

Том 1, Номер 2

ISSN 0869-592X

Апрель 1993

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор

Б.С. Соколов

действительный член Российской академии наук



МАИК НАУКА

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 1 № 2 1993 Апрель

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

Главный редактор
Б.С. Соколов

Заместитель главного редактора
М.А. Семихатов

Ответственный секретарь
А.Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

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

Зав. редакцией Т.В. Тришкина
Науч. редактор А.С. Тарабанова

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

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 1, номер 2, 1993

Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии <i>М.А. Семихатов, М.Е. Раабен</i>	3
К стратиграфической схеме перми Таймыра <i>Р.В. Соломина, Э.Н. Преображенская</i>	13
Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса <i>А.С. Дагис, С.П. Ермакова</i>	26
О возрасте фауны млекопитающих из карабулакской свиты на р. Калмакпай (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан) <i>Э.А. Вангенгейм, И.А. Вислобокова, А.Я. Година, Е.Л. Дмитриева, В.И. Жегалло, М.В. Сотникова, П.А. Тлеубердина</i>	37
Генетическая типизация позднечетвертичных отложений восточной окраины Черного моря <i>Н.А. Соловьева, В.М. Сорокин</i>	45
Условия накопления нижних свит рифея северной части Туруханского поднятия <i>П.Ю. Петров</i>	55
Бореальная биогеографическая область в палеозое <i>В.И. Устрицкий</i>	67
Амкинское похолодание и развитие флор на рубеже раннего и позднего мела <i>Е.Л. Лебедев</i>	78
Переход от палеокайнофита к неокайнофиту как одно из проявлений глобальной экосистемной перестройки на рубеже эоцена и олигоцена <i>М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец</i>	85
<hr/>	
Краткие сообщения	
Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская толща) <i>Н.Ю. Брагин</i>	93
Уточнение начала эвстатического события Лэнк Рэнч на границе кембрия и ордовика <i>С.В. Дубинина</i>	100
Сообщества трилобитов и фации верхнекембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы <i>А.И. Варламов, К.Л. Пак</i>	104
<hr/>	
Персоналии	
Стиль работы В. П. Маслова (к столетию со дня рождения) <i>Б.В. Поярков</i>	111

CONTENTS

Volume 1, Number 2, 1993

Dynamics of the Taxonomic Diversity of Riphean and Vendian Stromatolites in Northern Eurasia <i>M. A. Semikhatov and M. E. Raaben</i>	3
On the Permian Stratigraphic Scheme of Taimyr <i>R. V. Solomina and E. N. Preobrazhenskaya</i>	13
A Detailed Biostratigraphic Scheme of the Boreal Lower Triassic <i>A. S. Dagens and S. P. Ermakova</i>	26
On the Age of Mammalian Fauna from the Karabulak Formation of the Kalmakpai River (Zaisan Depression, Eastern Kazakhstan) <i>E. A. Vangengeim, I. A. Vislobokova, A. Ya. Godina, E. L. Dmitrieva, V. I. Zhegallo, M. V. Sotnikova, and P. A. Tleuberdina</i>	37
Genetic Classification of Late Quaternary Deposits of the Black Sea Eastern Margin <i>N. A. Solov'eva and V. M. Sorokin</i>	45
Depositional Environments of the Lower Formations of the Riphean Sequence, Northern Part of the Turukhansk Uplift, Siberia <i>P. Yu. Petrov</i>	55
The Paleozoic Boreal Biogeographic Region <i>V. I. Ustritskii</i>	67
The Amka Cooling and Florial Evolution at the Early Solidus Late Cretaceous Boundary <i>E. L. Lebedev</i>	78
Paleocenophyte to Neocenophyte Transition: a Manifestation of Global Change in the Ecosystem at the Eocene - Oligocene Boundary <i>M. A. Akhmet'ev and N. I. Zaporozhets</i>	85

SHORT COMMUNICATIONS

Stratigraphy of the Jurassic to Lower Cretaceous Cherts and Terrigenous Deposits of Primor'e (Gorbusha Strata) <i>N. Yu. Bragin</i>	93
A more Precise Definition of the Commencement of the Lange Ranch Eustatic Event at the Cambrian/Ordovician Boundary <i>S. V. Dubinina</i>	100
Trilobite Communities and Facies of the Upper Cambrian Deposits from the Northwest of the Siberian Platform <i>A. I. Varlamov and K. L. Pak</i>	104

PERSONALITIES

The Working Style of V.P. Maslov (to the Centennial of His Birthday) <i>B. V. Poyarkov</i>	111
--	-----



Эволюция биосферы

УДК 551.71:56.016

ДИНАМИКА СИСТЕМАТИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ РИФЕЙСКИХ И ВЕНДСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

© 1993 г. М. А. Семихатов, М. Е. Раабен

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

Поступила в редакцию 18.03.92 г.

Рифейско-вендская выборка строматолитов Северной Евразии является весьма представительной для своего отрезка геологической истории. Она включает 262 таксона видового и 70 таксонов родового уровня. Анализ изменения систематического состава этих строматолитов, проведенный по 7 возрастным интервалам (по два интервала в раннем, среднем и позднем рифее и венде) на видовом и родовом уровнях, показал, что в раннем и среднем рифее происходил постепенный рост их разнообразия, в первой половине позднего рифея отмечено его резкое увеличение, особенно яркое на видовом уровне, а во второй половине позднего рифея, около 850 млн. лет назад, произошел интенсивный спад разнообразия, который в сглаженном виде продолжался и в венде. Таким образом позднепротерозойский упадок строматолитов произошел значительно раньше, чем это принято считать, и не может быть связан с реакцией сообществ микроорганизмов на появление метазоа. Этот упадок хронологически совпадал с рядом крупных абиотических и биотических событий и явился одним из выражений важной перестройки протерозойских экосистем около 850 млн. лет назад.

ВВЕДЕНИЕ

Изменение обилия и разнообразия строматолитов в ходе геологической истории давно обращало на себя внимание геологов. В.П. Маслов (1959) первым подметил этот феномен и считал протерозой, кембрий и ордовик временем максимального развития строматолитов, А. Фишер (Fischer, 1956) и П. Гарретт (Garrett, 1970) писали о резком сокращении их количества после раннего ордовика, а И.К. Королюк и А.Д. Сидоров (1965, 1971) выделили этап расцвета и максимального систематического разнообразия древних строматолитов в возрастных рамках рифей - ранний кембрий. Б.М. Келлер и М.А. Семихатов (1968) отнесли этот этап к рифею и венду, отметив обеднение состава строматолитовых ассоциаций в венде и особенно в кембрии, а после работы С. Аврамика (Avramik, 1971) вывод о вендском упадке строматолитов стал трионизмом. С этим упадком иногда связывалось не только сокращение обилия и разнообразия строматолитов, но и увеличение роли пластовых и желваковых форм за счет столбчатых и смена преобладающего типа микроструктур (Семихатов, 1974).

С. Аврамик (Avramik, 1971) предпринял первую попытку количественной оценки изменения систематического разнообразия строматолитов в протерозое и кембрии. Рассмотрев возрастную

приуроченность 70 формальных видов столбчатых построек, он показал, что их разнообразие росло от дорифейского времени к позднему рифею, а затем резко сокращалось в венде и раннем кембрии. Позднее М. Уолтер и Дж. Хейз (Walter, Neys, 1985) подошли к этой оценке на более широком материале. Используя данные о распространении 485 видов столбчатых, пластовых и желваковых построек, они предложили широко известную теперь модель динамики не только разнообразия, но и обилия строматолитов протерозоя. Согласно их данным, это обилие было максимальным в позднем рифее, а разнообразие достигло наибольших значений в среднем рифее, не менялось в позднем рифее и резко сократилось в венде и кембрии.

Корректность выводов о динамике разнообразия любой группы органических остатков определяется тремя факторами: представительностью проанализированной выборки, надежностью и разрешающей способностью стратиграфической основы и состоянием классификации группы.

Выборка, использованная М. Уолтером и Дж. Хейзом, может считаться вполне представительной. В нее включены данные по Австралии, Африке, Северной Америке, главная доля данных по Северной Евразии и часть данных по Китаю. Стратиграфическая же основа их модели страдает двумя недостатками. Во-первых, в рифейской час-

ти шкалы выделено лишь три возрастных интервала (ранний, средний и поздний рифей), что позволило проводить анализ с шагом лишь в эру, а это, как мы увидим ниже, повлияло на выводы о времени позднепротерозойского кризиса строматолитов. Во-вторых, граница среднего и верхнего рифея в строматолитосодержащих толщах Сибири, в соответствии с господствовавшими в 60 - 70-е годы взглядами, проведена заведомо выше, чем следует, и потому один из богатейших, так называемый лахандинский строматолитовый комплекс Сибири рассматривался в составе среднего, а не верхнего рифея. В результате количественные соотношения средне- и верхнерифейской выборки оказались значимо искажены. Классификационная основа, использованная в построениях М. Уолтера и Дж. Хейза, неоднородна. Естественное стремление к наиболее широкому охвату материала привело к тому, что в подсчеты попали не только валидные, более или менее адекватные по объему виды, но также нераспознанные синонимы и таксоны, выделенные специалистами разных школ и потому различные как по набору стоящих за ними признаков, так и по объему. Следовательно, в статистику был внесен трудно поддающийся оценке шум.

Для минимизации отмеченных погрешностей мы выбрали для анализа динамики разнообразия рифейских и вендских (позднепротерозойских) строматолитов строматолиты Северной Евразии. Такой выбор определялся следующим. По общему, широте распространения и степени изученности строматолиты именно этих отложений стоят на первом месте среди всех одновозрастных выборок, причем примерно одинаковой изученностью здесь обладают постройки разных типов и всех горизонтов разреза. Палеотектонические и палеогеографические условия накопления этих отложений достаточно разнородны, что существенно нивелирует, если не устраняет целиком влияние регионального фактора, а состояние стратиграфической базы названных отложений позволяет проследить в них не только венд и три эратема рифея, но и подчиненные последним единицы. Существенно также, что классификация рифейско-вендских строматолитов Северной Евразии проводится большинством изучающих их специалистов достаточно единообразно. Ведущим или единственным критерием установления формальных видов (форм) служат особенности микроструктуры, а при выделении формальных родов (групп) внимание концентрируется на комбинации морфологических признаков построек, иногда дополняемой общими чертами микроструктуры (подробнее см. Крылов, 1975; Раабен, 1986; Семихатов, Комар, 1989). Говоря о классификационной основе проведенного анализа, следует отметить и то, что авторы данной статьи хорошо знакомы с типовым материалом почти всех строматолитовых таксонов, установленных в докембрии

Северной Евразии. Это дало нам возможность выявить некоторые синонимы, посчитать отдельные таксоны невалидными и уточнить положение нескольких родов в системе надродовых категорий. Все это позволило провести анализ динамики разнообразия строматолитов рифея и венда на весьма представительной выборке не только видового, но и более высоких таксономических уровней, и с большим возрастным разрешением, чем делалось ранее.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Проанализированная выборка включает 248 формальных видов и 70 формальных родов строматолитов, описанных в литературе из рифея, венда и нижнего кембрия Северной Евразии и признанных нами валидными. Кроме того, на видовом уровне она пополнилась еще 14 единицами за счет тех строматолитов, которые либо названы лишь в коллекциях, либо в публикациях определены только до рода, но при этом обладают специфичной микроструктурой. Виды, определенные в открытой номенклатуре, в расчет не принимались. Более двух третей рассмотренных видов в своем латеральном распространении ограничена сибирскими строматолитовыми провинциями. Данные о вертикальном распространении таксонов почерпнуты из серии обобщающих работ и монографий (библиографию см. Дольник, 1982; Семихатов, 1985; Семихатов, Комар, 1989), дополнены материалами частных статей и в необходимых случаях скорректированы в соответствии с современными стратиграфическими схемами. Кроме того, рассмотрены данные по нижнепротерозойским (дорифейским) строматолитам Северной Евразии. Выборка насчитывает 43 вида и 23 рода (Макарихин, Кононова, 1983; Медведев, 1991; прочие ссылки см. Семихатов, Комар, 1989). Ее нельзя считать представительной для общего анализа динамики разнообразия строматолитов: на всей территории Северной Евразии нижнепротерозойские строматолиты распространены спорадически как по разрезам, так и по площади, а за пределами ятулия Карелии изучены еще недостаточно.

Стратиграфической канвой проведенного анализа явился детализированный вариант шкалы общего расчленения докембрия, принятой в 1990 г. для территории Северной Евразии в рамках бывшего СССР (Семихатов и др., 1991). Эта шкала, как известно, предусматривает двучленное расчленение протерозоя и выделение в верхнем протерозое (от 1650 ± 50 млн. лет до основания кембрия) трех эратем рифея и вышележащей вендской системы. Изотопный возраст нижних границ нижнего, среднего и верхнего рифея и венда принимается равным 1650 ± 50 , 1350 ± 20 , 1000 ± 50 и 650 ± 20 млн. лет соответственно (Семихатов и др., 1991). Для целей настоящего ана-

лиза эта шкала была детализирована и в пределах каждой из эратем рифея выделено по два подчиненных подразделения. Дискуссионный вопрос о положении границы среднего и верхнего рифея в Сибири (обзор и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Комар, 1990) решен следующим образом. На основании вертикального распространения показательных таксонов микрофоссилий и некоторых строматолитов и изотопных датировок (правда, несовершенных по своей методической основе) она проведена в основании лахандинской серии учуро-майского гипостратотипа рифея и ее аналогов (Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов, 1985). В Южной Сибири, где рифейские отложения лишены изотопных датировок и заключают эндемичные наборы строматолитов, эта граница, исходя из последних данных по микрофоссилиям (Станевич и др., 1990), помещена в основание дальнотайгинской серии, хотя в литературе активно высказываются и иные взгляды (Дольник, 1982; Хоментовский и др., 1985; и др.).

Использованные нами подразделения, подчиненные эратемам рифея, уже выделялись в литературе. В Сибири в нижнем рифее они отвечают чумнахскому и томулахскому горизонтам Анабарского массива (Шпунт и др., 1982), а в среднем и верхнем рифее – айчанской, керпыльской, лахандинской и уйской сериями учуро-майского гипостратотипа рифея. Четыре названные серии обычно рассматриваются как типы, либо как характерные представители стратиграфических подразделений, единых для всей или для значительной части территории Сибирской платформы и ее обрамления (Хоментовский, 1976; Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985). В Южной Сибири с уйской и лахандинской сериями в данной статье сопоставлены соответственно жуинская и дальнотайгинская серии и их аналоги (см. Станевич и др., 1990). В очень бедных строматолитами до-дальнотайгинских отложениях этого региона подразделения, подчиненные эратемам рифея, нами не выделялись. Прямых данных об изотопном возрасте границы между чумнахским и томулахским горизонтами нет, но имеющиеся K-Ar и Rb-Sr датировки минералов группы глауконита из нижнечумнахских и посттомулахских отложений позволяют думать, что этот возраст близок к 1400 - 1450 млн. лет. Что же касается границ между названными подразделениями в средне- и верхнерифейской частях разреза, то они обычно датируются примерно 1200, 1000 и 850 млн. лет (Хоментовский, 1976; Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1985).

В уральском стратотипе рифея аналоги рассмотренных сибирских подразделений, подчиненных рифейским эратемам, устанавливаются с разной степенью уверенности. Два подразделения сибирского верхнего рифея по комплексу палеонтологических и изотопно-геохронологических данных на Урале хорошо коррелируются соответ-

ственно с миньярско-укской и доминьярской частями каратавской серии – с верхним и нижним каратавием. Граница, отделяющая керпыльскую серию гипостратотипа от подстилающей айчанской серии, по особенностям распределения строматолитов и единичным изотопным датировкам намечается в средней части авзянской свиты юрматинской серии Урала, а граница чумнахского и томулахского горизонтов в уральском разрезе по некоторым особенностям размещения строматолитов в первом приближении может быть скоррелирована с границей между саткинской и бакальской свитами бурзянской серии. В настоящее время нет полной уверенности в том, что проведенные таким образом границы чумнахско-томулахских и айчанско-керпыльских отложений являются изохронными, с одной стороны, в Сибири, а с другой – на Ураде. Однако масштабы возможных возрастных скольжений этих границ при переходе от сибирских разрезов к уральским представляются небольшими в сравнении с объемами разграниченных ими подразделений.

Разрешающая способность принятой стратиграфической основы позволила нам подметить некоторые особенности динамики разнообразия строматолитов, ускользавшие от внимания наших предшественников, и сблизить стратиграфические объемы сравниваемых выборок в рифейской и в вендской частях разреза.

Результаты проведенного анализа отражены на рис. 1. На нем в виде гистограмм показано абсолютное количество формальных видов и родов строматолитов, присутствующих в разрезах Северной Евразии в избранных возрастных интервалах, в виде круговых диаграмм отражена структура каждой возрастной выборки – выраженная в процентах доля присутствующих в них таксонов обычно выделяемых надродовых категорий (Раабен, 1986), и помещены кривые изменения количества видов и родов, появившихся и исчезнувших в течение каждого возрастного интервала. При построении этих кривых учтены данные о появлении и исчезновении таксона не только в Северной Евразии, но и за ее пределами. В связи с тем, что были учтены данные по другим материкам, и из-за случаев дискретного распределения таксонов в евразийских разрезах разность между количествами таксонов, отраженными на двух соседних столбиках гистограмм, не всегда отвечает разности между количеством появившихся и исчезнувших таксонов за соответствующий отрезок времени.

