the trilobites contained therein // *Acta palaeontol. sinica.* 1980. Vol. 19, N 2. P. 118–135.
- Lu Y., Lin H.* Late Cambrian and Earliest Ordovician trilobites of Jingshan-Changshan Area, Zhejiang // *Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China: Cambrian-Ordovician boundary.* Anhui: Sci. and Technol. publ. house, 1984.
- Lu Y., Lin H., Han N.* et al. Cambrian-Ordovician boundary of Jiangshan-Changshan area // *Pap. for the Symp. on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 1–5.
- Ludvigsen R.* The Cambrian-Ordovician boundary in the western district of Mackenzie, Canada // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 3. P. 141–153.
- Ludvigsen R., Westrop S.R.* Trilobite biofacies of the Cambrian-Ordovician boundary interval in northern North America // *Alcheringa.* 1983. Vol. 7, N 4. P. 301–319.
- Lunqi Y.* Upper Cambrian conodont fauna and stratigraphy of Fengshan formation in Northern Anhui // *J. Tongji Univ.* 1982. N 3. P. 24–42.
- McArthur M.L., Tipnis R.S., Godwin C.J.* Early to Middle Ordovician conodont fauna from the Mountain Diatrema, northern Mackenzie Mountains, District of Mackenzie // *Pap. Geol. Surv. Canada.* 1980. C. 363–368.
- McTavish R.A.* Prioniodontacean conodonts from the Emanuel formation (Lower Ordovician) of Western Australia // *Geol. and Palaeontol.* 1973. Vol. 7. P. 27–58.
- McTavish R.A., Legg D.P.* The Ordovician of Canning Basin, Western Australia // *The Ordovician system.* Cardiff: Univ. of Wales press, 1976. P. 447–478.
- Menzies R.J., Gerge R.Y., Rowe G.T.* Abyssal environment and ecology of the world oceans. N.Y.: Wiley, 1973. 488 p.
- Merrill G.K.* Ordovician conodonts from the Aland Islands, Finland // *Geol. fören. Stockholm Förhandl.* 1979. Vol. 101, Pt 4. P. 329–341.
- Metcalf I.* Ordovician conodonts from the Kaki Bukit area, Perlis, West Malaysia // *Warta Geologi.* 1980. Vol. 6, N 3. P. 63–68.
- Miller J.F.* Conodont fauna of the Notch Peak Limestone (Cambro-Ordovician), House Range, Utah // *J. Paleontol.* 1969. Vol. 43. P. 413–439.
- Miller J.F.* Conodont faunas from the Cambrian and lowest Ordovician of western North America // *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs.* 1975. Vol. 7. P. 1200–1201.
- Miller J.F.* Upper Cambrian and lowest Ordovician conodont faunas of the House Range, Utah // *Southwest Missouri State Univ. Geosci. Ser.* 1978. N 5. P. 1–33.
- Miller J.F.* Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont faunas with comments on their evolution // *Univ. Kans. Paleontol. Contrib.* 1980. N 99. P. 1–44.
- Miller J.F.* Paleozoogeography and biostratigraphy of Upper Cambrian and Tremadocian conodonts // *Short pap. for the II Intern. symp. on the Cambrian system.* Wash. (D.C.), 1981. P. 134–137.
- Miller J.F.* Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies, and provincialism // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1984. N 196. P. 43–68.
- Miller J.F.* Conodonts as biostratigraphic tools for redefinition and correlation of the Cambrian-Ordovician boundary // *Geol. Mag.* 1988. Vol. 125, N 4. P. 349–362.

- Miller J.F. The Lange Ranch Eustatic event: A regressive – transgressive couplet near the base of the Ordovician system // Global perspectives on Ordovician geology. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 395–407.
- Miller J.F. The Lawson Cove Section, Wah Wah Mountains, Ibex Area, Western Utah: A candidate for the global stratotype section and point at the base of the Ordovician system // Intern. Working Group Cambrian-Ordovician Boundary. Circular. 1996. May. P. 1–17.
- Miller J.F. Letter on correlation of boundary sections // Ibid. 1997a. January. P. 29–37.
- Miller J.F. More discussion of problems with Green Point // Ibid. 1997b. November. P. 21–28.
- Miller J.F., Melby J.S. Trempealeuan conodonts // Univ. Wis. Geol. and Natur. Hist. Surv. Inform. Circular. 1971. N 19. P. 4–9.
- Miller J.F., Robison R.A., Clark D.L. Correlation of Tremadocian conodont and trilobite faunas, Europe and North America (abs.) // Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs. 1974. Vol. 6. P. 1048–1049.
- Miller J.F., Stitt J.H. Stratigraphic position and significance of *Jujuyaspis* and *Iapetognathus* in the Wilberns Formation, Texas // Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh Intern. symp. on the Ordovician system, Las Vegas, Nevada, USA, June, 1995. Los Angeles (Calif.), 1995. P. 105–108.
- Miller J.F., Taylor M.E. Biostratigraphic significance of *Iapetognathus* (Conodonta) and *Jujuyaspis* (Trilobita) in the House Limestone, Ibex Area, Utah // Ibid. 1995. P. 109–112.
- Miller J.F., Taylor M.E., Stitt J.H. et al. Potential Cambrian-Ordovician boundary stratotype sections in the western United States // Nat. Mus. Wales Geol. Ser. 1982. N 3. P. 155–180.
- Miller R.H., Cooper J.D., Sundberg F.A. Upper Cambrian faunal distribution in southeastern California and southern Nevada // Short pap. for the II Intern. symp. on the Cambrian system. Wash. (D.C.), 1981. P. 138–142.
- Miller R.H., Paden E.A. Upper Cambrian stratigraphy and conodonts from eastern California // J. Paleontol. 1976. Vol. 50, N 4. P. 590–597.
- Miller R.H., Sundberg F.A., Harma R.H., Wright J. Late Cambrian stratigraphy and conodonts of Southern Nevada // Alcheringa. 1981. Vol. 5, N 3. P. 183–196.
- Möberg J.C. Nya bidrag till utredning af frågan om gränsen mellan Undersilur och Kambrium // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1900. Vol. 22. P. 523–540.
- Mound M.C. A conodont fauna from the Joins Formation (Ordovician), Oklahoma // Tulane Stud. Geol. 1965. Vol. 4. P. 1–46.
- Mound M.C. Conodonts and biostratigraphy of the lower Arbuckle Group (Ordovician), Arbuckle Mountains, Oklahoma // Micropaleontology. 1968. Vol. 14. P. 393–434.
- Mu E., Lin Y. The Xinchangian graptolites from Western Zhejiang // Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China: Cambrian-Ordovician boundary. Anhui: Sci. Technol. publ. house, 1984. P. 165–186.
- Müller K.J. Kambrische Conodonten // Ztschr. Dtsche geol. Ges. 1959. Bd. 111. S. 434–485.
- Müller K.J. Supplement to systematics of conodonts // Treatise on invertebrate paleontology. Lawrence (Kans.), 1962. Pt W: Miscellanea. P. 246–249.
- Müller K.J. Conodonten aus dem unteren Ordovician von Sud Korea // Neues Jb. Geol. Palaeontol. Abh. 1964. Bd. 119, N 1. S. 93–102.
- Müller K.J. Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from Northern Iran // Iran Geol. Surv. Rep. 1973. N. 30. P. 1–77.
- Müller K.J., Hinz I. Upper Cambrian conodonts from Sweden // Fossils and Strata. 1991. Vol. 28. P. 1–153.
- Müller K.J., Hinz-Schallreuter I. Histology of Cambrian conodonts // Sixth Intern. conodont symp. (ECOS VI). Abstracts. Warszawa, 1996. P. 40.
- Müller K.J., Nogami Y. Über den Feinbau der Conodonten // Kyoto Univ. College Sci. Mem. Ser. B. 1971. Vol. 38, N 1. P. 1–87.
- Newsletter. The Soviet-East European program of National Academy of Sciences // National research council. Cooperative geological research in Southern Kazakhstan. Washington, 1987. P. 9–10.
- Ni S., Wang X., Xu G. et al. Cambrian-Ordovician boundary section at Huanghuachang, Yichang, Hubei, China // Bull. Yichang Inst. Geol. Miner. Resour. Chin. Acad. Geol. Sci. 1983. N 6. P. 79–94.
- Nicoll R.S. The genus *Cordylodus* and latest Cambrian-earliest Ordovician conodont biostratigraphy // Bur. Miner. Resour. J. Austral. Geol. and Geophys. 1990. Vol. 11. P. 529–558.
- Nicoll R.S. Evolution of the conodont genus *Cordylodus* and the Cambrian-Ordovician boundary // Global perspectives on Ordovician geology. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 105–113.
- Nicoll R.S., Miller J.F., Nowlan G.S. et al. *Iapetonodus* (N. gen.) and *Iapetognathus* Landing, unusual Earliest Ordovician multielement conodont taxa and their utility for biostratigraphy // Brigham Young Univ. Geol. Stud. 1999. Vol. 44. P. 27–101.