Рассмотрение рис. 1 показывает, что изменения разнообразия строматолитов Северной Евразии в позднем протерозое по направленности были одинаковыми на видовом и родовом уровнях, но более контрастны на видовом. Общее количество их видов в целом плавно увеличивалось от начала раннего рифея к концу среднего, а затем резко возрастало в начале позднего рифея (каратавия). В результате общее число видов в раннем карата-

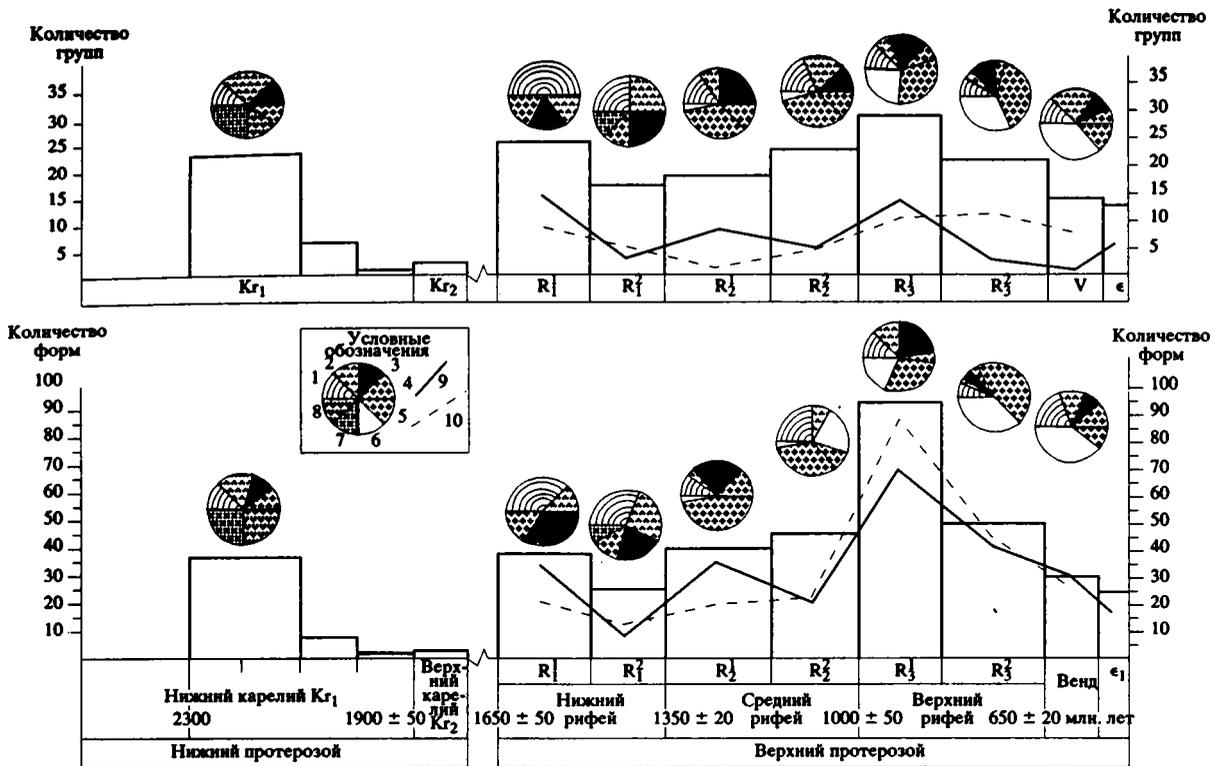


Рис. 1. Динамика систематического разнообразия рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии на уровне форм (формальных видов) и групп (формальных родов).

1 - 8 - выраженная в процентах доля видов и родов строматолитов, принадлежащих надродовым категориям: 1 - пластовым постройкам, 2 - желваковым постройкам, 3 - конофитонидам, 4 - куссиелидам, 5 - тунгусидам, 6 - гимносоленодам, 7 - министрматитам, 8 - интрикотоидам; 9 - количество появившихся таксонов; 10 - количество исчезающих таксонов.

На гистограммах показано количество таксонов, присутствующих в избранных возрастных интервалах в разрезах Северной Евразии.

ви, около 1000 - 850 млн. лет назад, по сравнению с концом среднего рифея удвоилось (соответственно 93 и 45 видов).

В середине каратавия, около 850 млн. лет назад, произошла смена общей тенденции изменения систематического разнообразия строматолитов. В это время фиксируется первое в их протерозойской истории резкое увеличение масштабов исчезновения видов. Из раннего каратавия не перешло в поздний 88 видов - это исчезновение по величине превосходило все ранее существовавшие в рифейской истории Северной Евразии вместе взятые и сопровождалось заметным уменьшением количества видов, появившихся в позднем каратавии. В результате последний в Северной Евразии выступал как время значительного сокращения видового разнообразия строматолитов, а ранний каратавий - как время их максимального разнообразия. Существенно, что контрасты в разнообразии рассматриваемых строматолитов в среднем рифее, раннем и позднем каратавии сохраняются и в том случае, если использовать корреляции сибирских и уральских разрезов (Дольник, 1982; Хоментовский и др., 1985), альтернативные

принятой. В пострифейское время общее разнообразие строматолитов в Северной Евразии продолжало сокращаться и в венде приблизилось к минимальным для позднего протерозоя значениям. Изменения родового состава рассмотренных строматолитов, как уже говорилось, по направленности полностью повторяли изменения видового, но уступали им по амплитудам. Более пристальный взгляд на рис. 1 позволяет подметить, что в первой половине каждой эры рифея количество появившихся таксонов было заметно выше, чем во второй. Наиболее ярко это выражено на видовом уровне и особенно в позднем рифее.

Рассмотренные изменения разнообразия строматолитовых сообществ сопровождалось преобразованиями их структуры и прежде всего перераспределением относительных ролей трех главных типов построек - пластовых, желваковых и столбчатых (рис. 2). Процент видов и родов последних устойчиво увеличивался в течение рифея, в результате чего именно они стали доминировать в сообществах уже с начала среднего рифея, а роль желваковых и пластовых построек, довольно высокая в раннем рифее, в позднем ка-

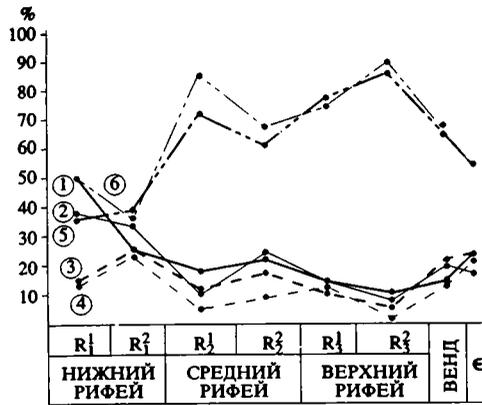


Рис. 2. Изменение относительного количества родов и видов пластовых, желваковых и столбчатых строматолитов в рифее и венде Северной Евразии.
1, 2 – родов (1) и видов (2) пластовых построек;
3, 4 – родов (3) и видов (4) желваковых построек;
5, 6 – родов (5) и видов (6) столбчатых построек.

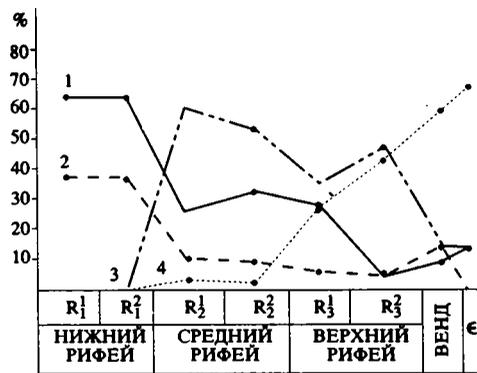


Рис. 3. Изменение относительного количества видов различных надродовых категорий столбчатых строматолитов в рифее и венде Северной Евразии.
1 – конофитониды, 2 – куссиелиды, 3 – тунгусиды, 4 – гимносолениды.

ратавии снизилась до 5 - 10%. Таким образом, можно говорить о рифейской экспансии столбчатых форм. Однако при переходе от рифея к венду и к кембрию роль столбчатых построек сократилась, а роль пластовых и желваковых строматолитов вновь стала расти, что применительно к пластовым уже отмечалось на более широком материале (Семихатов, 1974; Walter, Heys, 1985). Иначе говоря, столбчатые строматолиты оказались наиболее чувствительными индикаторами экосистемных перестроек в рифее и венде.

Вместе с изменениями доли столбчатых строматолитов в сообществах происходило перераспределение ролей подчиненных им надгрупповых категорий (рис. 1, круговые диаграммы; рис. 3). В раннем рифее среди них господствовали куссиелиды и конофитониды, в среднем рифее – тунгусиды при заметной роли конофитонид, в раннем каратавии среди доминант примерно равные доли принадлежали конофитонидам, тунгусидам и гимносоленидам, в позднем каратавии в числе лидеров остались только две последние надгруппы, а в венде и кембрии единоличным лидером стали относимые к гимносоленидам боксонии и близкие к ним группы. Особо отметим, что в Северной Евразии отношение количества видов таких специфических родов как *Conophyton* и *Jacutophyton* к общему количеству видов строматолитов в течение рифея и венда также менялось. В начале раннего рифея оно составляло лишь 8% от общего количества видов, в среднем рифее и в раннем каратавии оно заметно поднялось и колебалось в узких пределах (20 - 17%), а в конце позднего рифея и в венде упало до 4 - 6%. В кембрии конофитонов и якутофитонов в Северной Евразии нет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученная нами картина изменения разнообразия позднепротерозойских строматолитов отличается от опубликованной М. Уолтером и Дж. Хейзом (Walter, Heys, 1985) двумя главными чертами. Во-первых, на нашей кривой отсутствует средне-позднерифейское плато, которому иногда придавали весьма существенное значение (Awtamik, 1991; Golubic, 1991); вместо него четко выступает пик разнообразия, приходящийся на начало позднего рифея. Во-вторых, начало радикального обеднения систематического состава строматолитов в нашем случае произошло при переходе от первой половины позднего рифея ко второй (около 850 млн. лет назад), а не при переходе от позднего рифея к венду. Это обеднение М. Уолтер и Дж. Хейз (Walter, Heys, 1985) датировали в 700 - 800 млн. лет, а М. Уолтер в более поздней публикации в 700 млн. лет (Walter, 1989), хотя более строгая оценка изотопного возраста границы верхнего рифея и венда составляет 650 ± 20 млн. лет (Семихатов и др., 1991). Примечательно, что существенное падение разнообразия строматолитов в середине позднего рифея (при переходе к синию) фиксируется и в Китае, что уже отмечалось в литературе (Zhu Shixing, 1982) и подтверждено нами на основании статистической обработки весьма представительной выборки.

Переходя к поиску возможных причин рассмотренных изменений разнообразия строматолитов в рифее и венде подчеркнем следующее.

1. Эти изменения не могут быть артефактом, связанным с неравномерной изученностью материала или неадекватным пониманием объемов видов из различных горизонтов разреза (см. выше).

2. Таксоны строматолитов, выделенные по особенностям микроструктур, а отчасти и по сочетаниям морфологических признаков, в опосредованном виде отражают фенотипические, а возможно и генотипические особенности микроорганизмов-строматолитообразователей (Semikhatov *et al.*, 1979; Awramik, 1991; Golubic, 1991). Этот вывод следует из известных данных о том, что: а) между систематическим составом строматолитообразующих матов, с одной стороны, и микроструктурой, а отчасти и некоторыми морфологическими признаками строматолитов, с другой, существует определенная связь; б) структура и функции сообществ-строматолитообразователей определяются очень немногими видами или одним видом микроорганизмов; в) каждый такой вид имеет свои, генетические определенные обстановки обитания (Серебряков, 1975; Semikhatov *et al.*, 1979; Awramik, 1991; Golubic, 1991). Следовательно, за особенностями распределения низших таксонов строматолитов в какой-то мере стоят особенности распространения систематически различных микробиот.

3. В каждом интервале времени разнообразие видов строматолитов, установленных по особенностям их микроструктур, не совпадало с реально существовавшим разнообразием строматолитообразующих сообществ микроорганизмов. Это связано прежде всего с диагенетическими и эпигенетическими процессами, которые видоизменяли первичную микроструктуру, то стирая ее особенности, которые могли бы послужить основой выделения видов, то, напротив, порождая виды, отвечающие лишь формам ее сохранности. Вместе с тем, одной микроструктурой могут обладать постройки, отнесенные к различным родам из-за морфологических различий, вызванных внешними воздействиями. Сказанное, однако, не может сколько-нибудь заметно повлиять на выводы о динамике систематического разнообразия строматолитов, поскольку эти выводы опираются на анализ не абсолютных, а относительных величин.

При поисках возможных причин изменений разнообразия строматолитов внимание обычно концентрировалось на объяснении упадка этого разнообразия. Его связывали либо с реакцией строматолитообразователей на появление высших водорослей и других организмов, выигравших борьбу за экологические ниши (Monty, 1973; Fischer, 1965; Pratt, 1982), либо с оттеснением строматолитообразователей в ограниченные по площади неблагоприятные обстановки появившимися пожирателями матов и зарывавшимися в ил животными (Garrett, 1970; Awramik, 1971; 1991; Gebelein, 1976; Walter, Heys, 1985; Walter, 1989), либо с изменениями геохимических особенностей среды и, соответственно, режима карбонатакопления (Fischer, 1965; Monty, 1973; Grotzinger, 1990; Sokolov, Fedonkin, 1986; Sochava, Podkovyrov, 1992), либо, наконец, с нарушениями сложив-

шихся цианобактериальных экосистем в ходе ранневендской гляциоэвстатической регрессии и невозможностью их восстановления в ходе постгляциальной трансгрессии из-за проникновения в благоприятные экологические ниши быстро развивавшихся метазоа (Федонкин и др., 1987; Семихатов, Комар, 1989; Sokolov, Fedonkin, 1986).

Наиболее популярным оказалось второе из этих объяснений, возникшее в значительной мере под впечатлением того, что главная масса современных строматолитов приурочена к обстановкам, крайне неблагоприятным для животных. Однако отсутствие бесспорных биотурбаций и отпечатков метазоа в довендских отложениях и широкое появление их в венде (Федонкин, 1987) позволяет привлекать это объяснение лишь к вендскому обеднению строматолитовых комплексов, если только не прибегать (Walter, Heys, 1985) к спорному допущению о длительной довендской предистории метазоа, не оставившей после себя осязаемых следов. Неудобный для сторонников рассматриваемого объяснения разрыв во времени между упадком строматолитов и реальным появлением метазоа в геологической летописи уже обращал на себя внимание (Grotzinger, 1990). Наши данные показывают, что по крайней мере в Северной Евразии такой разрыв составлял 200 - 250 млн. лет. Это заставляет связывать упадок разнообразия строматолитов в середине позднего рифея не с появлением метазоа, а с иными причинами.

При поисках этих причин на материалах Северной Евразии привлекает внимание тот факт, что именно в середине позднего рифея, около 850 млн. лет назад, здесь произошла обширная регрессия (Келлер и др., 1974; Хоментовский, 1976; Семихатов, Серебряков, 1983), которая вызвала осушение значительных территорий, активизацию рельефа, резкое сокращение областей карбонатакопления и, следовательно, обилия строматолитов. Последние во второй половине каратавия в Северной Евразии в оптимальном количестве сохранились только в Байкало-Патомском нагорье, Урало-Тиманской зоне и на Шпицбергене.

При поисках упомянутых причин в более широком масштабе первостепенное значение имеют следующие четыре обстоятельства. Во-первых, позднекаратавский упадок строматолитов во времени совпал с началом африканской гляциоэры (Чумаков, 1978; 1987; Chumakov, 1985), начальные этапы которой оставили после себя широко развитые ледниковые комплексы с возрастом от 850 до 740 млн. лет и, несомненно, ознаменовались значительным понижением содержания углекислого газа в атмосфере и падением насыщенности морских вод карбонатами. Во-вторых, в ряде регионов установлено, что карбонатные породы верхнего каратавия (второй половины верхнего рифея) отличаются от более древних и более мо-

лодых карбонатов как некоторыми литолого-минералогическими особенностями, так и специфической изотопного состава карбонатного углерода и, видимо, отражают особый этап в общей эволюции докембрийской биосферы (Fairchild *et al.*, 1990; Grotzinger, 1990; Knoll, Swett, 1990). Правда, иногда этот этап относят ко всему позднему рифею (Сочава, 1992; Sochava, Podkovygov, 1992), но за этим стоит, судя по всему, лишь недостаточная разрешающая способность использованной стратиграфической основы. В-третьих, новые данные с величинах первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рифейских карбонатных породах, опубликованные в последнее время (Покровский, Виноградов, 1991; Derry *et al.*, 1989) и полученные И.М. Гороховым по нашим образцам, позволяют говорить о необходимости пересмотра сложившихся представлений о ходе изменения изотопного состава стронция в докембрийской морской воде (Veizer *et al.*, 1983; Veizer, 1989). Эта данные показывают, что в течение раннего рифея - раннего каратавия отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде было гораздо более низким, чем это принимается в текущей литературе, и начало интенсивно расти лишь в позднем каратавии, около 800 - 850 млн. лет назад. Следовательно, в середине позднего рифея (каратавия) произошло изменение относительных ролей двух важнейших поставщиков вещества в Мировой океан - континентальной и океанической коры, и в общем балансе этого вещества заметно возросла роль материала, поступающего с речным стоком с континентальных массивов. В-четвертых, статистическая обработка мировых данных о составе протерозойских микробит, проведенная Дж. Шопфом по состоянию на середину 1988 г., показала, что примерно 800 млн. лет назад начался сильный спад кривой систематического разнообразия микрофоссилий (Schopf, 1991, рис. 8). Эта кривая, отражающая изменение видового разнообразия микрофоссилий во времени, построена на основании экстраполяции между стратиграфически самым древним и самым молодым местонахождением вида и наиболее показательна для наших целей. Частным отражением ярко выступающего на ней позднекаратавского спада разнообразия микрофоссилий, видимо, было сокращение богатства органостенных форм снизу вверх по верхнерифейским толщам Урала и Восточной Сибири (Стратотип..., 1982; Вейс, 1988).

Таким образом, упадок систематического разнообразия позднерифейских строматолитов Северной Евразии хронологически и, вероятно, причинно-следственно связан с комплексом взаимозависимых и независимых биотических и абиотических событий. В свете данных о масштабах воздействия крупных материковых оледенений на внешние оболочки Земли (Чумаков, 1987; Chumakov, 1985) можно думать, что среди этих событий именно оледенение играло весьма существенную, если не главную роль. Но так или иначе, фактом

остаётся то, что в середине позднего рифея, около 800 - 850 млн. лет назад, произошла радикальная перестройка рифейских экосистем. Приуроченные к этому времени существенные изменения систематического разнообразия строматолитов Северной Евразии были одним из выражений такой перестройки.