- Nicoll R.S., Shergold J. H.* Revised Late Cambrian (pre-Payntonian-Datsonian) conodont biostratigraphy at Black Mountain, Georgina Basin, western Queensland, Australia // *Bur. Miner. Resour. J. Austral. Geol. and Geophys.* 1991. Vol. 12. P. 93–118.
- Nogami Y.* Kambrische Conodonten von China. T. 1. Conodonten aus den Oberkambrischen Kushan-Schichten // *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B.* 1966. Vol. 32. P. 351–367.
- Nogami Y.* Kambrische Conodonten von China. T. 2. Conodonten aus den hoch Oberkambrischen Yencho-Schichten // *Ibid.* 1967. Vol. 33. P. 211–219.
- Norford B.S.* The Early Canadian (Tremadocian) trilobites *Clemandia* and *Jujuyaspis* from the southern Rocky Mountains of Canada // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1969. Vol. 182. P. 1–15.
- Norford B.S.* Review of potential stratotype sections for the Cambrian–Ordovician boundary in Canada // *Short papers for the II Intern. symp. on the Cambrian system.* Wash. (D.C.), 1981. P. 152–155.
- Norford B.S.* Review of activities of the International Working Group on the Cambrian–Ordovician boundary // *Pap. for the symp. on the Cambrian–Ordovician and Ordovician–Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 85–86.
- Nowlan G.S.* Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from the Franklinian miogeosyncline, Canadian Arctic Islands // *J. Paleontol.* 1985. Vol. 59, N 1. P. 96–122.
- Nowlan G.S.* Update on the Green Point section // *Intern. Work. Group Cambrian–Ordovician Boundary. Circular.* 1997. November. P. 4–10.
- Nowlan G.S., Barnes C.R.* The Green Point Candidate Section, Western Newfoundland. The conodont succession (Attachment 3) // *International Cambrian–Ordovician Boundary Working Group. Circular.* 1996. May. P. 4–6.
- Palmer A.R.* Some aspects of the early Upper Cambrian stratigraphy of White Pine County, Nevada and vicinity // *Intermountain Assoc. Petrol. Geol. 11th Annu. field Conf.* 1960. P. 52–58.
- Palmer A.R.* Trilobites of the Late Cambrian Pteroccephaliid Biome in the Great Basin, United States // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1965. N 493. P. 1–106.
- Palmer A.R.* Cambrian trilobites of East-Central Alaska // *Ibid.* 1968. N 559–B. P. 1–115.
- Palmer A.R.* Cambrian Trilobites // *Atlas of palaeobiogeography.* Amsterdam: Elsevier, 1973. P. 3–11.
- Palmer A.R.* Biome boundaries re-examined // *Alcheringa.* 1979. Vol. 3. P. 33–41.
- Pander C.H.* Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements // *Kgl. St. Petersburg: Akad. Wiss.,* 1856. 91 S.
- Peng S.* Cambrian–Ordovician boundary in the Cili-Taoyuan Border Area, Northwestern Hunan // *Pap. for the symp. on the Cambrian–Ordovician and Ordovician–Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 44–52.
- Peng S.* Cambrian–Ordovician boundary in the Cili-Taoyuan Border Area, Northwestern Hunan with descriptions of relative trilobites // *Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China, Cambrian–Ordovician boundary.* Anhui: Sci. and Technol. publ. house, 1984. Vol. 1. P. 285–405.
- Pickering K.T., Bassett M.G., Siveter D.J.* Late Ordovician–early Silurian destruction of the Iapetus Ocean: Newfoundland, British Isles and Scandinavia — a discussion // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1988. Vol. 79. P. 361–382.
- Pohler S.M.L.* Conodont biofacies of Lower to Lower Middle Ordovician megaconglomerates, Cow Head Group, western Newfoundland // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1994. N 459. P. 1–71.
- Pohler S.M.L., Barnes C.R., James N.P.* Reconstructing a lost faunal realm: Conodonts from megaconglomerates of the Ordovician Cow Head Group, western Newfoundland // *Conodonts: Investigative techniques and applications.* Ellis Norwood: Brit. Micropaleontol. Soc., 1987. P. 341–362.
- Pojeta J., Gilbert-Tomlinson J., Shergold J.H.* Cambrian and Ordovician rostroconch mollusks from Northern Australia // *Bull. Austral. Bur. Miner. Resour.* 1977. N 171. P. 1–54.
- Popov L.E., Tolmacheva T.Yu.* Conodont distribution in a deep-water Cambrian–Ordovician boundary sequence from South-Central Kazakhstan // *Ordovician Odyssey: Short pap. for the Seventh Intern. symp. on the Ordovician system,* Las Vegas, Nevada, USA, June, 1995. Los Angeles (Calif.), 1995. P. 121–124.
- Radke B.M.* Epeiric carbonate sedimentation of the Ninmaroo Formation (Upper Cambrian–Lower Ordovician), Georgina Basin // *Bur. Miner. Resour. J. Austral. Geol. and Geophys.* 1980. Vol. 5, N 3. P. 183–200.
- Radke B.M.* Lithostratigraphy of the Ninmaroo Formation (Upper Cambrian–Lower Ordovician), Georgina Basin // *Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Austral.* 1981. Vol. 181. P. 1–141.
- Repetzki J.E.* Conodonts from the El Paso Group (Lower Ordovician) of westernmost Texas and southern New Mexico // *New Mexico Bur. Mining. Miner. Resour. Mem.* 1982. N 40. P. 1–117.

- Repetski J.E., Ethington R.L.* Conodonts from graptolite facies in the Quachita Mountains, Arkansas and Oklahoma // *Ark. Geol. Comm. Symp. Geol. Quachita Mts.* 1977. Vol. 1. P. 92–106.
- Repetski J.E., Ethington R.L.* *Rossodus manitouensis* (Conodonts), a new Early Ordovician index fossil // *J. Paleontol.* 1983. Vol. 57. P. 289–301.
- Ripperdan R.L., Kirschvink J.L.* Preliminary magnetic polarity stratigraphy across the Cambrian-Ordovician boundary: (Abstract) // *V Intern. symp. on the Ordovician system*, St. John's, Newfoundland, Canada: Program and Abstracts. St. John's, 1988. P. 83.
- Robison R.A., Pantoja-Alor J.* Tremadocian trilobites from the Nochixtlan Region, Oaxaca, Mexico // *J. Paleontol.* 1968. Vol. 42. P. 767–800.
- Ross R.J.* Ordovician paleogeography of the western United States // *Paleozoic paleogeography of the Western United States*. Wash. (D.C.), 1977. P. 19–38.
- Rushton A.W.A.* The biostratigraphy and correlation of the Merioneth–Tremadoc Series boundary in North Wales // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N. 3. P. 41–59.
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C.* et al. Paleozoic base maps // *J. Geol.* 1979. Vol. 87. P. 217–277.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Ordovician plate tectonic reconstruction // *Geol. Surv. Canada. Pap.* 1991. N 90-9. P. 271–282.
- Sdzuy K.* Dia Fauna der Leimitz – Schiefer (Tremadoc) // *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.* 1955. N 492. S. 1–74.
- Serpagli E.* Conodonti dell Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche // *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 1967. Vol. 6, N 1. P. 30–111.
- Serpagli E.* Lower Ordovician Conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan) // *Ibid.* 1974. Vol. 13. P. 17–98.
- Sheng S.* The Ordovician system in China, correlation chart and explanatory notes // *Intern. Union. Geol. Sci. Publ.* 1980. N 1. P. 1–7.
- Shergold J.H.* Late Upper Cambrian trilobites from the Gola Beds, western Queensland // *Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Austral.* 1971. Bull. 112. P. 1–126.
- Shergold J.H.* Late Cambrian and early Ordovician trilobites from the Burke River Structural Belt, western Queensland // *Ibid.* 1975. N 153. P. 1–251.
- Shergold J.H.* Late Cambrian trilobites from the Chatsworth Limestone, western Queensland, Australia // *Ibid.* 1980. N 186. P. 1–111.
- Shergold J.H.* Late Cambrian (Idamean) trilobites from western Queensland // *Ibid.* 1982. N 187. P. 1–69.
- Shergold J.H., Nicoll R.S.* Revised Cambrian-Ordovician boundary biostratigraphy, Black Mountain, western Queensland // *Global perspectives on Ordovician geology*. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 81–92.
- Skevington D.* The classification of the Ordovician system in Wales // *The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales*. Cardiff: Univ. Wales press, 1969. P. 161–179.
- Skevington D.* Ordovician graptolites // *Atlas of palaeobiogeography*. Amsterdam: Elsevier, 1973. P. 29–35.
- Skevington D.* Controls influencing the composition and distribution of Ordovician graptolite faunal provinces // *Spec. Pap. Palaeontol.* 1974. Vol. 13. P. 59–73.
- Stauffer C.R.* Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota // *J. Paleontol.* 1940. Vol. 14. P. 417–435.
- Stevens R.K., Stouge S.* The Cambrian-Ordovician boundary and possible choice of the stratotype in Newfoundland // *Dep. Mines and Energy. Miner. Develop. Division. Rep.* 1982. Vol. 82, N 1. P. 22–29.
- Stitt J.H.* Cambrian-Ordovician trilobites, Wichita Mountains area, Oklahoma // *Oklah. Geol. Surv. Bull.* 1971. N 110. P. 1–82.
- Stitt J.H.* Adaptive radiation, trilobite palaeoecology, and extinction, Ptychaspid biomere, late Cambrian of Oklahoma // *Fossils and Strata.* 1975. Vol. 4. P. 381–390.
- Stouge S.* A Lower Ordovician conodont fauna from the Cape Clay Formation, NW Greenland // *Abstr. Program. Geol. Soc. Amer. (North-Central Section).* 1977. P. 656.
- Stouge S.* Preliminary conodont biostratigraphy and correlation of Lower to Middle Ordovician carbonates of the St. George Group, Great Northern Peninsula, Newfoundland // *Newfoundland Dep. Mines and Energy. Miner. Division. Rep.* 1982. N 3. P. 1–59.
- Stouge S., Bagnoli G.* Early Ordovician conodonts from Cow Head Peninsula, Western Newfoundland // *Palaeontogr. Ital.* 1988. Vol. 75. P. 89–179.
- Stouge S., Bagnoli-Stouge G., Albani R.* Lower Ordovician conodonts from Washington Land, western North Greenland // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1985. Vol. 33. P. 261–272.