Прошедшее в венде дальнейшее сокращение разнообразия строматолитов Северной Евразии предварялось широчайшим лапландским оледенением, но проходило в условиях мощной постгляциальной трансгрессии, с которой связаны экстенсивно развитые отложения, в том числе карбонатные. Эти карбонаты, распространённые на гигантских пространствах Сибири и на Северо-Востоке Азии, по условиям своего накопления в обширных мелководных, частично эвапоритовых бассейнах с малым поступлением силикокластики, казалось бы, были весьма благоприятны для строматолитов, но тем не менее бедны ими как по количеству, так и по разнообразию. Наиболее вероятное объяснение такого парадокса - вступление в игру бесскелетных животных, появившихся в вендских бентосных экосистемах. Эти животные, разрушая и поедая маты строматолитообразователей, препятствовали тому, чтобы бентосные сообщества микроорганизмов, испытывавшие резкий стресс в ходе лапландской гляциоэвстатической регрессии, вновь завоевали бы господство на всей сублиторали (Федонкин и др., 1987; Семихатов, Комар, 1989; Sokolov, Fedonkin, 1986). Возможно, свою лепту в вендский упадок строматолитов внесли и другие факторы - продолжавшееся в это время уменьшение разнообразия микроорганизмов (Schopf, 1991) и дальнейшее падение содержания карбонатов в морской воде (Grotzinger, 1990).

При объяснении левой, восходящей части гистограммы систематического разнообразия верхнепротерозойских строматолитов Северной Евразии, обращает на себя внимание, что три главные ступени этой части гистограммы - раннерифейская, среднерифейская и раннекаратавская - отвечают во времени трем стадиям развития рифейской трансгрессии, достигшей максимума в раннем каратавии, в лахандинское время (Келлер, Семихатов, 1968; Семихатов, Серебряков, 1983). Однако увеличение площади палеобассейнов в пределах рассматриваемой территории не могло быть единственной и тем более главной причиной увеличения количества строматолитовых таксонов. Об этом говорят несовпадение масштабов расширения разнообразия строматолитов и упомянутой трансгрессии, с одной стороны, и рост разнообразия за счет только столбчатых построек, с другой. Среди абиотических факторов, влиявших на рост строматолитового разнообразия, может фигурировать и направленное изменение химизма морской воды (прежде всего ее насыщенности карбонатами), достигшее в начале

позднего рифея каких-то значений, оптимальных для формирования разнообразных строматолитообразующих матов (Grotzinger, 1990; Sochava, Podkovugov, 1992). Однако не менее привлекательным кажется и иное объяснение роста разнообразия рифейских строматолитов – соотношение его с событиями биотическими. Представляется весьма симптоматичным, что в течение раннего - начала позднего рифея, по данным Дж. Шопфа (Schopf, 1991), происходило быстрое увеличение глобального систематического разнообразия микрофоссилий и пик этого разнообразия фиксировался около 950 - 800 млн. лет назад. Иначе говоря, приходящийся на начало позднего рифея максимум разнообразия строматолитов Северной Евразии, наиболее четко фиксируемый на видовом, т.е. на микроструктурном уровне, хронологически близко совпадает с пиком разнообразия протерозойских микрофоссилий. Здесь уместно вспомнить, что в среднем рифее и в основании верхнего рифея появляются два новых типа явно биогенных строматолитовых микроструктур, отсутствующих в более древних отложениях (Семихатов, Комар, 1989; Komar, 1989). Весьма вероятно, что отношение к рассматриваемому феномену – резкому увеличению разнообразия строматолитов в раннем карата-вии – имело и появление в бентосных строматолитообразующих сообществах эвкариот (Awramik, 1991) и новых размерных классов среди ранее существовавших микроорганизмов. Их появление могло расширить адаптивные способности матов при поступлении в бассейны широкого гранулометрического спектра карбонатных частиц.

Находит свое объяснение и наблюдаемое на наших гистограммах некоторое сокращение разнообразия строматолитов во втором подразделении раннего рифея по сравнению с первым его подразделением. На Урале оно связано с тем, что нижнему из упомянутых подразделений принадлежит относительно богатая ассоциация тиссагетовых построек (Стратотип..., 1982), отсутствующая в верхнем. В сибирских же разрезах это сокращение отражает переход от обстановок открытого шельфа, характеризовавшихся разнообразием строматолитов, к обстановкам приливно-отливной равнины, на которой преобладали однообразные пластовые и желваковые постройки.

Таким образом, можно считать, что и восходящая часть гистограммы изменения систематического разнообразия строматолитов рифея и венда Северной Евразии отражает взаимодействие биотических и абиотических факторов различного, в том числе и очень широкого радиуса действия.

Что же касается изменений разнообразия раннепротерозойских строматолитов Северной Евразии (рис. 1, левая часть), то они целиком связаны с региональными особенностями распределения, а отчасти и условий формирования карбо-

натных пород, которые в этой части разреза резко подчинены вулканогенно-терригенным толщам. Тем не менее, привлечение более широких данных показывает, что в ряде регионов и за пределами Северной Евразии на конец раннего протерозоя (1800 - 1650 млн. лет назад) приходится сокращение доли карбонатных пород и уменьшение обилия строматолитов. Вероятно, это было связано с тенденцией к общему высокому стоянию континентального блока того времени (Семихатов, 1974).

Сложнее наметить причины, ответственные за перераспределение относительных ролей надрудовых категорий строматолитов в рифее и венде (рис. 2, 3). Возможно, это перераспределение отражало как изменения систематического состава матов микроорганизмов-строматолитообразователей, так и расширение адаптивных способностей сообществ микроорганизмов, в частности, приспособление их к более широкому набору обстановок сублиторали. Если это так, то находит вероятное объяснение рифейская экспансия столбчатых построек за счет пластовых и изменение этого тренда в венде на обратный. Столбчатые постройки, в основной своей массе в позднем докембрии приуроченные к сублиторали (Серебряков, 1975), в венде оказались в пределах биотопа быстро развивавшихся метазоа, тогда как пластовые строматолиты – представители главным образом литорали и супралиторали – развивались за его пределами.

Завершая статью подчеркнем, что динамика систематического разнообразия очень широко распространенных и весьма представительных рифейских и вендских строматолитов Северной Евразии определялась совокупностью и взаимодействием биотических и абиотических факторов, по крайней мере часть из которых обладала глобальным радиусом действия. Общее значение выводов, полученных на североазиатском материале, подкрепляется не только данными о представительности использованной нами выборки. Дело обстоит интереснее. Рассмотренная выше гистограмма изменения систематического состава строматолитов Северной Евразии очень сходна с составленной нами подобной же гистограммой для верхнепротерозойских строматолитов Китая – второй по величине территории массового распространения этих образований, изученных специалистами единой школы. Подробному анализу статистических данных по китайским строматолитам и сравнению этих данных с полученными на территории Северной Евразии и других материков будет посвящена отдельная статья. Здесь же отметим, что изложенные выше данные, видимо, приведут к пересмотру сложившихся взглядов на время позднепротерозойского кризиса строматолитов и к уточнению вызвавших его причин.

ЛИТЕРАТУРА

- Вейс А.Ф. Микрофоссилии в стратиграфии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47 - 64.
- Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраин Саяно-Байкальской горной области (справочное руководство). Иркутск: ВостСибНИИГГиМС. 1982. 184 с.
- Келлер Б.М., Семихатов М.А. Опорные разрезы рифея материков. Итоги науки. Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1968. С. 5 - 108.
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Поздний протерозой (рифей и венд) // Палеогеография СССР. Т. 1. М.: Недра, 1974. С. 80 - 113.
- Комар В.А. Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 3 - 15.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д. Строматолиты и микропроблематика Прибайкалья // Всесоюз. симпозиум по палеонтол. докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965. С. 36 - 38.
- Королюк И.К., Сидоров А.Д. Строматолиты южного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 11. С. 112 - 123.
- Крылов И.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.
- Маслов В.П. Строматолиты и фации // Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 5. С. 1085 - 1088.
- Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука. 1983. 180 с.
- Медведев П.В. Палеонтологические объекты лудиковия, калевия, вепсия и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Л., Горный ин-т., 1991. 22 с.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского массива (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245 - 1250.
- Раабен М.Е. Актуальные вопросы систематики строматолитов // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Сборник научных трудов. Киев: Наук. думка, 1986. С. 137 - 143.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ '84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3 - 21.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Комар В.А. Строматолиты докембрия: биологическая интерпретация, классификация и стратиграфическое значение // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 13 - 31.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3 - 13.
- Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Сочава А.В. Квазистационарная модель геохимического цикла и эволюция биосферы на рубеже докембрия и фанерозоя // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. Станевич А.М., Дольник Т.А., Файзулина З.Х. Главные рубежи изменения различных групп органических остатков в докембрии юга Восточной Сибири и их возрастное значение // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Тез. докл. Уфа: Башк. НЦ АН СССР. 1990. С. 79 - 81.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа. М.: Наука, 1987. 174 с.
- Федонкин М.А., Чумаков Н.М., Янкаускас Т.В. Проблема глобальных биотических и абиотических событий в позднем докембрии // 3-й Всесоюз. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Петрозаводск: Карел. филиал АН СССР. 1987. С. 99 - 101.
- Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якин М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофиз. 1985. № 7. С. 25 - 33.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблема докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с.
- Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44 - 69.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий Севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.
- Awramik S.M. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of Metazoa appearance // Science. 1971. V. 174. N. 4011. P. 825 - 826.
- Awramik S.M. Archean and Proterozoic stromatolites. Calcareous algae and stromatolites. Springer-Verlag. 1991. P. 289 - 304.
- Chumakov N.M. Glacial events of the past and their geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. V. 51. N. 1. P. 319 - 346.
- Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B. et al. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. N 9. P. 2331 - 2339.
- Fairchild I.J., Marshall J.D., Bertrand-Sarfati J. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 46 - 79.
- Fischer A.G. Fossils, early life, and atmospheric history // Proc. Nat. Acad. Sci. 1965. V. 53. P. 1205 - 1215.
- Garrett P. Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecological restriction by grazing and burrowing animals // Science. 1970. V. 169. N. 3941. P. 171 - 173.
- Gebelein C.D. The effect of the physical, chemical and biological evolution of the Earth // Stromatolites. Amsterdam: Elsevier. 1976. P. 499 - 515.
- Golubic S. Modern stromatolites: a review // Calcareous algae and stromatolites. Springer-Verlag. 1991. P. 541 - 561.
- Grotzinger J.P. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline // Amer. J. Sci. 1990. V. 290-A. P. 80 - 103.

- Knoll A.H., Swett K.* Carbonate deposition during the Late Proterozoic era: an example from Spitsbergen // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290-A. P. 104 - 132.
- Komar V.A.* Classification of the microstructures of the Upper Precambrian stromatolites // *Him. Geol.* V. 13. N. 1. P. 229 - 238.
- Monty C.L.V.* Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview // *Ann. Soc. Geol. Belgique.* 1973. T. 96. Fasc. III. P. 585 - 624.
- Pratt B.R.* Stromatolite decline – a reconsideration // *Geology.* 1982. V. 10. N. 3. P. 512 - 515.
- Schopf J.W.* Collapse of the Late Proterozoic ecosystem // *S. Afr. J. Geol.* 1991. V. 94. N. 1. P. 33 - 43.
- Semikhatov M.A., Gebelein C.D., Cloud P.E. et al.* Stromatolite morphogenesis: progress and problems // *Canad. J. Earth Sci.* 1979. V. 16. N. 5. P. 992-1015.
- Sochava A.V., Podkovyrov V.N.* Growth and decline of abundance and diversity of stromatolites and cyclic change of carbonate rocks composition in Late Precambrian // *Phanerozoic global bio-events and event-stratigraphy. Abstr. Göttingen.* 1992. P. 106 - 107.
- Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* Global biological events in the late Precambrian // *Lecture Notes in Earth Sciences.* V. 8. Global bio-events. Springer-Verlag. 1986. P. 105 - 108.
- Veizer J.* Strontium isotopes in seawater through time // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1989. V. 17. P. 141 - 167.
- Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Precambrian carbonates: evidence for a "mantle event" at 900 Ma ago // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1983. V. 43. N. 1. P. 295 - 302.
- Walter M.R.* Major features in record of Proterozoic stromatolites // 28-th Intern. Geol. Congr. Abstr. Washington, 1989. V. 3. P. 318 - 319.
- Walter M.R., Heys G.R.* Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites // *Precamb. Res.* 1985. V. 29. N. 1. P. 149 - 174.
- Zhu Shixing.* An outline of studies on the Precambrian stromatolites in China // *Precamb. Res.* 1982. V. 18. N. 4. P. 367 - 396.

УДК 551.736(470.11)

К СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ПЕРМИ ТАЙМЫРА

© 1993 г. Р. В. Соломина, Э. Н. Преображенская

*Государственное научно-производственное предприятие "Аэрогеология",
117071 Москва, Ленинский пр., д. 35, Россия**Научно-производственное объединение "Севморгео",
190121 Санкт-Петербург, наб. Мойки, д. 120, Россия*

Поступила в редакцию 12.05.92 г.

Впервые дается детальное описание разреза белоснежкинского и цветочнинского горизонтов на руч. Белоснежка (северо-западное побережье Таймырского озера). Первый горизонт охарактеризован богатым комплексом фораминифер, брахиопод, второй – двустворчатыми моллюсками и отпечатками растений. На основании анализа палеонтологических остатков и корреляций с разновозрастными образованиями Верхоянья и Колымо-Омолонского районов белоснежкинский горизонт сопоставляется с нижним подъярусом казанского яруса, цветочнинский – с верхним подъярусом казанского яруса Единой шкалы пермской системы.

Первая стратиграфическая схема пермских отложений Таймыра была разработана Л.А. Чайкой и опубликована в работе И.М. Мигая (1957). Согласно этой схеме, в нижней перми выделены турузовская, быррангская и соколинская свиты, в верхней – байкурская и чернаярская. Верхняя часть туфолавовой свиты относилась к триасу. Стратотипы свит не были указаны, что при картировании приводило к путанице стратиграфической последовательности пород и соответственно установлению стратиграфических уровней комплексов фауны, вследствие чего один и тот же комплекс мог указываться из разных свит. Несмотря на это, предложенная Л.А. Чайкой схема применяется до сих пор. Н.А. Шведов, В.И. Устрицкий, Г.Е. Черняк и др. (1961), изучая из этих отложений палеонтологический материал, выделили палеонтологические горизонты, соответствующие одноименным свитам схемы Л.А. Чайки (табл. 1). Позднее В.И. Устрицкий и Г.Е. Черняк (1963) существенно изменили свои представления о возрасте выделенных горизонтов: турузовский ими был отнесен к верхнему карбону – сакмарскому ярусу, быррангский – к артинскому (кунгурскому), соколинский – к нижней половине пайхойского яруса (P₂). Байкурский горизонт был подразделен на два подгоризонта. Нижний ими сопоставляется с верхней половиной пайхойского яруса, верхний – с казанским ярусом. Чернаярский горизонт коррелируется с татарским ярусом. В сравнительно недавно опубликованной работе В.И. Устрицкий (1983) высказал новый взгляд на возраст выделенных в 1961 г. горизонтов. Верхнетурузовский подгоризонт он сопоставляет с ассельским и сакмарским ярусами, быррангский – с артинским. Нижнюю, большую часть соколинского горизонта – с кунгунским ярусом, верхнюю – с основанием уфимского яруса. Подгори-

зонты байкурского горизонта этот исследователь переводит в ранг горизонтов и дает им собственные названия – белоснежкинский (нижний) и цветочнинский (верхний). Стратотип горизонтов располагается на р. Цветочной (рис. 1). Белоснежкинский горизонт сопоставляется с большей частью уфимского яруса, цветочнинский с верхней частью уфимского яруса и казанским. Чернаярский и вновь выделенный В.И. Устрицким зверинский горизонты отнесены к татарскому ярусу. При этом В.И. Устрицкий проводит корреляцию с пермскими отложениями Колымо-Омолонского района. Так верхи турузовского надгоризонта и быррангский горизонт сопоставляются с мунугуджакским горизонтом, соколинский с джигдалинским, белоснежкинский – с омолонским без верхней части, цветочнинский – с верхами омолонского и гижигинским, чернаярский и зверинский горизонты – с хивачским. Годом позднее В.И. Устрицкий (1984) отмечает, что предложенное им сопоставление горизонтов пермских отложений Таймыра с ярусами Единой шкалы недостаточно надежно. При этом белоснежкинский горизонт он условно относит к уфимскому ярусу, цветочнинский – без особых сомнений – к казанскому ярусу. В.Г. Ганелин (1984) высказывает свою резко отличную точку зрения на возраст рассматриваемых горизонтов (см. табл. 1). Так верхнетурузовский и быррангский горизонты этот исследователь коррелирует с ассельским ярусом, соколинский – с сакмарским и артинским ярусами, белоснежкинский – с самыми верхами артинского, кунгурским и уфимским ярусами, цветочнинский – с верхней частью уфимского яруса, казанским и нижней половиной татарского яруса, чернаярский горизонт и зверинский (низ) – с верхней половиной татарского яруса. Соответственно этим представлениям им проведена корреляция со

Рис. 1. Схема сопоставления разрезов верхнепермских отложений по руч. Белоснежка, реки Нюнь-Каракутари, Цветочная, Масштаб 1 : 5000. 1 – песчаники; 2 – песчаники глинистые; 3 – песчаники горизонтально слоистые; 4 – песчаники менее 1 м по мощности; 5 – аргиллиты; 6 – сантиметровое переслаивание; 7 – алевролиты; 8 – алевролиты песчаные; 9 – алевролиты слоистые; 10 – деллювиальные осыпи; 11 – силлы долеритозы; 12 – задерновано; 13 – конгломерат; 14 – кристаллы пирита; 15 – брахиоподы; 16 – фораминиферы; 17 – двустворчатые моллюски.

Фауна, I – р. Белоснежка (по Э.Н. Преображенской и Р.В. Соломиной, 1987).

Обр. 12 – *Fronidularia aff. planilata* Gerke, *F. mica* Gerke, *Nodosaria incebrata* Gerke; *Myonia (Myonia) ex gr. komiensis* (Masl.), *M. (M.) gibbosa* (Masl.), *Traberculatia quadrata* (Lutk. et Lob.), *Kolymia sp.*; 13 – *Orbiculoidea jangarensis* Ustr., *Terrakea cf. belokhini* Gan., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *Kungaella cf. kolymaensis* (Tolm.), *Brachythyrina sibirica* Tschernjak; 14 – *Neochonetes sp.*, *Strophalosia tolli* (Fred.), *Terrakea cf. belokhini* Gan., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm.; *Kolymia cf. inoceramiformis* Lich.?, *Intomodesma sp.*; 15 – *Rhynchopora lobjaensis* Tolm.; 16 – *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *Cancrinelloides yuregensis* Sol., *Brachythyrina sibirica* Tschernjak, *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. *Bajjugania boguchanica* Sol.; *Glomospira ex gr. gordialis* P. et J.; 17 – *Nodosaria krotovi* Tscherd., *Pseudonodosaria cf. ventrosa* Schleifer; 18 – *Parashioneura aff. sibirica* (Neub.) Radcz.; 19 – *Myonia longa* (Lutk. et Lob.), *M. komiensis* (Masl.), *M. bulkuensis* Ast.-Urb., *Schizodus sp.*; 20 – *Astartella permocarbonica* (Tschern.) *Megadesmus omolonius* (Mur.); *Nodosaria krotovi* Tscherd., *N. incebrata* Gerke, *N. noinskii* Tscherd., *N. pseudoconcinna* K.M.-Maclay, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-Maclay, *Lingulinella aff. familiaris* Tscherd., *Fronidularia bajkurica* Sossip., *F. mica var. religua* Gerke, *F. planilata* Gerke, *F. pseudotriangularis* Gerke, *F. spectata* Sossip.; 21 – *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Polidevcia sp.*, *Myonia sp.*; 22 – *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.); 23 – *Glomospira ex gr. gordialis* P. et J., *Dentalina kalinkoi* Gerke, *Nodosaria sp.*, *Rectoglandulina sp.*; *Myonia longa* (Lutk. et Lob.), *M. alta* (Lutk. et Lob.); *Pseudonodosaria ventrosa* Schleifer, *Fronidularia aff. planilata* Gerke, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-Maclay; 24 – *Hyperammia sp.*, *Fronidularia sp.*, *Rectoglandulina borealis* Gerke; *Sanguinolites bicarinatus* Keys., *Streblochondria englehardti* (Eth. et Dun.); 25 – *Polidevcia cumboides* (Lutk. et Lob.); *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *N. krotovi* Tscherd., *N. ex gr. noinskii* Tscherd., *Lingulinella arctica* Gerke, *Fronidularia mica* Gerke, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-Maclay; 26 – *Myonia longa* (Lutk. et Lob.); *Dentalina kalinkoi* Gerke, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-Maclay, *Fronidularia sp.*, *Nodosaria incebrata* Gerke, *N. krotovi* Tscherd. *Glomospira ex gr. gordialis* P. et J.; 27 – *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria englehardti* (Eth. et Dun.), *Solemia biarmica simmetrica* (Lutk. et Lob.) *Myonia longa* (Lutk. et Lob.); 28 – *Cordaites ex gr. candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *Psygmyphyllum sp.*; *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *Fronidularia spectata* Sossip., *Rectoglandulina sp.*; 29 – *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.) *Myonia (Myonia) gibbosa* (Masl.), *M. (M.) ex gr. komiensis* (Masl.), *M. (M.) alta* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria englehardti* (Eth. et Dun.), *S. ex gr. krasnoufimskiensis* (Fred.), *Sanguinolites sp.*; *Beecheria bajkurica* Tschernjak; 30 – *Modiolopsis sp.*, *Streblopteria sp.*, *S. levis* (Lutk. et Lob.), *Polidevcia sp.* 31 – *Myonia (Pachymyonia) bicarinata* Ast.-Urb., *Myonia (M.) komiensis* (Masl.), *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Sanguinolites lunulatus* (Keys.), *Polidevcia sp.*; 32 – *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *S. rotunda* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria cf. sericea* (Vern.); 33 – *Sanguinolites cf. bicarinatus* Keys., *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.).

Фауна, II – р. Нюнь-Каракутари (по Р.В. Соломиной, 1986).

Обр. 2106/29 – *Koretrophyllites sp.*, *Paracalamites crassus* Goret., *P. angustus* Such., *Cordaites aff. latifolius* (Neub.); 2101/1 – *Strophalosia tolli* (Fred.), *Cancrinelloides yuregensis* Sol., *Brachythyrina sibirica* Tschernjak, *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Bajjugania boguchanica* Sol.; 2101/2 – *Strophalosia tolli* (Fred.), *Cancrinelloides yuregensis* Sol., *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *Brachythyrina tricostata* Sol.; 2101/3 – *Kolymia sp.*, *Allorisma sp.*; 2102/8 – *Cordaites aff. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Glottophyllum sp.*, *Sylvella (?) sp.*; 2102/9 – *Cordaites aff. singularis* (Neub.), *C. ex gr. candalepensis* Zal.; 2102/10 – *C. aff. singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. cf. candalepensis* (Zal.); 2102/11 – *Pecopteris ex gr. anthriscifolia* (Goep.) Zal., *Cordaites aff. latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. aff. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C. ex gr. minax* (Gorel.) S. Meyen, *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Zal., *Samaropsis borisovaensis* Such.; 2102/12 – *Crassinervia kuznetskiana* Neub., *Cordaites aff. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Lepeophyllum sp.*; 2102/12b – *Parashioneura sp.*, *Cordaites ex gr. candalepensis* (Zal.); 2103/13 – *Phyllotea cf. turnaensis* Gorel., *Annularia cf. lanceolata* Radcz., *Pecopteris aff. anthriscifolia* (Goep.) Zal., *Cordaites gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C. chachlovii* (Gorel.), *C. cefaloidea* Mensh.; 2103/14 – *Cordaites clericii* (Zal.), *C. angustifolius* (Neub.) S. Meyen, *Lepeophyllum aff. actaeonelloides* (Gein.) Zal.

Фауна, III – р. Цветочная (по В.И. Устрицкому и Г.П. Соснатровой, 1959).

Обр. 1. *Noeggerathiopsis taimyrica* Schwed.; 2 – *Megousia yakutica* (Lich.), *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Licharewia sp.*; 5 – *Orbiculoidea kolymaensis* Lich., *Cancrinelloides ochotica* (Zaw.), *Stepanoviella curvata* (Tolm.), *Strophalosia bajkurica* Ustr., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm. *Spirifella lita* Fred., *Brachythyrina (?) sibirica* Tschernjak, *Cleiothyridina cf. pectinifera* (Sow.); *Nodosaria gigantea* Sossip., *N. krotovi* Tscherd., *N. cf. solidissima* Gerke, *Pseudonodosaria ventrosa* Schleifer, *Dentalina kalinkoi* Gerke, *Fronidularia inflata* Gerke, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-Maclay; 6 – *Strophalosia bajkurica* Ustr., *Cancrinella ochotica* (Zav.), *Rhynchopora lobjaensis* Tolm.; *Allorisma sp.*, *Solemia sp.*; *Orthovertella sp.* *Nodosaria krotovi* Tscherd., *N. lata* Sossip., *Fronidularia aff. mica* Gerke, *F. cf. pseudotriangularis* Gerke; 7 – *Beecheria bajkurica* Tschernjak; 9 – *Tracia alta* Lutk. et Lob.; 10 – *Pseudamusium levis* Lutk. et Lob.; 11 – *Noeggerathiopsis sp.*

стратонами перми Колымо-Омолонского района и Верхоянья. В последней работе Д.С. Кашика, В.Г. Ганелина и др. (1990) по палеомагнитным данным хивачский и гижигинский горизонты отнесены к татарскому ярусу, верхи омолонского к казанскому, нижележащая часть омолонского горизонта и верхи джигдалинского – к уфимскому ярусу (табл. 1).

Многие годы стратиграфия пермских отложений и брахиоподы Верхоянья изучались Р.В. Соломиной (Решения ..., 1982; Соломина, 1989; Шульгина, Соломина 1990), что позволило создать региональную схему перми Верхоянья. В последние годы ею проводились работы в Колымо-Омолонском районе и на Таймыре. На основе этих работ проведена корреляция рассматриваемых отложений этих районов и с Единой шкалой, что отражено в таблице. Из изложенного видно, что определения возраста рассматриваемых горизонтов, проведенные двумя различными методами – палеомагнитным (Кашик и др., 1990) и палеонтологическим (Решения ..., 1982; Соломина, 1989; Шульгина, Соломина, 1990) не совпадают и требуют дальнейших исследований. Особенно большие расхождения имеются по вопросу возраста белоснежинского и цветочнинского горизонтов.

Для выяснения возраста верхнепермских брахиопод (белоснежинского горизонта) были необходимы дополнительные исследования – детальные описания разрезов и сборы палеонтологических остатков. В связи с этим Р.В. Соломиной в 1986, 1987 г. проводились полевые работы на р. Нюнь – Каракутари и руч. Белоснежка. Разрез по руч. Белоснежка был детально описан с полойными сборами фауны и отборам образцов на микрофауну Э.Н. Преображенской (НИИГА) еще в 1960 г. При полевых работах на руч. Белоснежка в 1987 г. Р.В. Соломиной лишь корректировалось описание разреза Э.Н. Преображенской, что позволило уделять больше времени сборам брахиопод и двустворчатых моллюсков, которые соответственно определены Р.В. Соломиной (КАГЭ № 3) и М.М. Астафьевой (ПИН); фораминиферы определялись Г.П. Сосипатровой, отпечатки растений – Н.А. Шведовым (НИИГА) и М.В. Дуранте (ГИН).

Ниже впервые приводится детальное описание Э.Н. Преображенской белоснежинского и цветочнинского горизонтов на руч. Белоснежка (рис. 1) как наиболее полном разрезе из всех известных нам разрезов. Границы с подстилающими соколиным и покрывающим черноморским горизонтами согласные.

Разрез представлен мощной терригенной толщей, для которой характерно четкое ритмичное строение. В основании ритмов находятся прослои глинистых песчаников или глинистых алевролитов, со следами взмучивания осадка, содержащие наиболее богатую и разнообразную морскую фауну. Для глинистых частей характерна тонкая

линзовидно-волнистая слоистость, для песчаных – косая, линзовидная, прерывистая. На поверхностях напластования уплощенные гальки глинистых пород, часты знаки волновой ряби. По всему разрезу встречаются ходы илоедов. Разрез в ряде мест нарушен внедрениями силлов и даек основного состава. На контактах осадочные породы уплотнены, ороговикованы, иногда обохрены. Описание ведется снизу вверх.

УФИМСКИЙ ЯРУС

Соколинский горизонт (верхи). Точка наблюдения (т. н.) 30 расположена в верховьях руч. Белоснежка, на левом берегу правого развилка, в 6 км от устья ручья (рис. 2).

1. Песчаники серые, светло-серые, мелко- и среднезернистые, с углистыми прослойками – 18 м.

2. Тонкое переслаивание аргиллитов, глинистых алевролитов, глинистых песчаников серых, темно-серых с пиритовыми и карбонатными конкрециями, растительным детритом (7 м). Выше лежащие 33 м – мелко и среднезернистые серые песчаники, аналогичные слою 1, с редкими прослоями глинистых пород, сидеритовыми конкрециями, растительным детритом – 40 м.

3. В основании 5 м задерновано. Выше – 20 м переслаивание аргиллитов, глинистых алевролитов, глинистых песчаников серых, темно-серых с включением пирита. Выше лежащие 62 м сложены в основном песчаниками светло-серыми, розовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, в самых верхах с линзами белых сахаровидных разностей. В песчаниках пиритовые и карбонатные конкреции, крупные линзы известковистых разностей, растительный детрит. В 20 м от кровли – силл долеритов (мощностью 15 м). В верхней части фораминиферы *Fronicularia aff. planilata Gerke*, *Nodosaria incebrata Gerke* и скопления двустворок: *Myonia (Myonia) ex. gr. komiensis (Masl.)*, *(M. (M.) gibbosa (Masl.)*, *Trabeculatia quadrata (Lutk. et Lob.)*, *Kolymia sp. 82 м.*

Общая мощность видимой части соколинского горизонта 140 м.

КАЗАНСКИЙ ЯРУС. НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

Байкурский надгоризонт. Белоснежинский горизонт. Точка наблюдения 31 расположена на правом берегу ручья, в 700 м южнее т. н. 30.

На границе соколинского и белоснежинского горизонтов происходит заметная смена литологического состава.

4. В основании горизонта залегает 30 м пачка плохо отсортированных неравномернозернистых глинистых песчаников серых, темно-серых с бурыми пятнами, с рассеянной галькой кварца, яшм, метапесчаников, метаалевролитов, реже кислых и средних эффузивов. Характерны текстуры

Таблица 1. Корреляционная схема пермских отложений Таймыра, Колымо-Омолонского района, Верхоянье

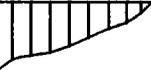
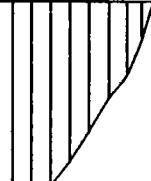
Единая шкала			Шведов Н.А., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. и др. (1961)		Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. (1963)		Устрицкий В.И. (1983)			Устрицкий В.И. (1984)		
Система	Отдел	Ярус	Подотдел	горизонт	горизонт	под- горизонт	над- горизонт	Горизонты Таймыра	Горизонты Колымо- Омолон- ского р.	горизонты		
Триасо- вая				туфолавовая свита	лавовая свита					фадьюку- динский		
Пермская	верхний	тагарский	верхний	слон с пелеци- подами и от- печатками флоры	черноярский			зверинский черноярский		зверинский		
		казанский		черноярский			хивачский		черноярский			
		уфим- ский	нижний	байкурский	байкурский	байкурский	верхний	байкурский	цветочнин- ский	гижигин- ский	цветоч- нинский	
									нижний	белоснеж- кинский	омолонский	белоснеж- кинский
		соколинский										
	нижний	кунгур- ский	верхний	соколинский	соколинский			соколинский	джигда- линский	соколинский		
		артинский		быррангский	быррангский				быррангский		быррангский	
		сакмар- ский	нижний	турузовский	турузовский	турузовский	турузовский	верхнетурузов- ский подгоризонт	мунугу- джагский	верхне- турузовский подгоризонт		
		ассель- ский										
		Каменно- угольная										

Таблица 1. Продолжение

Ганелин В.Г. (1984)			Кашик Д.С., Ганелин В.Г. (1990)	Соломина Р.В.						
				(1990)	(1982)	(1989)				
Таймыр	Колымо-Омолонский р-н	Верхоянье	Омолонский массив	Таймыр	Колымо-Омолонский р-н	Верхоянье				
горизонты		свиты		горизонты						
				зверинский						
зверинский (низы)	гагарьевский		хивачский	черноярский	гагарье-островский					
черноярский	хивачский		гижигинский							
цветочнинский	гижигинский	дулгалахская	верхи омолонского	цветочнинский	хивачский	дулгалахский	верхний	подгоризонты	хальпирский	
					гижигинский				амканджинский	
белоснежинский	омолонский	деленжинская	омолонский	соколинский	омолонский	деленжинский	верхний	подгоризонты	нюнегинский	
	джигдалинский	тумаринская	верхи джигдалинского							нижний
				хабахская						
соколинский	мунугуджакский	эчийская	мунугуджакский	быррангский	мунугуджакский	деленжинский	верхний	подгоризонты	бытантайский	
быррангский		кыгылтаская (верхи)								
верхнетурузовский подгоризонт										верхнетурузовский подгоризонт

взмучивания осадка, присутствие известковистых и фосфатно-сидеритовых конкреций, включений пирита. В нижней части встречаются редкие неопределимые обломки двустворок и растительный детрит, в верхах – остатки брахиопод: *Orbiculoidea jangarensis* Ustr., *Terrakea* cf. *belokhini* Gan., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *Kungaella* cf. *kolymaensis* (Tolm.), *Brachythyrina sibirica* Tschernjak и двустворки – *Kolymia* cf. *inoceramiformis* Lich.,? *Intomodesma* sp. Вышележащие 45 м сложены темно-серыми глинистыми алевролитами с фосфатно-сидеритовыми конкрециями, рассеянным пиритом, скоплениями брахиопод: *Neochonetes* sp., *Strophalosia* cf. *tolli* (Fred.), *Terrakea* cf. *belokhini* Gan., *T.* sp., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Dielasma* sp. и двустворок: *Wilkingia* sp. Вышележащие 16 м представлены черными аргиллитами с редкими прослоями серых алевролитов с растительным детритом и остатками гастропод. Верхние 2 м сложены песчаниками серыми мелкозернистыми с многочисленными обугленными и ожелезненными остатками стволов растений (до 0.1 м в диаметре) – 93 м.

5. В основании темно-серые глинистые песчаники, переходящие в пачку переслаивания черных аргиллитов и серых алевролитов. Последние к верхам разреза встречаются все чаще. Появляются сидеритовые конкреции. В верхней части – мелкозернистый серый песчаник (3 м) с линзами известковистых разностей, заключающих скопления брахиопод *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., члеников криноидей, отпечатки стволов растений – 24 м.

6. Темно-серые глинистые алевролиты и аргиллиты (5 м) с включениями пирита. Вышележащая часть (11 м) представлена тонким переслаиванием аргиллитов и алевролитов. Число прослоев последних вверх по разрезу возрастает и в самых верхах отмечаются алевролиты (4 м) серые, тонкослоистые, с обломками раковин двустворок и гастропод – 18 м.

Точка наблюдения 32 расположена на правом берегу ручья в 1 км южнее т. н. 31.

7. В основании – плохо отсортированный глинистый песчаник (1.5 м) с многочисленными брахиоподами: *Cancrinelloides yuregensis* Sol., *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *Brachythyrina sibirica* Tschernjak, *Vajtugania boguchanica* Sol., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., двустворками *Allorisma* sp., фораминиферами – *Glomospira* ex. gr. *gordialis* Parker et Jones. Глинистые песчаники постепенно переходят в глинистые алевролиты (10 м) с тонкими прослоями аргиллитов и изредка однородных алевролитов с растительным детритом. Вышележащие 5 м – переслаивание алевролитов с глинистыми песчаниками. Венчается слой песчаниками (5 м) серыми мелкозернистыми с пиритом, редкими неопределимыми двустворками и гастроподами – 20 м.

8. Алевролиты (5 м) темно-серые почти черные глинистые неяснослоистые со скорлуповатой

отдельностью. Выше они переходят в пачку (10 м) переслаивания глинистых алевролитов, алевролитов и аргиллитов. Отмечаются следы размывов, глинистые гальки, включения пирита, растительный детрит. Верхние 4 м сложены алевролитами светло-серыми, буровато-серыми песчанистыми, косоволнистые, участками крупнолинзовидные. Присутствуют включения обохренного пирита, линзы углисто-глинистого состава и известковистых алевролитов с редкими антраконитами – 40 м.

9. В основании глинистые породы (5 м) с крупными линзами известковистых алевролитов, глинистой галькой, отпечатками растений, скоплениями пирита. Встречаются прослой (0.10 - 0.15 м) черных углистых аргиллитов. Верхняя половина (7 м) сложена в основном песчаниками серыми мелкозернистыми – 12 м.

10. Аргиллиты (7 м) темно-серые, почти черные, с пиритом и скорлуповатой отдельностью. Выше (23 м) – алевролиты и песчаники с мало-мощными невыдержанными прослоями аргиллитов и алевролитов – 30 м.