- Nicoll R.S., Shergold J. H.* Revised Late Cambrian (pre-Payntonian-Datsonian) conodont biostratigraphy at Black Mountain, Georgina Basin, western Queensland, Australia // *Bur. Miner. Resour. J. Austral. Geol. and Geophys.* 1991. Vol. 12. P. 93–118.
- Nogami Y.* Kambrische Conodonten von China. T. 1. Conodonten aus den Oberkambrischen Kushan-Schichten // *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B.* 1966. Vol. 32. P. 351–367.
- Nogami Y.* Kambrische Conodonten von China. T. 2. Conodonten aus den hoch Oberkambrischen Yencho-Schichten // *Ibid.* 1967. Vol. 33. P. 211–219.
- Norford B.S.* The Early Canadian (Tremadocian) trilobites *Clemandia* and *Jujuyaspis* from the southern Rocky Mountains of Canada // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1969. Vol. 182. P. 1–15.
- Norford B.S.* Review of potential stratotype sections for the Cambrian–Ordovician boundary in Canada // *Short papers for the II Intern. symp. on the Cambrian system.* Wash. (D.C.), 1981. P. 152–155.
- Norford B.S.* Review of activities of the International Working Group on the Cambrian–Ordovician boundary // *Pap. for the symp. on the Cambrian–Ordovician and Ordovician–Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 85–86.
- Nowlan G.S.* Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from the Franklinian miogeosyncline, Canadian Arctic Islands // *J. Paleontol.* 1985. Vol. 59, N 1. P. 96–122.
- Nowlan G.S.* Update on the Green Point section // *Intern. Work. Group Cambrian–Ordovician Boundary. Circular.* 1997. November. P. 4–10.
- Nowlan G.S., Barnes C.R.* The Green Point Candidate Section, Western Newfoundland. The conodont succession (Attachment 3) // *International Cambrian–Ordovician Boundary Working Group. Circular.* 1996. May. P. 4–6.
- Palmer A.R.* Some aspects of the early Upper Cambrian stratigraphy of White Pine County, Nevada and vicinity // *Intermountain Assoc. Petrol. Geol. 11th Annu. field Conf.* 1960. P. 52–58.
- Palmer A.R.* Trilobites of the Late Cambrian Pteroccephaliid Biome in the Great Basin, United States // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1965. N 493. P. 1–106.
- Palmer A.R.* Cambrian trilobites of East-Central Alaska // *Ibid.* 1968. N 559–B. P. 1–115.
- Palmer A.R.* Cambrian Trilobites // *Atlas of palaeobiogeography.* Amsterdam: Elsevier, 1973. P. 3–11.
- Palmer A.R.* Biome boundaries re-examined // *Alcheringa.* 1979. Vol. 3. P. 33–41.
- Pander C.H.* Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements // *Kgl. St. Petersburg: Akad. Wiss.,* 1856. 91 S.
- Peng S.* Cambrian–Ordovician boundary in the Cili-Taoyuan Border Area, Northwestern Hunan // *Pap. for the symp. on the Cambrian–Ordovician and Ordovician–Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 44–52.
- Peng S.* Cambrian–Ordovician boundary in the Cili-Taoyuan Border Area, Northwestern Hunan with descriptions of relative trilobites // *Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China, Cambrian–Ordovician boundary.* Anhui: Sci. and Technol. publ. house, 1984. Vol. 1. P. 285–405.
- Pickering K.T., Bassett M.G., Siveter D.J.* Late Ordovician–early Silurian destruction of the Iapetus Ocean: Newfoundland, British Isles and Scandinavia — a discussion // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 1988. Vol. 79. P. 361–382.
- Pohler S.M.L.* Conodont biofacies of Lower to Lower Middle Ordovician megaconglomerates, Cow Head Group, western Newfoundland // *Bull. Geol. Surv. Canada.* 1994. N 459. P. 1–71.
- Pohler S.M.L., Barnes C.R., James N.P.* Reconstructing a lost faunal realm: Conodonts from megaconglomerates of the Ordovician Cow Head Group, western Newfoundland // *Conodonts: Investigative techniques and applications.* Ells Norwood: Brit. Micropaleontol. Soc., 1987. P. 341–362.
- Pojeta J., Gilbert-Tomlinson J., Shergold J.H.* Cambrian and Ordovician rostroconch mollusks from Northern Australia // *Bull. Austral. Bur. Miner. Resour.* 1977. N 171. P. 1–54.
- Popov L.E., Tolmacheva T.Yu.* Conodont distribution in a deep-water Cambrian–Ordovician boundary sequence from South-Central Kazakhstan // *Ordovician Odyssey: Short pap. for the Seventh Intern. symp. on the Ordovician system,* Las Vegas, Nevada, USA, June, 1995. Los Angeles (Calif.), 1995. P. 121–124.
- Radke B.M.* Epeiric carbonate sedimentation of the Ninmaroo Formation (Upper Cambrian–Lower Ordovician), Georgina Basin // *Bur. Miner. Resour. J. Austral. Geol. and Geophys.* 1980. Vol. 5, N 3. P. 183–200.
- Radke B.M.* Lithostratigraphy of the Ninmaroo Formation (Upper Cambrian–Lower Ordovician), Georgina Basin // *Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Austral.* 1981. Vol. 181. P. 1–141.
- Repetski J.E.* Conodonts from the El Paso Group (Lower Ordovician) of westernmost Texas and southern New Mexico // *New Mexico Bur. Mining. Miner. Resour. Mem.* 1982. N 40. P. 1–117.