11. В основании песчаники (0.8 м) темно-серые, глинистые, с текстурами взмучивания, постепенно переходят в глинистые алевролиты (6 м) с включениями пирита и известковистыми конкрециями с двустворками *Sanguinolites* sp. и фораминиферами *Glomospira* sp., *Fronicularia* sp., *Nodosaria krotovi* Tscherd., *Pseudonodosaria* cf. *ventrosa* Schleifer. Средняя часть представлена глинистыми алевролитами и аргиллитами темно-серыми с пиритом. К верхам появляются прослой однородных серых алевролитов. В верхней части в крупной линзе (2.5 м) алевролита-минерализованные обломки древесины. Заканчивается слой песчаниками (7 м) серыми мелкозернистыми с многочисленными глинистыми гальками – 30 м.

Точка наблюдения 33 расположена на левом берегу руч. Белоснежка, в 120 м южнее т. н. 32, непосредственно выше слоя 11.

12. Нижние 10 м представлены тонко переслаиваемыми глинистыми алевролитами и песчаниками. В алевролитах ожелезненные растительные остатки, в высыпках – обломки каменного угля. Выше – песчаники (16 м) светло-серые и темно-серые, иногда с розоватым оттенком мелко- и среднезернистые с известковистыми конкрециями, скоплениями глинистой гальки, рассеянным пиритом. В верхах – редкие отпечатки листьев, стволов растений и линзочки каменного угля. Низы песчаной пачки прорваны силлом долеритов (40 м). Подстиляется силл песчаниками (2 м). Над силлом осыпь (3 м) – 31 м.

13. Тонкое переслаивание черных аргиллитов и темно-серых алевролитов с массой углефицированного растительного детрита, с сидеритовыми конкрециями и рассеянным пиритом, линзами каменного угля (до 0.3 м) и песчаниками серыми мелкозернистыми. Венчается слой песчаниками

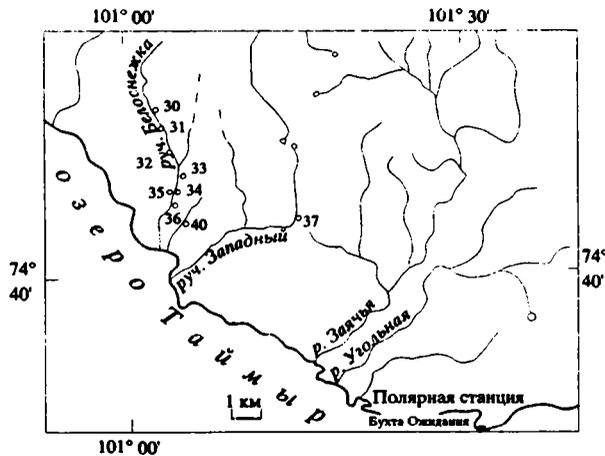


Рис. 2. Расположение точек наблюдения разреза на руч. Белоснежка.

(7 м) с редкими отпечатками растений: *Noeggerathiosis* sp., *Samaropsis* sp. – 34 м.

14. В основании углисто-глинистые породы (1 м), выше – песчаники (5 м) светло-серые мелкозернистые, с пиритом, многочисленной глинистой галькой, отпечатками растений. В верхней части силл долеритов (20 м) – 6 м.

Точка наблюдений 34 расположена на левом берегу руч. Белоснежка в 500 м южнее т. н. 33.

15. Глинистые алевролиты (1 м) содержат отпечатки растений *Parashioneura* aff. *sibirica* (Neub.) Radcz. Залегающие выше алевролиты (4 м) темно-серые косослоистые со знаками ряби, многочисленной глинистой галькой – 5 м.

16. Отдельные выходы глинистых алевролитов, аргиллитов (14 м) с углистыми разностями, в тонком переслаивании с однородными алевролитами и песчаниками. Последние вверх по разрезу увеличиваются. Встречаются линзы каменного угля (до 0.1 м). В кровле – песчаники (1 м) серые с розоватым оттенком – 15 м.

Общая мощность белоснежкинского горизонта 358 м.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС

Цветочнинский горизонт. Точка наблюдения 35 расположена на правом берегу ручья в 500 м южнее т. н. 34. Выше слоя 16 наблюдаются:

17. Песчаники (2 м) темно-серые глинистые с текстурами взмучивания осадка, битой ракушей. Постепенно вверх глинистые песчаники сменяются глинистыми алевролитами с теми же текстурными особенностями, с многочисленными двустворками: *Myonia* *longa* (Lutk. et Lob.) *M. komiensis* (Masl.), *M. bulkurensis* Ast.-Urb., *Schisodus* sp., углефицированными и ожелезненными растительными остатками. Выше по разрезу появляются прослой однородных алевролитов, аргилли-

тов со скорлуповатой отдельностью и включениями пирита. В вышележащей части (13 м) присутствуют прослой песчаников (0.10 - 0.80 м) серых мелкозернистых с линзами известковистых разностей – 30 м.

18. Глинистая часть (10 м) аналогична описанной в слое 17. Отмечаются многочисленные двустворки *Astartella permocarbonica* (Tschern.), *Megadesmus omolonicus* (Mur.) и фораминиферы *Nodosaria krotovi* Tscherd., *N. incebrata* Gerke, *N. noinskii* Tscherd., *N. pseudoconcinna* K.M.-MacLay, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-MacLay; *R. cf. borealis* Gerke, *Lingulinella* aff. *familiaris* Tscherd., *Fronicularia* (Fr.) *bajcurica* Sossip., *F. (Fr.) mica* var. *religua* Gerke, *F. (Fr.) planilata* Gerke, *F. (Fr.) pseudotriangularis* Gerke, *F. (Fr.) spectata* Sossip. В вышележащих 10 м среди алевролитов, аргиллитов появляются прослой мелкозернистых песчаников. Отмечаются включения пирита. Завершается слой песчаниками (14 м), серыми мелкозернистыми, с линзами известковистых разностей, скоплениями пиритовых и сидеритовых конкреций. В основании скопления двустворок *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Polidescia* sp., *Myonia* sp. Верхняя часть слоя прорвана силлом (8 м) долеритов – 34 м.

19. Переслаивание (0.20 - 0.30 м) глинистых алевролитов, алевролитов, аргиллитов с песчаниками серыми мелкозернистыми с известковистыми линзами, содержащими неопределимые гастроподы и мелкие двустворки – 15 м.

20. Песчаники (20 м) серые, темно-серые, глинистые постепенно переходящие в глинистые алевролиты, с рассеянными гальками инородных пород (глинистых, песчаных, изверженных). В основании многочисленные двустворки: *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *S. sp.* Породы содержат растительный детрит и отпечатки стволов растений. Вышележащая часть (39 м) сложена переслаиванием алевролитов темно-серых сильно глинистых, с прослоями серых алевролитов и мелкозернистых песчаников с двустворками *Myonia sulkatiformis* Ast.-Urb. – 52 м.

Точка наблюдения 36 находится на левом берегу ручья, в 500 м южнее т. н. 35.

21. В основании (4 м) глинистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями алевролитов с обилием пирита с неопределимыми двустворками и фораминиферами *Glomospira* ex gr. *gordialis* Parker et Jones, *Dentalina* aff. *kalinkoi* Gerke, *Nodosaria* sp., *Rectoglandulina* sp. Вышележащая часть (18 м) крупнолинзовидное переслаивание глинистых алевролитов, аргиллитов и мелкозернистых песчаников. В глинистых алевролитах – конкреции пирита. В песчаниках встречаются мелкие гальки, известковистые конкреции с фораминиферами *Pseudonodosaria* cf. *ventrosa* Schleifer, *Fronicularia* (Fr.) aff. *planilata* Gerke, *Rectoglandulina pygmaeformis* A.M.-MacLay и двустворками –

Myonia longa (Lutk. et Lob.), а также – отпечаток морской звезды и углефицированные и ожелезненные растительные остатки – 22 м.

22. В основании (3 м) алевролиты темно-серые, глинистые с фораминиферами *Hyperammina* sp., *Fronicularia* (Fr.) sp.,? *Rectoglandulina borealis* Gerke, линзовидными скоплениями гастропод, битыми двустворками и редкими отпечатками кордаитов. Вышележащая часть (24 м) представлена глинистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями однородных алевролитов. Завершается слой алевролитами (7 м), переходящими в мелкозернистые песчаники, с двумя прослоями черных аргиллитов и линзами каменного угля. В основании встречаются двустворки *Sanguinolites bicarinatus* Keys., *Streblochondria englehardti* (Eth. et Dun.). Верхняя часть осложнена телом основных изверженных пород (9 м) с шаровой отдельностью – 34 м.

23. По строению аналогичен слою 22. В средней части присутствуют фораминиферы *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *N. krotovi* Tscherd., *N. ex gr. noinskii* Tscherd., *N. panda* Sossip., *Lingulinella* cf. *arctica* Gerke, *Fronicularia* (Fr.) *mica* Gerke, *Rectoglandulina rugmaeformis* A.M.-Maclay и двустворки – *Polidevcia cumboides* (Lutk. et Lob.). В верхней части силл (25 м) долеритов 24 м.

24. Глинистые алевролиты, чередующиеся с алевролитами, песчаниками, реже с аргиллитами. Число и мощности прослоев песчаников и алевролитов вверх по разрезу возрастает. Отмечаются линзы известковистых разностей, рассеянный пирит, гальки глинистого и кремнистого состава, обломки гастропод и двустворок – *Myonia* sp. Вышележащие 10 м не обнажены. Далее глинистая пачка (20 м) с прослоями алевролитов и песчаников. Завершается прослоем мелкозернистого песчаника (1 м) с антраконитами. В нижней части встречаются двустворки *Myonia longa* (Lutk. et Lob.). В верхней части фораминиферы *Dentalina* aff. *kalinkoi* Gerke, *Rectoglandulina rugmaeformis* A.M.-Maclay, *R. cf. borealis* Gerke, *Fronicularia* (Fr.) sp., *Nodosaria incebrata* Gerke, *N. krotovi* Tscherd., *Glomospira* ex gr. *gordialis* P. et J. – 55 м.

25. Отдельные выходы глинистых алевролитов и аргиллитов. В кровле прослой известковистых алевролитов – 10 м.

26. Песчаники (1.5 м) розовато-серые, глинистые, разнозернистые, с линзовидным прослоем конгломерата. В гальке преимущественно глинистые породы, реже – песчаные, кремнистые и эффузивные. Присутствуют углефицированные и пиритизированные растительные остатки. В песчаниках скопления двустворок *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria englehardti* (Eth. et Dun.), *Solemia biarmica simmetrica* (Lutk. et Lob.), *Myonia longa* (Lutk. et Lob.) Вышележащие 23.5 м представлены отдельными высыпками глинистых алевролитов, аргиллитов и песчаников. Над ними (30 м) песчаные породы с маломощными линзо-

видными прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов, с глинисто-железистыми гальками, отпечатками стволов растений, присутствуют прослой углисто-глинистых пород – 55 м.

27. Песчаники светло-серые, розовато-серые мелкозернистые с растительным детритом, редкими пиритовыми конкрециями и фораминиферами *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *Fronicularia* (Fr.) *spectata* Sossip., *Rectoglandulina* sp. Встречаются прослой глинистых песчаников, алевролитов, углисто-глинистые породы с линзочками каменного угля и отпечатками растений: *Cordaites* ex gr. *candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *Psygmpophyllum* sp. – 30 м.

28. Песчаники (15 м) темно-серые глинистые, плохо отсортированы, с гальками глинистых и кремнистых пород, крупными известковыми конкрециями с редкими брахиоподами – *Beecheria bajcurica* Tschernjak, многочисленными двустворками *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Myonia* (*Myonia*) *gibbosa* (Masl.), *Myonia* ex gr. *komiensis* (Masl.), *M. alta* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria englehardti* (Eth. et Dun.), S; ex gr. *krasnoufimskiensis* (Fred.), *Sanguinolites* sp. и неопределимыми гастроподами и обломками минерализованной древесины. Вверх по разрезу глинистые песчаники сменяются глинистыми алевролитами (25 м) с плоскими известковистыми конкрециями. Верхние 25 м представлены глинистыми алевролитами, алевролитами, глинистыми песчаниками и песчаниками. Мощности песчаников вверх возрастают до 1 м. В песчаниках – двустворки *Sanguinolites* sp. и неопределимые отпечатки растений. В верхней части три маломощных силла основного состава (0.5, 0.8; 5 м). В верхней части верхнего силла шаровая отдельность – 65 м.

29. Строение, аналогичное нижележащему слою. В глинистой (20 м) определены двустворки *Modiolopsis* sp., *Streblopteria* sp., *Polidevcia* sp. и неопределимые гастроподы. Выше (24 м) переслаивание алевролитов и песчаников. Верхние 7 м представлены песчаниками серыми мелкозернистыми, переходящими в алевролиты с линзовидными скоплениями двустворок *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Sanguinolites* sp. Верхняя часть осложнена силлом (15 м) основных пород с булыжниковой отдельностью – 51 м.

Точка наблюдения 40 расположена в 300 м к югу от т. н. 36.

30. Аргиллиты (10 м) темно-серые и черные с пиритом и двустворками *Pachymyonia bicarinata* Ast.-Urb., *Myonia* (M.) *komiensis* (Masl.), *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *Sanguinolites lunulatus* (Keys.), *Polidevcia* sp. Вышележащие 10 м – переслаивание алевролитов и глинистых алевролитов. Верхние 20 м – преимущественно песчаники розовато-серые, разнозернистые с сидеритовыми конкрециями. Видимая мощность 40 м.

Далее описание разреза ведется в среднем течении руч. Западного, впадающего в Таймырское озеро в 7 км к западу от руч. Белоснежка.

Точка наблюдения 37 находится на левом берегу руч. Западного в 3 км юго-восточнее т. н. 36.

Подстилающие слои прослежены по простирацию.

31. Глинистые алевролиты с прослоями однородных алевролитов, увеличивающихся вверх по разрезу, появляются прослои песчаников и в кровле мелкозернистые песчаники. Все породы ороговикованы – 10 м.

32. Углистые аргиллиты и глинистые алевролиты, черные тонкослоистые, осложненные двумя силлами мощностью по 0.8 м и дайкой основного состава – 10 м.

33. Алевролиты (6 м) темно-серые глинистые с мелкими гастроподами, углефицированными и ожелезненными отпечатками растений. Верхние 2 м – песчаники серые мелкозернистые – 8 м.

34. Глинистые алевролиты (7 м) аналогичные вышеописанным. Выше появляются прослои (до 0.1 м) однородных алевролитов. В кровле (3 м) песчаники серые мелкозернистые с пиритовыми конкрециями и неопределимыми отпечатками растений – 17 м.

35. Алевролиты темно-серые глинистые и глинистые песчаники (2 м) с линзами черных углито-глинистых алевролитов сменяются песчаниками (5 м) серыми мелкозернистыми с углефицированными и ожелезненными отпечатками растений. В средней части – силл долеритов (3 м) – 7 м.

36. Переслаивание (5 м) аргиллитов черных и темно-серых, глинистых песчаников и реже однородных алевролитов. В породах пирит. Выше песчаники (5 м) серые глинистые с рассеянной черной галькой, с крупными известковистыми линзами и двустворками *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), *S. rotunda* (Lutk. et Lob.), *Streblochondria cf. sericea* (Vern.) и ожелезненными растительными остатками. Вышележащие 30 м сложены глинистыми алевролитами с линзами и прослоями аргиллитов и глинистых песчаников. В кровле песчаники (10 м) серые, розовато-серые, мелкозернистые с крупными линзами известковистых разностей и обилием глинистой гальки и сидеритовых конкреций – 50 м.

Общая мощность цветочинского горизонта 587 м.

ТАТАРСКИЙ ЯРУС. НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

Черноярский горизонт представлен базальными слоями, сложенными черными аргиллитами и глинистыми алевролитами, часто углистыми тонкорассланцованными, с многочисленными сидеритовыми конкрециями различной формы. В нижней части в алевролитах – двустворки: *Sap-*

guinolites cf. bicarinatus Keys., *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.)

Видимая мощность 90 м.

Возраст выделяемых на Таймыре горизонтов пермской системы базируется главным образом на определениях брахиопод и фораминифер. Двустворчатые моллюски и отпечатки растений играют второстепенную роль.

Верхняя часть соколинского горизонта содержит фораминиферы, двустворчатые моллюски, отпечатки растений. На руч. Белоснежка – фораминиферы *Fronicularia aff. planilata* Gerke, *F. mica* Gerke, *Nodosaria incebrata* Gerke, которые, по данным Г.П. Сосипатровой (Соломина, 1989), в Нордвикском районе известны из горизонта “разнообразных фораминифер”, сопоставляемому ею с нижней частью казанского яруса. Однако, как отмечает Г.П. Сосипатрова, единичные экземпляры указанных форм встречаются и в верхах нижнекожевниковской свиты, которая коррелируется с уфимским ярусом, а *N. incebrata* встречается с подошвы нижнекожевниковской свиты, соответствующей кунгурскому ярусу и распространяется до горизонта “разнообразных фораминифер”. Двустворчатые моллюски представлены *Myonia (Myonia) ex gr. komiensis* (Masl.), *M. (M.) gibbosa* (Masl.), *Traberculata quadrata* (Lutk. et Lob.), известные в Верхоянье в мугочанском и нюнегинском горизонтах, соответственно сопоставляемых с уфимским и казанским ярусами.

На р. Нюнь-Каракутари соколинский горизонт характеризуется отпечатками растений – *Koretrophyllites sp.*, *Paracalamites crassus* Goret., *P. angustus* Such., характерными, по заключению М.В. Дуранте, для верхнебалахонской подсерии Кузбасса (P_1 - низы P_2), но не исключается их присутствие и в нижних слоях кольчугинской серии (P_2).

На р. Цветочной – *Noeggerathiopsis taimyrica* Schwed., по данным Н.А. Шведова, известна также из верхнебалахонской подсерии. На основании приведенных органических остатков возраст рассматриваемых слоев можно сопоставить с верхней частью уфимского яруса.

Белоснежинский горизонт характеризуется комплексом брахиопод и фораминиферами. На руч. Белоснежка в нижней части горизонта собраны брахиоподы *Orbiculoidea jangarensis* Ustr., *Strophalosia tolli* (Fred.), *Cancrinelloides yuregensis* Sol., *Terrakea cf. belokhini* Gan., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Olgerdia zavodowskyi* Grig., *Bajtugania boguchanica* Sol.