- Repetski J.E., Ethington R.L.* Conodonts from graptolite facies in the Quachita Mountains, Arkansas and Oklahoma // *Ark. Geol. Comm. Symp. Geol. Quachita Mts.* 1977. Vol. 1. P. 92–106.
- Repetski J.E., Ethington R.L.* *Rossodus manitouensis* (Conodont), a new Early Ordovician index fossil // *J. Paleontol.* 1983. Vol. 57. P. 289–301.
- Ripperdan R.L., Kirschvink J.L.* Preliminary magnetic polarity stratigraphy across the Cambrian-Ordovician boundary: (Abstract) // *V Intern. symp. on the Ordovician system, St. John's, Newfoundland, Canada: Program and Abstracts.* St. John's, 1988. P. 83.
- Robison R.A., Pantoja-Alor J.* Tremadocian trilobites from the Nochixtlan Region, Oaxaca, Mexico // *J. Paleontol.* 1968. Vol. 42. P. 767–800.
- Ross R.J.* Ordovician paleogeography of the western United States // *Paleozoic paleogeography of the Western United States.* Wash. (D.C.), 1977. P. 19–38.
- Rushton A.W.A.* The biostratigraphy and correlation of the Merioneth–Tremadoc Series boundary in North Wales // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N. 3. P. 41–59.
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C.* et al. Paleozoic base maps // *J. Geol.* 1979. Vol. 87. P. 217–277.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Ordovician plate tectonic reconstruction // *Geol. Surv. Canada. Pap.* 1991. N 90-9. P. 271–282.
- Sdzuy K.* Dia Fauna der Leimitz – Schiefer (Tremadoc) // *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.* 1955. N 492. S. 1–74.
- Serpagli E.* Conodonti dell Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche // *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 1967. Vol. 6, N 1. P. 30–111.
- Serpagli E.* Lower Ordovician Conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan) // *Ibid.* 1974. Vol. 13. P. 17–98.
- Sheng S.* The Ordovician system in China, correlation chart and explanatory notes // *Intern. Union. Geol. Sci. Publ.* 1980. N 1. P. 1–7.
- Shergold J.H.* Late Upper Cambrian trilobites from the Gola Beds, western Queensland // *Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Austral.* 1971. Bull. 112. P. 1–126.
- Shergold J.H.* Late Cambrian and early Ordovician trilobites from the Burke River Structural Belt, western Queensland // *Ibid.* 1975. N 153. P. 1–251.
- Shergold J.H.* Late Cambrian trilobites from the Chatsworth Limestone, western Queensland, Australia // *Ibid.* 1980. N 186. P. 1–111.
- Shergold J.H.* Late Cambrian (Idamean) trilobites from western Queensland // *Ibid.* 1982. N 187. P. 1–69.
- Shergold J.H., Nicoll R.S.* Revised Cambrian–Ordovician boundary biostratigraphy, Black Mountain, western Queensland // *Global perspectives on Ordovician geology.* Rotterdam: Balkema, 1992. P. 81–92.
- Skevington D.* The classification of the Ordovician system in Wales // *The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales.* Cardiff: Univ. Wales press, 1969. P. 161–179.
- Skevington D.* Ordovician graptolites // *Atlas of palaeobiogeography.* Amsterdam: Elsevier, 1973. P. 29–35.
- Skevington D.* Controls influencing the composition and distribution of Ordovician graptolite faunal provinces // *Spec. Pap. Palaeontol.* 1974. Vol. 13. P. 59–73.
- Stauffer C.R.* Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota // *J. Paleontol.* 1940. Vol. 14. P. 417–435.
- Stevens R.K., Stouge S.* The Cambrian–Ordovician boundary and possible choice of the stratotype in Newfoundland // *Dep. Mines and Energy. Miner. Develop. Division. Rep.* 1982. Vol. 82, N 1. P. 22–29.
- Stitt J.H.* Cambrian–Ordovician trilobites, Wichita Mountains area, Oklahoma // *Oklah. Geol. Surv. Bull.* 1971. N 110. P. 1–82.
- Stitt J.H.* Adaptive radiation, trilobite palaeoecology, and extinction, Ptychaspid biomere, late Cambrian of Oklahoma // *Fossils and Strata.* 1975. Vol. 4. P. 381–390.
- Stouge S.* A Lower Ordovician conodont fauna from the Cape Clay Formation, NW Greenland // *Abstr. Program. Geol. Soc. Amer. (North-Central Section).* 1977. P. 656.
- Stouge S.* Preliminary conodont biostratigraphy and correlation of Lower to Middle Ordovician carbonates of the St. George Group, Great Northern Peninsula, Newfoundland // *Newfoundland Dep. Mines and Energy. Miner. Division. Rep.* 1982. N 3. P. 1–59.
- Stouge S., Bagnoli G.* Early Ordovician conodonts from Cow Head Peninsula, Western Newfoundland // *Palaeontogr. Ital.* 1988. Vol. 75. P. 89–179.
- Stouge S., Bagnoli-Stouge G., Albani R.* Lower Ordovician conodonts from Washington Land, western North Greenland // *Bull. Geol. Soc. Danmark.* 1985. Vol. 33. P. 261–272.

- Stouge S., Boyce W.D.* Fossils of northwestern Newfoundland and southeastern Labrador: Conodonts and trilobites // Newfoundland Dep. Mines and Energy, Miner. Division. Rep. 1983. N 3. P. 1–55.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Conodonts from the Pratt Ferry formation (Middle Ordovician) of Alabama // *J. Paleontol.* 1962. Vol. 36, N 6. P. 1214–1252.
- Sweet W.C., Bergström S.M. (eds.)*. Symposium on conodont biostratigraphy. Wash. (D.C.), 1971. 499 p. (Geol. Soc. Amer. Mem; N 127).
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Provincialism exhibited by Ordovician conodont faunas (Abstr.) // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972a. Vol. 56. P. 657.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Multielement taxonomy and Ordovician conodonts // *Geologia et paleontologica S.I.* 1972b. P. 29–42.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Provincialism exhibited by Ordovician conodont faunas // *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.* 1974. N 21. P. 189–201.
- Sweet W.C., Bergström S.M.* Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician // *Geologia Soc. Amer. Spec. Pap.* 1984. N 196. P. 69–87.
- Sweet W.C., Schonlaub H.P.* Conodonts of the genus *Oulodus* Branson and Mehl, 1933 // *Geologia et paleontol.* 1975. Vol. 9. P. 41–59.
- Sweet W.C., Turco C.A., Warner E.J., Wilkie L.C.* The American Upper Ordovician Standard. I. Eden conodonts from the Cincinnati Region of Ohio and Kentucky // *J. Paleontol.* 1959. Vol. 33. P. 1029–1068.
- Szaniawski H.* New species of Upper Cambrian conodonts from Poland // *Acta palaeontol. pol.* 1971. Vol. 16, N 4. P. 401–413.
- Szaniawski H.* Conodonts from the Tremadocian chalcidony beds, Holy Cross Mountains (Poland) // *Ibid.* 1980. Vol. 25. P. 101–121.
- Szaniawski H.* Chaetognath grasping spines recognized among Cambrian protoconodonts // *J. Paleontol.* 1982. Vol. 56. P. 806–810.
- Szaniawski H., Bengtson S.* Origin of euconodont elements // *Ibid.* 1993. Vol. 67, N 4. P. 640–654.
- Szaniawski H., Bengtson S.* Late Cambrian euconodonts from Sweden // *Palaeontol. Pol.* 1998. N. 58. P. 7–29.
- Taylor M.E.* Indigenous and redeposited trilobites from Late Cambrian basinal environments of central Nevada // *J. Paleontol.* 1976. Vol. 50. P. 668–700.
- Taylor M.E.* Late Cambrian of western North America: Trilobite biofacies, environmental significance, and biostratigraphic implications // *Concepts and methods of biostratigraphy.* Stroudsburg (Pa.): Dowden, Hutchinson and Ross, 1977. P. 397–425.
- Taylor M.E. (ed.)*. Short papers for the Second International Symposium on the Cambrian system. Golden, Colorado, 1981. 252 p. (Open-File Rep.; 81-743).
- Taylor M.E., Cook H.E.* Continental shelf and slope facies in the Upper Cambrian and lowest Ordovician of Nevada // *Brigham Young Univ. Geol. Stud.* 1976. Vol. 23, pt 2. P. 181–214.
- Taylor M.E., Cook H.E., Miller J.F.* Late Cambrian and Early Ordovician biostratigraphy and depositional environments of the Whipple Cave formation and House Limestone, central Egan Range, Nevada // *Cambrian and Early Ordovician stratigraphy and paleontology of the Basin and Range Province, Western United States.* Wash. (D.C.), 1989. P. 37–44.
- Taylor M.E., Landing E.* Biostratigraphy of the Cambrian-Ordovician transition in the Bear River Range, Utah and Idaho, western United States // *Nat. Mus. Wales. Geol. Ser.* 1982. N 2. P. 181–191.
- Taylor M.E., Repetski J.E., Sprinkle J.* Paleontology and biostratigraphy of the Whipple Cave formation and Lower House Limestone, Sawmill Canyon, Egan Range, Nevada // *II Intern. symp. on the Cambrian system.* Denver (Colo.), 1981. P. 73–77.
- Teichert C., Glenister B.F.* Fossil nautiloid faunas from Australia // *J. Paleontol.* 1952. Vol. 26, N 5. P. 730–752.
- Teichert C., Glenister B.F.* Early Ordovician cephalopod fauna from Northwestern Australia // *Bull. Amer. Paleontol.* 1954. Vol. 35. (150). P. 1–113.
- Thomas A.T., Owens R.M., Rushton A.W.A.* Trilobites in British stratigraphy // *Geol. Soc. London. Spec. Rep.* 1984. N 16. P. 1–78.
- Thomas D.E.* The zonal distribution of Australian graptolites // *J. Proc. Roy. Soc. New South Wales.* 1960. Vol. 94. P. 1–58.
- Tipnis R.S., Chatterton B.D.E.* An occurrence of the apparatus of “*Prooneotodus*” (Conodontophorida) from the Road River formation, Northwest Territories // *Geol. Surv. Canada. Pap.* 1979. N 1B. P. 259–262.