В разрезе на р. Нюнь-Каракутари и на возвышенности Тулай-Кирыка¹ обнаружен тот же самый комплекс брахиопод, кроме *O. jangarensis* и *T. belokhini*, что и в отложениях на руч. Белоснежка.

¹ Разрез описан Ю.А. Богомоловым (ПГО “Аэрогеология”) в 1985 г.

В стратотипе на р. Цветочной в нижней части белоснежкинского горизонта встречены брахиоподы *Megousia yakutica* (Lich.), *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Licharewia* sp. (*Olgerdia* sp.)². Выше лежащие слои фауны не содержат. Однако В.И. Устрицкий (Сосипатова, 1981) приводит фауну, найденную в 30 км западнее на руч. Снежном (р. Западная) (рис. 3). Поскольку эта органика не из стратотипа, нами она не рассматривается. Выше лежащие слои (мощностью около 90 м), в которых содержатся брахиоподы: *Orbiculoidea kolymaensis* Lich., *Cancrinelloides ochotica* (Zav.), (*C. yuregensis* Sol.), *Stepanoviella curvata* (Tolm.), *Strophalosia bajkura* Ustr., *Rhynchopora lobjaensis* Tolm., *Licharewia schrenki* (Netsch.) (*Olgerdia zavodowskyi* Grig.), *Brachythyridina? sibirica* Tschernjak, *Cleiothyridina* cf. *pectinifera* (Sow.) (*Bajtugania boguchanica* Sol.) В.И. Устрицкий отнес к верхнебайкурскому подгоризонту. Как нам представляется, эту границу он провел на основании литологических особенностей – нижнебайкурский подгоризонт венчается грубозернистыми песчаниками, а “верхнебайкурский подгоризонт” начинается с аргиллитов и алевролитов, в основании которых, как отмечает В.И. Устрицкий, И.С. Грамберг обнаружил местный разрыв. К этому следует добавить, что на стратиграфической колонке в 90 м выше подошвы верхнебайкурского подгоризонта фиксируется перерыв, который скрывает тектоническое нарушение или необнаженное пространство неопределенной мощности. Отсюда, воз-

можно, и разница в мощностях стратотипического разреза и разреза руч. Белоснежка (рис. 1). Из изложенного видно, что большая часть брахиопод из (“верхнебайкурского” подгоризонта) цветочнинского горизонта В.И. Устрицкого характерна для белоснежкинского горизонта. Это дает основание верхнюю границу белоснежкинского горизонта на р. Цветочной поднять примерно на 90 м.

В Верхоянье аналогичный комплекс брахиопод имеет широкое географическое распространение и приурочен он только к нюнегинскому горизонту. Известен он также в верхней половине олонского горизонта Колымо-Омолонского района (Шведов и др., 1961). Этот стратиграфический уровень нами сопоставляется с нижнеказанским подъярусом Восточно-Европейской платформы. Основанием служат многочисленные остатки представителей рода *Olgerdia* викариата нижнеказанского рода *Licharewia* и присутствие рода *Bajtugania*, который, по данным Т.А. Грунт (1980) известен на Урале только в казанском ярусе. Такая датировка возраста подтверждается находками аммоноидей родов *Daubichites* и *Sverdrupites* в мугочанском горизонте, подстилающем нюнегинский горизонт. Эти роды характерны для роудского яруса, который М.Ф. Богословская сопоставляет с уфимским ярусом Единой шкалы.

Кроме брахиопод, в белоснежкинском горизонте на руч. Белоснежка определены фораминиферы *Nodosaria krotovi* Tscherd. По данным Г.П. Сосипатовой (Соломина, 1989), довольно часто встречающиеся по всей перми Крайнего Севера и *Pseudonodosaria ventrosa* Schleifer, известная

² В скобках здесь и далее переопределения брахиопод Р.В. Соломиной.

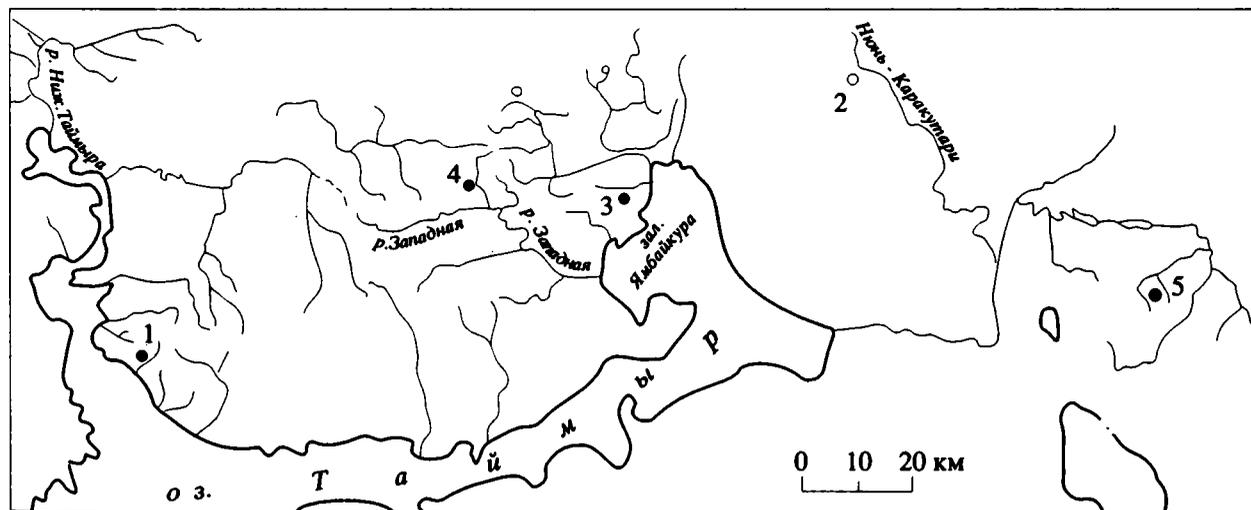


Рис. 3. Обзорная схема расположения разрезов верхней перми Таймыра. Цифры на схеме – пункты изученных разрезов.

1 – руч. Белоснежка, Э.Н. Преображенская 1960 г.; Р.В. Соломина 1987 г. 2 – р. Нюнь-Каракутари, Р.В. Соломина 1986 г. 3 – р. Цветочная, В.И. Устрицкий, Г.П. Сосипатова 1963, 1983 гг. 4 – руч. Снежный, В.И. Устрицкий 1960 г. 5 – возв. Тулай-Киряка, Ю.А. Богомолов 1986 г.

из горизонта “разнообразных фораминифер”. Из двустворчатых моллюсков в нижней части горизонта найдены *Kolumia cf. inoceramiformis* Lich. – форма широкого вертикального распространения (от кунгурского яруса до верхов верхней перми) и *Intomodesma* sp. характерный верхнепермский род Бореальной области. В верхней части горизонта собраны отпечатки листьев *Parashisoneura aff. sibirica* (Neub.) Radcz., известная из ильинской подсерии Кузбасса возраст которой, по мнению флористов, определяется как казанский. На р. Цветочной вместе с брахиоподами в 90 м пачке – многочисленные фораминиферы *Nodosaria gigantea* Sossip., *N. krotovi*, *Tscherd. N. cf. solidissima* Gerke, *Pseudonodosaria ventrosa* Schleifer, *Dentalina kalinkoi* Gerke, *Fronicularia inflata* Gerke, *Rectoglandulina rugosaformis* A.M.-Maclay, которые хорошо коррелируются с горизонтом “разнообразных фораминифер”. Если в таком объеме принимать белоснежинский горизонт на р. Цветочной, то разногласия с В.И. Устрицким по поводу возраста горизонта снимаются.

Цветочнинский горизонт на руч. Белоснежка. В нижней половине – многочисленные фораминиферы *Nodosaria incelebrata* Gerke, *N. cuspidatula* Gerke, *N. noinskii* *Tscherd.*, *N. krotovi* *Tscherd.*, *N. pseudoconcina* A.M.-Maclay, *Pseudonodosaria ventrosa* Schleifer, *Lingulinella arctica* Gerke, *Rectoglandulina pigmaformis* A.M.-Maclay, *Fronicularia mica* var. *reliqua* Gerke, *F. dilemma* Gerke, *F. planilata* Gerke, *F. pseudotriangularis* Gerke, *Dentalina kalinkoi* Gerke, которые, Г.П. Сосипатровой (Сосипатрова, 1963; Соломина, 1989), сопоставляются с комплексом фораминифер из верхнекожевниковской свиты, сопоставляемой с казанским ярусом. Среди брахиопод найдена лишь *Beecheria bajkurica* *Tschernjak*, которая встречается и в белоснежинском и цветочнинском горизонтах Таймыра. В этой же части горизонта собраны двустворчатые моллюски *Myonia (Myonia) longa* (Lutk. et Lob.). В средней части горизонта присутствуют *Myonia (Myonia) longa* (Lutk. et Lob.), *M. (M.) bulkurensis* Ast.-Urb., *M. (M.) komiensis* (Masl.), *M. (M.) sulkatiformis* Ast.-Urb., *Megadesmus omoloncus* Mur., *Astartella permocarbonica* (Tscherd.), *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), большая часть которых известна из верхнепермских отложений Верхоянья, Колымо-Омолонского района и др. В верхней части горизонта определены *Myonia (Pachymyonia)*³ *cf. bicarinata* Ast.-Urb., *Streblopteria rotunda* (Lutk. et Lob.), *S. levis* (Lutk. et Lob.), *Sanguinolilunulata* (Keys.). Как отмечает М.М. Астафьева, для датировки возраста наиболее важно присутствие видов узкого стратиграфического диапазона таких, как *M. (M.) longa*, *M. (M.) sulkatiformis*, *M. (P.) bicarinata*, *S. levis*, *S. rotunda*. На основании этих форм вмещающие их отложения можно сопоставить с хальпирским гори-

зонтом Верхоянья, с хивачским горизонтом Колымо-Омолонского района. Названные горизонты условно скоррелированы с верхнеказанским подъярусом.

На Нюнь-Каракутари цветочнинский горизонт охарактеризован многочисленными отпечатками растений *Pecopteris ex gr. anthriscifolia* (Goepf.) Zal., *Cordaites aff. latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. ex gr. concinna* (Radcz.) S. Meyen, *C. aff. gracilentis* (Zal.) S. Meyen, *C. ex gr. minax* (Gorel.) S. Meyen и др. По заключению М.В. Дуранте, комплекс растений в основном представлен типично кольчугинскими формами ильинской подсерии Кузбасса (примерно казанский ярус).

На р. Цветочной цветочнинский горизонт в объеме, принимаемом нами, характеризуется бедной органикой. Из брахиопод найдена *Beecheria bajkurica* *Tschernjak*. Среди двустворчатых моллюсков отмечаются *Tracia alta* Lutk. et Lob., *Myonia alta* (Lutk. et Lob.), *Pseudamussium levis* Lutk. et Lob., *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.), которые также встречаются в хальпирском горизонте Верхоянья и в хивачском горизонте Колымо-Омолонского района.

Вышележащий чернойский горизонт на р. Нюнь-Каракутари содержит многочисленные отпечатки растений *Cordaites clericii* (Zal.) и др. характерные для кольчугинской серии, ерунаковской подсерии, датируемой татарским ярусом.

Детально описанный разрез верхней перми в интервале белоснежинского и цветочнинского горизонтов палеонтологически охарактеризован значительно лучше, чем стратотип на р. Цветочной. Четко выделяются два горизонта: нижний брахиоподовый, соответствующий белоснежинскому горизонту, верхний – с двустворчатыми моллюсками приурочен к цветочнинскому. Разрез по руч. Белоснежка может быть рекомендован в качестве опорного для этих горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Ганелин В.Г. Корреляция пермских отложений Биармийской области // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л. : Недра, 1984. 142 - 154 с.
- Грунт Т.А. Атириды Русской платформы. М. : Наука, 1980. 163 с.
- Кашик Д.С., Ганелин В.Г. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л. : Наука, 1990. 197 с.
- Мигай И.М. Основные черты геологии и угленосности Таймырского бассейна // Тр. Лабор. геол. угля АН СССР. Вып. 7. 1957. С. 67 - 69.
- Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. 2. Средний и верхний палеозой. Новосибирск : Наука, 1982. С. 116 - 122.
- Соломина Р.В. Брахиоподы пермских отложений Верхоянья и их стратиграфическое значение // Тр. 3-й

³ В скобках переопределения двустворчатых моллюсков М.М. Астафьевой.

Всесоюз. школы по брахиоподам. Красновидово, 1989. С. 70 - 82. – Деп. в ВИНТИ 12.07.89, № 3536.

Сосипатрова Г.П. Распределение фораминифер в верхнепалеозойских отложениях Таймыра // Сб. статей по палеонт. и биостр. 1963. Вып. 31. Л. : НИИГА, С. 52 - 71.

Сосипатрова Г.П. Значение мелких фораминифер для расчленения пермских отложений Бореальной области // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л. : НИИГА, 1981. С. 100 - 115.

Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра // Тр. НИИГА. 1963. Т. 134. 139 с.

Устрицкий В.И. Ярусная шкала перми Бореальной области // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя Арктических районов СССР. Л. : Недра, 1983. С. 16 - 37.

Устрицкий В.И. Таймыро-Хатангская провинция // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л. : Недра, 1984. С. 123 - 130.

Шведов Н.А., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. и др. Новая стратиграфическая схема верхнепалеозойских отложений Таймыра // Сб. статей по палеонт. и биострат. Вып. 24. Л. : Ин-т геол. Арктики, 1961. С. 12 - 15.

Шульгина Н.А., Соломина Р.В. Опорный разрез верхнепермских отложений на р. Колыме у пос. Лабуя (Северо-Восток СССР) // Изв. АН СССР. 1990. № 8. С. 135 - 138.

УДК 551.761.1(571.51)

СХЕМА ДЕТАЛЬНОЙ БИОСТРАТИГРАФИИ БОРЕАЛЬНОГО НИЖНЕГО ТРИАСА

© 1993 г. А. С. Дагис*, С. П. Ермакова**

*Институт экологии Академии наук Литвы, 232600 Вильнюс, ул. Академиос, д. 2, Литва

**Институт геологии ЯНЦ СО РАН, 677891 Якутск, пр. Ленина, д. 39, Россия

Поступила в редакцию 05.05.92 г.

Рассмотрена новая детальная схема биостратиграфии нижнего триаса, включающая 22 биостратона, выявленных на основании изучения последовательности комплексов аммоноидей в разрезах Северо-Востока Азии. Обсуждены принципиальные проблемы глобальной корреляции новой схемы.

ВВЕДЕНИЕ

Биостратиграфическая схема нижнего триаса Северо-Востока Азии в настоящее время является наиболее детальной не только для Бореальной палеобиогеографической области, но также и для других регионов мира, включая Тетическую область. Она состоит из 22 биостратонов – зоны и подзоны, традиционно объединяемые в два яруса: индский и оленекский (табл. 2). Такой результат на первый взгляд кажется парадоксальным, поскольку таксономическое разнообразие в бассейнах низких палеоширот в это время было в 2 - 3 раза (Kummel, 1969; Захаров, 1975) выше (за исключением нижнего инда или грисбахского яруса, когда различия фаунистического разнообразия были несущественны в акваториях различных палеоширот) и в этом регионе следовало бы ожидать также более высоких темпов эволюции аммоноидей по сравнению с бореальными бассейнами.

Это противоречие скорее всего объяснимо лучшей изученностью бореальных раннетриасовых аммоноидей, а также более благоприятными условиями выявления последовательности геологических и палеонтологических событий этого времени в северных регионах. Нижний триас в Сибири представлен главным образом алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами карбонатных конкреций, обычно содержащих естественные (по Е.Т. Тозеру, 1971) сообщества аммоноидей. Нередко в конкрециях содержатся моновидовые сообщества, которые после тафономо-экологической оценки могут быть интерпретированы в качестве ископаемых популяций. Во всех изученных разрезах нижний триас имеет мощность от десятков до сотен метров и в бореальных регионах полностью не известны конденсированные комплексы, широко распространенные в тетических регионах (Tozer, 1971) и затрудняющие выявление реальной последовательности аммоноидных комплексов.

Для значительных интервалов биостратиграфическая схема бореального нижнего триаса по-

строена на реальных филогенетических ветвях эндемичных таксонов. Применение филогенетического метода ограничено для индского яруса, где прослежены лишь короткие видовые линии внутри отдельных родов (напр. *Otoceras*, *Vavilovites*), но на нем основана схема оленекского яруса, где длительное время развивались эндемичные ветви в различных таксонах: *Anaxenaspis* → *Lepiskites* → *Clypeoceratoides* (ранний оленек); *Xenoceltites* → *Vajarunia* → *Nordophiceras* (ранний-поздний оленек); *Voreoceras* → *Praesibirites* → *Parasibirites* → *Sibirites* (поздний оленек).

КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Первую зональную схему нижнего триаса Северо-Востока Азии предложил Ю.Н. Попов (1959), установивший в этом интервале пять родовых зон (табл. 1). В шестидесятых годах были установлены видовые зоны, сначала в оленекском (Егоров, Куликова, 1989), затем в индском ярусах (Вавилов, 1967). В течение семидесятых годов детальная схема стратиграфии бореального нижнего триаса рассматривалась во многих работах, но в принципе она оставалась неизменной и претерпела лишь номенклатурные изменения (Arkhipov *et al.*, 1971; Сакс и др., 1972; Бычков, 1974; Дагис и др., 1974, 1979 и др.). В последнее десятилетие, в результате ревизии разрезов севера Средней Сибири и Восточного Верхоянья, существенно детализированы схемы нижнего инда (Дагис и др., 1986) и верхнего оленека (Дагис, 1986; Дагис, Ермакова, 1988), а также решены некоторые принципиальные вопросы стратиграфии этого интервала. В частности, уточнена граница между нижним и средним триасом, в результате чего зона *tuberculatus* (-*crasseplicatus*) отнесена к нижнему анизю (Дагис, Ермакова, 1984; Дагис и др., 1986), показана неоднородность динероцерасовых слоев (зоны *diapeti* или *demokidovi*), объединявших верхние горизонты нижнего оленека и нижнюю часть верхнего оленекского подъяруса (Дагис, 1982).