- Tjpnis R.S., Chatterton B.D.E., Ludvigsen R.* Ordovician conodont biostratigraphy of the Southern district of Mackenzie, Canada // *Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap.* 1979. N 18. P. 39–91.
- Tjernvik T.E.* On the early Ordovician of Sweden stratigraphy and fauna // *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala.* 1956. Vol. 36, N 2/3. P. 107–284.
- Tjernvik T.E.* The Tremadocian Beds at Flagarbo in South-Eastern Scania (Sweden) // *Geol. fören. Stockholm. förhandl.* 1958. Vol. 80, N 3. P. 259–276.
- Tjernvik T.E., Johansson J.V.* Description of the upper portion of the drill-core from Finngrundet in the south Bothnian Bay. Geology of the southern Bothnian Sea. Pt II // *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala.* 1980. Vol. 8. P. 173–204.
- Tomczykowa E.* The Cambrian-Ordovician boundary in Poland and its correlation with the Scandinavian and Great Britain areas // *XXIII Intern. geol. congr. Prague, 1968.* Vol. 9. P. 43–51.
- Troedsson G.T.* On the Cambro-Ordovician faunas of western Quroq Tagh, eastern T'ien-Shan // *Palaeontol. Sinica. N. S. B.* 1937. N 2. P. 1–74.
- Viira V., Sergejeva S., Popov L.* Earliest representatives of the genus *Cordylodus* (Conodonta) from Cambro-Ordovician boundary beds of North Estonia and Leningrad region // *Proc. Acad. Sci. Estonian SSR. Geology.* 1987. Vol. 36, N 4. P. 145–153.
- Wamel W.A. van.* Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of north-western Oland, south-eastern Sweden // *Utrecht Micropaleontol. Bull.* 1974. N 10. P. 1–126.
- Wang Z.* Outline of Uppermost Cambrian and Lowermost Ordovician conodonts in North and Northeast China with some suggestions to the Cambrian-Ordovician boundary // *Pap. for the Symp. on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 31–39.
- Wang Z.* Late Cambrian and Early Ordovician conodonts from North and Northeast China with comments on the Cambrian-Ordovician boundary // *Stratigraphy and palaeontology of systemic boundaries in China, Cambrian-Ordovician boundary.* Anhui: Sci. and Technol. publ. house, 1984. Vol. 2. P. 195–27.
- Webby B.D.* The Ordovician system in Southeastern Australia // *The Ordovician System: Proc. of a Palaeontol. Assoc. symp.* Cardiff: Univ. Wales press, 1976. P. 417–446.
- Webby B.D.* History of the Ordovician continental platform shelf margin of Australia // *J. Geol. Soc. Austral.* 1978. Vol. 25, pt 1. P. 41–63.
- Westrop S.R., Landing E., Ludvigsen R.* Upper Cambrian and Lower Ordovician trilobite and conodont biostratigraphy, Wilcox Peak, Jasper National Park, Alberta // *II Intern. symp. on the Cambrian system.* Denver (Colo.), 1981. P. 45–53.
- Whittington H.B.* Phylogeny and distribution of Ordovician trilobites // *J. Paleontol.* 1966. Vol. 40, N 3. P. 696–737.
- Whittington H.B., Dean W.T., Fortey R.A. et al.* Definition of the Tremadoc series and the series of the Ordovician system in Britain // *Geol. Mag.* 1984. Vol. 121, N 1. P. 17–33.
- Whittington H.B., Hughes C.P.* Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution // *Philos. Trans. Roy. Soc. London B.* 1972. Vol. 263, N 850. P. 235–278.
- Whittington H.B., Hughes C.P.* Geography and faunal provinces in the Tremadoc epoch // *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Miner. Tulsa.* 1974. Vol. 21. P. 203–218.
- Whittington H.B., Williams A.* The Ordovician period. The Phanerozoic time-scale // *J. Geol. Soc. London.* 1964. Vol. 1206. P. 241–254.
- Wright J., Miller J.F., Holser W.T.* Conodont chemostratigraphy across the Cambrian-Ordovician boundary: western United States and southeast China // *Conodonts: Investigative techniques and applications.* Chichester, 1987. P. 259–286.
- Wright J., Seymour R.S., Shaw H.F.* REE and Nd isotopes in conodont apatite: Variations with geological age and depositional environment // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1984. N 196.
- Zeng Q., Ni S., Xu G. et al.* Subdivision and correlation on the Ordovician in the Eastern Yangtze Gorges, China // *Bull. Yichang Inst. Geol. Miner. Resour. Chin. Acad. Geol. Sci.* 1983. N 6. P. 21–68.
- Zhou Z., Wang Z., Zhang J. et al.* Potential Cambro-Ordovician boundary stratotype sections in North and Northeast China // *Pap. for the Symp. on the Cambrian-Ordovician and Ordovician-Silurian boundaries.* Nanjing, 1983. P. 21–24.
- Zhylkaidarov A.* Conodonts from Ordovician ophiolites of Central Kazakhstan // *Acta palaeontologica pol.* 1998. Vol. 43, N 1. P. 53–68.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I	
Состояние проблемы границы кембрия и ордовика	7
Глава II	
Разрезы пограничных отложений кембрия и ордовика Центральной Азии (Казахстан)	23
Глава III	
Зональное деление опорного разреза Батырбай (Казахстан) по конодонтам.....	42
Глава IV	
Корреляция верхнекембрийских–нижнеордовикских отложений по конодонтам.....	50
Глава V	
Закономерности пространственного распределения конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике	101
Глава VI	
Развитие конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике.....	128
Глава VII	
Сопоставление зональных шкал по разным группам фауны и обоснование предлагаемого уровня границы систем.....	137
Заключение	158
Объяснения к фототаблицам.....	161
Описание конодонтов	165
Литература	220

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I	
The problems of the Cambrian-Ordovician boundary	7
Chapter II	
The Cambrian-Ordovician boundary sections of Central Asia (Kazakhstan)	23
Chapter III	
Conodont zonal subdivision of the Batyrbay reference section (Kazakhstan)	42
Chapter IV	
Correlation of the Upper Cambrian–Lower Ordovician deposits based on conodonts	50
Chapter V	
Late Cambrian and Early Ordovician conodont paleobiogeography	101
Chapter VI	
Evolution of conodonts during the Late Cambrian and Early Ordovician	128
Chapter VII	
Correlation of the conodont, trilobite, and graptolite zonal scales as well as the substantiation of the proposed level for the Cambrian-Ordovician boundary	137
Conclusion	158
Explanations to the photoplates	161
The description of conodonts	165
References	220

Научное издание

Дубинина Светлана Викторовна

**КОНОДОНТЫ
И ЗОНАЛЬНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
пограничных отложений
кембрия и ордовика**
Труды ГИН, вып. 517

Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института РАН

Зав. редакцией А.А. Фролова
Редактор М.А. Яценко
Художник А.А. Михалевский
Художественный редактор Т.В. Болотина
Технический редактор В.В. Лебедева
Корректоры Р.В. Молоканова, Е.Л. Сысоева,
Т.И. Шеповалова

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 14.11.2000
Формат 70 × 100 ¹/₁₆
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 19.5 + 1.9 вкл. Усл.кр.-отт. 21,84. Уч.-изд.л. 24.33
Тираж 290 экз. Тип. зак. 3577

Издательство “Наука”
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная, 90

Санкт-Петербургская типография “Наука”
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

ISEN 5-02-002497-X



С. В. Дубинина

**КОНОДОНТЫ
и ЗОНАЛЬНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
пограничных
отложений
кембрия
и ордовика**



«НАУКА»

ISSN 0002-3272. Тр. ГИН РАН. 2000. Вып. 517. 1 - 239