Таблица 1. Развитие взглядов на зонирование нижнего триаса Северо-Востока Азии

Попов (1959)	Кипарисова, Попов (1964)	Вавилов (1967)	Архипов и др. (1971)	Дагис и др. (1979)		Дагис (1986)	
Olenikites	tuberculatus	tuberculatus	crasseplicatus	spiniplicatus		spiniplicatus	subrobustus
	spiniplicatus	spiniplicatus	grambergi				grambergi
Dieneroceras	multiformis	multiformis	dieneri	demokidovi	Dieneroceras-Nordopliceras	demokidovi	contrarium
					tardus		euomphala
Paranorites	gracilitatis	gracilitatis	mojsisovicsi	hedenstroemi		hedenstroemi	kolymensis
							hedenstroemi
Pachyprotychites	Pachyprotychites	Proptychites	turgidus	Vavilovites		compressus	
		turgidus	strigatus			turgidus	
Otoceras	Otoceras	commune	extremum	nielseni		decipiens	
		boreale	boreale			boreale	nielseni
				boreale	boreale		boreale
				boreale	indigirensense		
						concevum	

В предлагаемой новой схеме (табл. 2) отражены все последние достижения в области палеонтологии и стратиграфии бореального нижнего триаса. Она отличается от предыдущих значительно большей детальностью (особенно на инфразональном уровне), уточненными границами ярусов и подъярусов. Последнее обстоятельство представляет особый интерес в связи с тем, что на очередном заседании Триасовой подкомиссии Международной стратиграфической комиссии (Лозанна, октябрь 1991 г.), в качестве официальных ярусов нижнего триаса международной шкалы были рекомендованы индский и оленекский ярусы.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА

Индский ярус

В пределах Северо-Восточной Азии индский ярус имеет двучленное деление, которое было заложено в первой детальной схеме Ю.Н. Попова (1959), содержащей в этом ярусе две зоны – Otoceras и Pachyprotychites. Эта идея была поддержана почти во всех последующих работах, где граница между подъярусами проводилась в основании вавиловитовых слоев, т.е. по появлению рода Vavilovites. Единственным исключением является схема Ю.В. Архипова и др. (Arkhipov *et al.*, 1971), в которой были предложены три подъяруса для инда, соответствующие отоцерасовым, офицерасовым и вавиловитовым слоям, действительно охарактеризованным дискретными фаунами аммоноидей в сибирских разрезах. Эта схема подъярусного деления инда, в значительной степени подражающая принципам расчленения древнейших

отложений триаса в Канаде (Tozer, 1965, 1967), не получила распространения.

Как отмечалось выше, для биостратиграфии индского яруса Сибири мало применим филогенетический метод. Для этого времени устанавливаются три инвазии генетически не связанных групп аммоноидей. Первая из них ознаменовалась появлением рода Otoceras, вторая – офицератид и характернейшего рода Tomprophiceras и третья – проптихитид, представленных исключительно родом Vavilovites. Близкая картина наблюдается и в других бореальных регионах, но там нет четкого разделения отоцерасовых и офицерасовых фаун и на Свальбарде (Корчинская, 1986), и в Гренландии (Spath, 1930; 1935) в зоне boreale уже известны офицератиды и род Tomprophiceras.

Нижний подъярус

Нижняя граница проводится по появлению первых представителей рода Otoceras (O. concavum Tozer). В настоящее время в составе подъяруса могут быть выделены пять зон: Otoceras concavum, Otoceras boreale, Tomprophiceras pascoei, Tomprophiceras morpheos, Wordieoceras decipiens.

Зона Otoceras concavum

Гипостратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Хандыги, разрез по руч. Сеторым, сл. 1 (Дагис и др., 1986).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Зона охарактеризована исключительно видом-индексом.

Распространение (в пределах Северо-Восточной Азии). Восточное Верхоянье.

Таблица 2. Новая схема биостратиграфии Северо-Востока Азии

Зоны и подзоны			
Оленекский	верхний	Olenikites spiniplicatus	
		Parasibirites grambergi	Parasibirites efimovae
			Parasibirites mixtus
			Parasibirites kolymensis
		Nordopficeras contrarium	Praesibirites egorovi
			Praesibirites tuberculatus
			Boreoceras lenaense
		Bajarunia euomphala	Boreoceras apostolicum
			Boreoceras planorbis
	Bajarunia eiekitensis		
	нижний	Wasatchites tardus	
		Lepiskites kolymensis	
Hedenstroemia hedenstroemi			
Индский	верхний	Kingites ? korostelevi	
		Vavilovites turgidus	Vavilovites umbonatus
			Vavilovites subtriangularis
	Vavilovites sverdrupi		
	нижний	Wordieoceras decipiens	
		Tomprophiceras morpheos	
		Tomprophiceras pascoei	
Otoceras boreale			
Otoceras concavum			

Зона Otoceras boreale

Гипостратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Хандыги, разрез по руч. Сеторым, сл. 2 - 4 (Дагис и др., 1986).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса. Кроме последнего в зоне достоверно известны Episageceras dalailamae Dien. и плохой сохранности ксенодисциды (Нуропficeras или Metopficeras). Otoceras indigirense Popov, обычно указывавшийся из этой зоны (Архипов, 1974; Дагис и др., 1979), морфологически не отличим от вида-индекса. Скорее всего aberrантной формой этого же вида является O. domochotovi Arch. Формы с рассеченным вентральным седлом, что считалось отличительной чертой этого вида, известны также среди O. concavum. В сибирских разрезах в зоне не известен род Tomprophiceras.

Зона Tomprophiceras pascoei

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, разрез по руч. Лекеер, сл. 3 (Дагис и др., 1986).

Номенклатура. Впервые под таким названием была выделена подзона в составе зоны Otoceras (Домохотов, 1960), и она объединяла стратиграфический интервал от первых Tomprophiceras до

появления рода Vavilovites. Впоследствии для томпофидерасовых слоев Северо-Востока Азии были предложены зоны Gylptopficeras extremum (Архипов, 1974) и Tomprophiceras nielsenii (Дагис и др., 1979). Эти названия не могут быть сохранены в силу двух причин: во-первых, T. extremum и T. nielsenii являются синонимами очень изменчивого вида T. pascoei, во-вторых, зона pascoei в предлагаемой трактовке имеет значительно более узкий стратиграфический объем.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению рода Tomprophiceras. Зона охарактеризована в основном видами рода Tomprophiceras – T. gracile (Spath), T. pascoei (Spath) (включая Gylptopficeras extremum Spath, G. subextremum Spath, G. nielsenii Spath и др.). Tomprophiceras fastigatum Popov происходит из этой же зоны, но он также является синонимом вида-индекса. В зоне редки гладкие ксенодисциды плохой сохранности и пока отсутствуют офицератиды.

Распространение. Восточное Верхоянье, верховья р. Колымы, Охотское побережье.

Зона Tomprophiceras morpheos

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, разрез по руч. Лекеер, сл. 4 - 8 (Дагис и др., 1986).

Номенклатура. Зона выделяется впервые. Соответствует верхней части зоны nielsenii (или extremum) предыдущих схем (Архипов, 1974; Бычков, 1974; Дагис и др., 1979).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса и офицератид-родов Ophiceras и Wordieoceras. Характерными для зоны являются Tomprophiceras morpheos (Popov), T. bychkovi sp. nov., Ophiceras ex gr. commune Spath, Wordieoceras decipiens (Spath), Metopficeras ex gr. demissum Spath. Ранее в комплексе аммоноидей рассматриваемой зоны указывались также виды рода Tomprophiceras, характерные для нижележащей зоны, в том числе T. pascoei (Spath) (Архипов, 1974; Бычков, 1974; Ермакова, 1981). Монографическая ревизия аммоноидей показала, что виды групп T. pascoei и T. morpheos всегда четко разделены в разрезах. Как в стратотипе зоны morpheos, так и в разрезе по руч. Сеторым в басс. р. Хандыга (Дагис и др., 1986), указывавшиеся совместно с Tomprophiceras morpheos (Popov) виды из группы T. pascoei (Spath) выделены в новый вид T. bychkovi.

Распространение. Восточное Верхоянье, басс. р. Колымы.

Зона Wordieoceras decipiens

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, руч. Лекеер, сл. 9 (Дагис и др., 1986).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по исчезновению рода Tomprophiceras и доминирова-

нию вида-индекса. В зоне распространен почти исключительно *Wordieoceras decipiens* (Spath). М.Н. Вавилов (1982) из этого уровня в бассейне р. Делинья указывает *Ophiceras* ex gr. *leptodiscus* (Spath).

Распространение. Восточное Верхоянье.

Верхний подъярус

Нижняя граница в пределах Северо-Востока Азии проводится по появлению проптитид и рода *Vavilovites*, доминирующего в сообществах аммоноидей позднего инда. В подъярусе выделены три зоны: *Vavilovites sverdrupi*, *Vavilovites turgidus* с двумя подзонами – *Vavilovites subtriangularis* и *Vavilovites umbonatus*, и *Kingites? korostelevi*. Все зоны установлены в одном разрезе в низовьях р. Делинья, примерно в 30 км от устья (басс. р. Томпо, Восточное Верхоянье). Здесь по ручью Березовому А.Ю. Егоровым, С.П. Ермаковой, А.Г. Константиновым и Е.С. Соболевым составлен следующий разрез верхнего инда.

На аргиллитах ржаво-бурых с мелкими конкрециями, содержащими многочисленные *Wordieoceras* aff. *decipiens* (Spath), по всей вероятности относящихся к зоне *decipiens* нижнего инда, залегают:

1. Аргиллиты темно-серые, на выветрелой поверхности ржаво-бурые с тонкой горизонтальной слоистостью, содержащие редкие, преимущественно мелкие глинисто-известковистые конкреции. В нижней части толщи редкие *Vavilovites sverdrupi* Tozer, в верхней – плохой сохранности уплощенные *Vavilovites* sp. Мощность 13 м.

2. Алевролиты глинистые темно-серые с отчетливой горизонтальной слоистостью. В средней части единичные глинисто-известковистые конкреции плохой сохранности *Vavilovites* sp. Мощность 23 м.

3. После небольшого разлома обнажаются сходные породы – алевролиты темно-серые, на выветрелой поверхности ржавые, с тонкой горизонтальной слоистостью, содержащие редкие прослои глинисто-известковых конкреций. В верхней части редкие *Vavilovites* sp. Мощность 29 м.

4. Алевролиты темно-серые, ржавые на поверхности, неслоистые, биотурбидированные. Мощность 3 м.

5. Алевролиты темно-серые с тонкой горизонтальной слоистостью и частыми прослоями овальных известковых конкреций различных размеров, содержащими *Vavilovites subtriangularis* Vavilov. Видимая мощность 16 м.

6. После задернованного участка мощностью 4 м вновь выходы алевролитов с многочисленными карбонатными конкрециями, из которых собраны *Vavilovites subtriangularis* Vavilov. Мощность 13 м.

7. Алевролиты темно-серые, в основном неслоистые, с рассеянными карбонатными конкрециями. В основании толщи *Vavilovites subtriangularis*

laris Vavilov, выше по всему разрезу *V. turgidus* (Popov). Мощность видимая 15 м.

8. После небольшого тектонического нарушения обнажаются алевролиты темно-серые, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью и прослоями карбонатных конкреций различных размеров. Мощность 20 м.

9. Алевролиты темно-серые неслоистые с отдельными прослоями карбонатных конкреций, содержащих *Vavilovites turgidus* (Popov). Мощность 30 м.

10. Алевролиты глинистые, темно-серые, на поверхности бурые с караваеобразными карбонатными конкрециями различных размеров. Многочисленны аммоноидеи – *Vavilovites turgidus* (Popov), *V. compressus* (Vavilov), *V. umbonatus* Vavilov. Мощность 22 м.

11. Алевролиты глинистые, темно-серые с редкими мелкими уплощенными конкрециями, содержащими аммоноидеи плохой сохранности – *Kingites? korostelevi* Zakharov, *Metophiceras verkhoynicum* Popov. Видимая мощность 20 м.

Более высокие горизонты разреза обнажаются в 4 км выше по р. Делинья, по правому безымянному притоку. Здесь на слоях с *Kingites? korostelevi* залегают мощная пачка алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников без органических остатков, которая в свою очередь перекрывается темно-серыми аргиллитами с *Hedenstroemia tscheriskii* зоны *hedenstroemi* оленекского яруса.

Несмотря на наличие небольших разломов, описанный разрез дает достаточно ясное представление о последовательности аммоноидных сообществ и предлагается в качестве стратотипического для новой зональной схемы верхнего инда.

Зона Vavilovites sverdrupi

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, р. Делинья, разрез по руч. Березовому, сл. 1 - 4.

Номенклатура. Для Северо-Востока Азии зона с подобным названием выделяется впервые.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по первому появлению рода *Vavilovites*. Для зоны характерен очень скудный комплекс аммоноидей, по сути дела только вид-индекс, четко отличающийся от всех более молодых вавиловитов узкой вентральной стороной и более тонкой раковиной с уплощенными боковыми сторонами.

М.Н. Вавилов и Ю.Д. Захаров разделили род *Vavilovites* на два подрода (Вавилов, Захаров, 1976). По нашему мнению объем подрода *Vavilovites* (*Vavilovites*) следует ограничить только типовым видом – *V. sverdrupi* и в таком случае этот подрод будет распространен только в рассматриваемой подзоне.

Распространение. Восточное Верхоянье, побережье Охотского моря.

Зона *Vavilovites turgidus*

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, р. Делинья, разрез по руч. Березовому, сл. 5 - 10.

Номенклатура. Впервые название зоны *Rachyroptychites turgidus* было предложено М.Н. Вавиловым (1967) для древнейших отложений верхнего инда Верхоянья, тогда как более высокие горизонты им были выделены в зону *Proptychites*. Эта же идея приуроченности наиболее толстых вавиловитов к низам разреза верхнего инда и тонких к верхам получила свое отражение и в последней схеме этого автора (Вавилов, 1982), где в вавиловитовых слоях выделены два биостратона – *turgidus* и *compressus*. В предлагаемой схеме зоны *Proptychites* и *compressus* являются синонимами зоны *turgidus*.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению вавиловитов с более толстыми субтреугольными оборотами, иногда выделяемых в подрод *Vavilovites* (*Tomproptychites*). Кроме вида-индекса и некоторых близких ему видов (*Vavilovites umbonatus* Vavilov, *V. subtriangularis* Vavilov и др.) разными авторами (Вавилов, 1968, 1982; Архипов, 1974; Бычков, 1974) для этого уровня указывались различные офицератиды, ксенодисциды и проптитихитины, но эти данные не подтверждаются нашими исследованиями. В пределах зоны могут быть выделены две подзоны – *subtriangularis* и *umbonatus*.

Распространение. Восточное и Западное Верхоянье, верховья Индигирки и Колымы.

Подзона *Vavilovites subtriangularis*

Стратотип. Слои 5 - 9 стратотипического разреза зоны *turgidus*.

Номенклатура. Подзона выделяется впервые. Вид-индекс вероятно определялся ранее как *Rachyroptychites strigatus* (Архипов, 1974), и зона *strigatus* Ю.В. Архипова является синонимом подзоны.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Для подзоны характерен вид-индекс, и в ней появляются первые вавиловиты из группы *V. turgidus*.

Распространение. Восточное Верхоянье.

Подзона *Vavilovites umbonatus*

Стратотип. Слой (10) стратотипического разреза зоны *turgidus*.

Номенклатура. Подзона выделяется впервые.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса. В подзоне известен наиболее разнообразный комплекс вавиловитов, описанный различными авторами (Архипов, 1974; Вавилов, 1968; Вавилов, Захаров, 1976), но большинство видов скорее всего являются синонима-

ми изменчивого вида *Vavilovites turgidus* (Popov). Вероятно самостоятельными видами являются лишь *V. umbonatus* Vavilov и *V. compressus* Vavilov.

Распространение. Восточное Верхоянье, верховья Индигирки и Колымы.

Зона *Kingites? korostelevi*

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, р. Делинья, разрез по руч. Березовому, сл. 11.

Номенклатура. Зона выделяется впервые. Ранее (Вавилов, 1967; Архипов, 1974; Бычков, 1974) характерные для этой зоны виды указывались в составе комплекса нижележащей зоны.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по полному исчезновению рода *Vavilovites* и появлению вида-индекса. Кроме того, в зоне широко распространены ксенодисциды, известные как *Metopficeras verkhoianicum* Popov, представляющие новый род.

Распространение. Восточное Верхоянье.

Оленекский ярус

В первой схеме оленекского яруса Ю.Н. Попова (1959) были выделены три родовые зоны, и идея трехчленного деления этого яруса господствовала до семидесятых годов. Два подъяруса в оленекском ярусе Сибири, являющиеся достаточными точными аналогами смитского и спатского ярусов канадского стандарта Э.Т. Тозера (Tozer, 1965; 1967), были предложены Ю.М. Бычковым (1974). Объем этих подразделений и граница между ними уточнены А.С. Дагисом и А.А. Дагис (1982).

В современной трактовке подъярусы соответствуют двум крупным этапам эволюции как бореальных аммоноидей, так и сообществ из акваторий низких палеоширот (Захаров, 1975). В раннем оленеке отмечается широкая инвазия в бореальные бассейны тетических таксонов и в сообществах доминировали космополитные роды, что хорошо увязывается с глобальной трансгрессией, имевшей место в это время. Поздний оленек был временем крайнего эндемизма аммоноидей, их усиленной географической дифференциации (Дагис, Ермакова, 1988) и, вероятно, существенного понижения уровня Мирового океана.

Зонирование оленекского яруса и в особенности верхнего подъяруса базируется в значительной мере на конкретных филогенетических линиях эндемичных бореальных таксонов. В частности схема верхнего оленека построена на эволюции семейства *Sibiritidae*, заключавшейся в постепенном превращении простейших гладких форм в интенсивно орнаментированные таксоны.

Древнейшим в этой линии является род *Voegesgas* (Дагис, Ермакова, 1988), практически лишенный орнаментации, но показывающий закономерное изменение формы сечения оборотов от округлой (*V. planorbis*) к овальной (*V. demokidovi*) и субпрямоугольной, с отчетливо уплощенной вент-

ральной стороной (*B. lenaense*). Потомок этого рода, обнаруживаемый в более высоких горизонтах – род *Praesibirites*, сохраняет форму оборота наиболее молодых *Bogoceras* и характеризуется появлением латеральных бугорков (*P. tuberculatus*), а затем и ребер (*P. egorovi*).

Следующей ступенью в этой филогенетической ветви является род *Parasibirites*, у которого появляются дополнительные вентролатеральные бугорки и ребристость на вентральной стороне. Виды этого рода из разных подзон зоны *grambergi* отличаются временем появления в онтогенезе ребристости на вентральной стороне. У древнейшего вида (*P. kolymensis*) вентролатеральные бугорки и вентральная ребристость появляются только на жилой камере, и молодые экземпляры этого вида практически не отличимы от рода *Praesibirites*. Виды рода *Parasibirites* из более высокой подзоны (*mixtus*) имели ребристую вентральную сторону, начиная с 5.5 - 6 оборотов. Наконец наиболее молодые виды из подзоны *efimovae* были ребристы уже на 3.5 - 4 оборотах. Терминальным в этой ветви был род *Sibirites*, который утратил бугорки на боковых сторонах.

В рассмотренной филогенетической линии между последовательными видами часто существуют переходные формы, и такие же формы известны между видами последовательных родов (например, *Praesibirites* и *Parasibirites*). Последнее обстоятельство, учитывая эндемичность исследованных таксонов, скорее свидетельствует, что этот хронологический ряд достаточно полно отражает все этапы эволюции семейства *Sibiritidae*. Следовательно, стратиграфическая схема, основанная на подобных данных, скорее лишена сколь-нибудь существенных хиатусов и близка по достигнутой детальности к точности метода, поскольку другие синхронные таксоны в позднем оленеке эволюционировали значительно медленнее.

Нижний подъярус

Нижняя граница проводится по появлению хеденштремиид и в первую очередь рода *Hedenstroemia*. Включает три зоны: *Hedenstroemia hedenstroemi*, *Lepiskites kolymensis*, *Wasatchites tardus*.

Зона *Hedenstroemia hedenstroemi*

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, разрез по руч. Лекеер, сл. 26 (нижние 105 м) (Дагис и др., 1979).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница совпадает с границей подъяруса. В зоне абсолютным доминантом является род *Hedenstroemia* (*H. hedenstroemi* (Keys.), *H. tcherskyi* Попов) и более редки виды рода *Anaxenaspis*. Также отмечены первые *Sakhaites* и *Kelteroceras*, более широко распространенные в следующей зоне.

Распространение. Зона известна от р. Оленек на западе до Охотского побережья на востоке. В неревизованных разрезах трудно отделима от зоны *kolymensis*.

Зона *Lepiskites kolymensis*

Стратотип. Восточное Верхоянье, басс. р. Томпо, разрез по руч. Лекеер, сл. 26 (верхние 25 м) - 28 (Дагис и др., 1979).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению большого комплекса родов (*Lepiskites*, *Melagathiceras* и др.). Зона содержит наиболее разнообразный комплекс аммоноидей, и только для нее характерны роды *Lepiskites*, *Clypeoceratoides*, *Meekoceras*, *Arctoceras*, *Euflemingites*, *Juvenites*, *Melagathiceras*. Преимущественно в этой зоне распространены роды *Sakhaites*, *Kelteroceras*. Известны последние редкие представители рода *Hedenstroemia*, представленные формами с усложненной лопастной линией (Дагис, Ермакова, 1990). Распределение аммоноидей в некоторых разрезах показывает, что зона *kolymensis* включает возможно два последовательных комплекса. Вероятно, только нижней частью зоны ограничено распространение рода *Lepiskites*, и для более высоких горизонтов характерен генетически связанный с ним род *Clypeoceratoides*.

Распространение. Зона *kolymensis* является одной из наиболее широко распространенных оленекских зон Сибири, и ее аналоги известны от Восточного Таймыра до Северной Чукотки и Охотского побережья.

Зона *Wasatchites tardus*

Гипостратотип. Верховья р. Колымы, басс. р. Кулу, разрез по руч. Кеньеличи, сл. 15, 16 (Дагис и др., 1979).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению прионитид и в первую очередь родов *Wasatchites* и *Anasibirites*. В зону, за исключением рода *Anakashmirites*, не переходит большинство родов зоны *kolymensis*. Наиболее характерны для зоны виды родов *Xenocelites* (*X. subevolutus* Spath, *X. matheri* Mathews), *Wasatchites* (*W. tardus* McLearn) и *Anasibirites* (*A. ochoticus* Bychk., *A. ex gr. multiformis* Welter).

Распространение. Низовья р. Лены, Западное и Восточное Верхоянье, верховья р. Колымы, Охотское побережье.

Верхний подъярус

Нижняя граница проводится по исчезновению *Prionitidae* и появлению *Sibiritidae* и рода *Vajarunia*. Включает четыре зоны: *Vajarunia euomphala*, *Nordphicerqas contrarium*, *Parasibirites grambergi* и *Olenikites spiniplicatus*.

Зона *Bajarunia euomphala*

Нижнее течение р. Оленек, басс. р. Буур, разрез по руч. Тойон-Уйалаах, сл. 2, 3 (Дагис, Ермакова, 1988).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница совпадает с границей подъяруса. Специфическим для зоны является род *Bajarunia*, и в ней преимущественно распространен род *Boeoceras*. Здесь же появляются роды *Koninckitoides* и *Pseudosageceras*. На основании распространения видов родов *Bajarunia* и *Boeoceras* зона разделена на три подзоны.

Распространение. Зона указывается из большинства структурно-фациальных областей Северо-Восточной Азии (Дагис и др., 1979), но эти данные требуют ревизии, в первую очередь определений видов труднодиагностируемых родов *Boeoceras* и *Bajarunia*.

Подзона *Bajarunia eiekitensis*

Стратотип. Разрез, принятый за стратотип зоны, сл. 2 (Дагис, Ермакова, 1988).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница совпадает с границей зоны. Аммоноидеи в подзоне редки и представлены только видом-индексом.

Распространение. Север Средней Сибири (низовья р. Оленек).

Подзона *Boeoceras planorbis*

Стратотип. Разрез, принятый за стратотип зоны, сл. 3 (нижняя часть) (Дагис, Ермакова, 1988).

Номенклатура. Подзона выделена впервые А.С. Дагисом и С.П. Ермаковой (1984), но в большем объеме. Дополнительные исследования показали, что она в первоначальной трактовке включает два дискретных и последовательных комплекса и вид-индекс распространен только в нижнем.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению рода *Boeoceras*. Кроме вида-индекса для подзоны очень характерны эволютные *Bajarunia* (*B. alexandri* Dagys). Другие виды (*B. таймыренсис* Dagys, *Pseudosageceras* sp.) редки.

Распространение. Достоверно Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье.

Подзона *Boeoceras apostolicum*

Стратотип. Разрез, принятый в качестве стратотипа зоны, сл. 3 (верхняя часть) (Дагис, Ермакова, 1988).

Номенклатура. Подзона выделяется впервые.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница подзоны совпадает с появлением вида-индекса и близкого вида *Boeoceras demokidovi* Kirg., которые распространены только в рассматриваемой подзоне. Достоверно за пределами подзоны не известна также

Bajarunia euomphala (Keys.). В подзоне появляются первые *Koninckitoides posterius* (Popov).

Распространение. Характерные для подзоны виды приводятся от Таймыра до Охотского побережья, но эти определения требуют проверки.

Зона *Nordophiceras contrarium*

Стратотип. Восточный Таймыр, возвышенность Тулай-Киряка. Разрез описан А.С. Дагисом и др. (1989), но требует небольших корректив в определении отдельных видов, в связи с чем дается его краткое описание. Здесь на туфопесчанниках восточно-таймырской свиты с *Bajarunia euomphala* (Keys.) и *Boeoceras* aff. *apostolicum* (Smith) залегает ыстаннахская свита, разрез которой является наиболее полным для зоны *contrarium*.

1. Аргиллиты и алевролиты темно-серые с подчиненными слоями туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчанников и частыми прослоями карбонатных конкреций, содержащих *Boeoceras lenaense* (Dagys et Konst.). Мощность 82 м.

2. Алевролиты глинистые, темно-серые с частыми конкреционными прослоями и аммоноидеями *Nordophiceras contrarium* (Popov), *Praesibirites tuberculatus* (Dagys et Konst.), *P. aff. egorovi* Dagys et Erm. (переходные формы). Мощность 32 м.

3. Аргиллиты темно-серые, тонкогоризонтально-слоистые с плоскими конкрециями, содержащими *Nordophiceras* aff. *contrarium* (Popov), *Praesibirites egorovi* Dagys et Erm. Мощность 37 м.

4. Неравномерное переслаивание аргиллитов и глинистых алевролитов. Мощность 20 м.

Перекрывается ыстаннахская свита туфопесчанниками прибрежной свиты без фауны.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению рода *Nordophiceras*. В зоне известны последние *Boeoceras* (*B. lenaense*), только для зоны характерен род *Praesibirites*. В низах зоны обычны *Koninckitoides* и *Pseudosageceras*. Включает три подзоны.

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, Хараулах, Восточное Верхоянье.

Подзона *Boeoceras lenaense*

Стратотип. Возвышенность Тулай-Киряка, сл. 1 приведенного разреза.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница совпадает с границей зоны. Только для подзоны характерны *Boeoceras* с уплощенной вентральной стороной (*B. lenaense*, *B. mirabile* и род *Evenites*). Здесь также известны последние *Koninckitoides posterius* (Popov).

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, Хараулах, Восточное Верхоянье.

Подзона Praesibirites tuberculatus

Стратотип. Возвышенность Тулай-Кирыка, сл. 2 приведенного разреза.

Номенклатура. Подзона выделена впервые А.С. Дагисом и С.П. Ермаковой (1988), но в ее состав была включена и подзона egorovi. Между видами-индексами подзон tuberculatus и egorovi существуют переходные формы, но типичные P. egorovi приурочены только к верхней части зоны contrarium.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению рода Praesibirites. Кроме вида-индекса в зоне распространен Nordopliceras contrarium (Popov).

Распространение. Восточный Таймыр, Хараулах.

Подзона Praesibirites egorovi

Стратотип. Возвышенность Тулай-Кирыка, сл. 3 приведенного разреза.

Номенклатура. Подзона выделяется впервые.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса. Кроме последнего, в подзоне известны Nordopliceras aff. contrarium (Popov) (скорее всего относящиеся к новому виду).

Распространение. Восточный Таймыр.

Зона Parasibirites grambergi

Стратотип. Наиболее полный разрез зоны описан на Восточном Таймыре, по р. Чернохребетной. По данным А.Ю. Егорова и Л.И. Куликовой здесь в пачке 4 истаннахской свиты, представленной глинистыми алевролитами с прослоями карбонатных конкреций, прослеживается несколько уровней с аммоноидеями:

а) нижние 10 м с Bajarunia euomphala (Keys.) и др. (зона euomphala);

б) 10 - 30 м – Nordopliceras contrarium (Popov), Boreoceras lenaense (Dagys et Konst.);

в) 30 - 50 м – Praesibirites tuberculatus (Dagys et Konst.) (зона contrarium);

г) 50 - 55 м – Parasibirites rariaculeatus (Popov); P. kolymensis Bytschk (зона grambergi, подзона kolymensis);

д) 55 - 70 м – Parasibirites grambergi (Popov), P. mixtus (Popov), P. subpretiosus (Popov), Sibirites elegans Dagys et Erm. в нижней части (подзона grambergi) и Parasibirites efimovae Bytschk., Sibirites subpretiosus (Mojs.) в верхней части (подзона efimovae).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница зоны проводится по появлению рода Parasibirites. В зоне распространены также роды Nordopliceras, Boreomeekoceras, Sibirites, Olenekoceras, Subolinekites. В

пределах зоны могут быть выделены три новые подзоны.

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, Хараулах, Восточная Якутия, верховья р. Колымы.

Подзона Parasibirites kolymensis

Стратотип. (См. стратотип зоны).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница совпадает с границей зоны. Для подзоны кроме вида-индекса характерны Nordopliceras menense (Popov) и Subolenekites pilaticus Tozer.

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, верховья р. Колымы.

Подзона Parasibirites mixtus

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению видов Parasibirites grambergi (Popov), P. mixtus (Popov), P. subpretiosus (Popov). В этой подзоне появляются первые Sibirites (S. elegans Dagys et Erm.).

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, Хараулах, Восточная Якутия.

Подзона Parasibirites efimovae

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению вида-индекса и родов Olenekoceras и Boreomeekoceras. Для зоны характерны Sibirites pretiosus (Mojs.), Boreomeekoceras keyserlingi (Mojs.), Olenekoceras levigatum Dagys et Erm., Nordopliceras kazakovi Dagys et Erm.

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, верховья р. Колымы.

Зона Olenikites spiniplicatus

Стратотип. Нижнее течение р. Оленек, руч. Менгилах (Егоров, Куликова, 1989).

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика. Нижняя граница проводится по появлению родов Olenikites, Keyserligites, Pseudosvalbardiceras, Timoceras, Prosphingites, являющихся индикаторами зоны. Для зоны также характерны многие виды других родов – Nordopliceras kaipinskii (Mojs.), N. schmidti (Mojs.), Sibirites eichwaldi (Keys.) и др. Зона вероятно включает несколько последовательных комплексов. В частности, можно отметить приуроченность только к верхним горизонтам рода Prosphingites.

Распространение. Восточный Таймыр, Лено-Оленекское междуречье, Хараулах, Восточное Верхоянье, верховья р. Колымы.

КОРРЕЛЯЦИЯ

1. Бореальные регионы. Вопросы корреляции сибирской схемы со схемами нижнего триаса дру-

гих бореальных регионов рассмотрены в нескольких недавних публикациях (Дагис, Тозер, 1989; Weitschat, Dagys, 1989), что позволяет нам остановиться лишь на некоторых уточнениях (табл. 3).

Зоны boreale восточных и западных частей бореального бассейна не эквивалентны. Эта зона в Арктической Канаде, Гренландии и на Свальбарде содержит различные Tomprophiceras из группы *T. pascoei* и может сопоставляться с двумя зонами (boreale и pascoei) Сибири. Следовательно, только зона morphaeos Сибири, в которой появляются настоящие *Orphiceras*, является аналогом зоны commune Канады.

Наиболее сложным для корреляции интервалом является верхний инд. В Сибири нет никаких следов аналогов зоны candidus Канады, и в настоящее время этот палеонтологический пробел в основании верхнего инда является единственным хиатусом в стратиграфической схеме нижнего триаса Северо-Востока Азии. Вопреки ранее высказывавшейся точке зрения, можно полагать, что нет полной синхронности вавиловитовых слоев Сибири и Канады. В западной части Бореальной области имеются лишь горизонты с первыми относительно тонкими вавиловитами с узкой вентраль-

ной стороной (зона sverdrupi) и совершенно не известен наиболее разнообразный и широко распространенный в Сибири комплекс толстых вавиловитов, относимых к подроду *Vavilovites* (Tomproprotychites). Соответственно коррелятивы зоны turgidus в западных бореальных регионах не известны. В последнем регионе не обнаружены также аналоги терминальной зоны инда – korostelevi.

Корреляция нижнеоленецких схем, благодаря космополитизму аммоноидей этого интервала, не вызывает сомнений, но зона hedenstroemi широко распространена только в Сибири и в западных регионах установлена лишь в одном пункте Арктической Канады (Дагис, Тозер, 1989).

Верхнеоленецкие схемы восточной и западной частей Бореальной области не сопоставимы по детальности. В наиболее изученных разрезах Канады выделены только два биостратона (вместо 10 в Сибири), и самый крупный хиатус здесь устанавливается в основании оленека. Во всех западных районах полностью не известны аналоги зон euomphala и contrarium, хотя в конкретных разрезах не отмечены перерывы в осадконакоплении. Следующий хиатус охватывает значительную часть зоны grambergi, поскольку типовой вид

Таблица 3. Корреляция зональных схем нижнего триаса

Ярус	Подъярус	Северо-Восток Азии	Канада	Свальбард	Запад США	Приморье	Гималаи	Соляной Кряж		
Оленецкий	верхний	spiniplicatus		subrobustus	subrobustus	mckelvei	multiformis	pakistanum		
		grambergi	efimovae	Spathian	pilaticus	parisianus	insignis	Tirolites-Columbites		
			mixtus							
			kolymensis							
		contrarium	egorovi							
			tuberculatum							
		euomphala	lenaense							
	apostolicum									
	planorbis									
	нижний	tardus	Smithian	tardus	tardus	Anasibirites	nevolini	Ps. himaica	pluriformis	
kolymensis		romunduri	romunduri	gracilitatis	bosphorensis	rohilla	gracilitatis?			
hedenstroemi		hedenstroemi					flemingianus			
Индский	верхний	korostelevi	Dienerian	sverdrupi	sverdrupi	subdharmus	Слой с Meekoceraras	rotundatus-volutus		
		turgidus								
		sverdrupi						frequens		
	нижний	decipiens	Griesbacnian	strigatus	rosenkrantzi			tibeticum	connectens	
		morphaos		commune						
		pascoi		boreale					woodwardi	
		boreale								
		concauum		concauum						

зоны *pilaticus* Канады в Сибири приурочен только к подзоне *kolymensis*. На Свальбарде из всего верхнего оленека встречены коррелятивы только одной зоны – *spiniplicatus* (Weitschat, Dagens, 1989).

2. Тетические регионы. Непосредственная корреляция бореальных и тетических схем нижнего триаса возможна лишь для периодов максимальных трансгрессий. По сути дела известны всего два таких реперных уровня. Один из них приходится на начало инда и охватывает уровень с *Otoceras*, который в тетических регионах имеет ограниченное распространение и известен только из южной зоны, примыкавшей к Гондване. В этом случае спорны детальные корреляции. Э.Т. Тозер (Tozer, 1981) считает, что отоцерасовые слои бореальных и тетических районов являются синхронными в целом, в то время как мы полагаем, что зона *boreale* уверенно может быть сопоставлена только с зоной *woodwardi* и эквиваленты зоны *concautum* в низких палеоширотах не установлены (Dagens, Dagens, 1986) (табл. 3).

Следующим реперным уровнем является нижний оленек, причем зона *tardus* безошибочно узнается во всех регионах мира, и эта корреляция подтверждается конодонтами (Дагис, Дагис, 1989), поскольку зона *Neogondolella milleri* является точным аналогом зоны *tardus* и также имеет глобальное распространение. Коррелятивы зоны *kolymensis*, благодаря широкому распространению космополитных родов, также достаточно ясны, за исключением южной зоны Тетиса, где аналоги зоны *tardus* подстилаются слоями, коррелируемыми только с зоной *hedenstroemi* (Дагис, Ермакова, 1990). Еще менее ясны коррелятивы зоны *hedenstroemi*, и достаточно уверенные ее эквиваленты устанавливаются преимущественно в гондванской части Тетиса (Дагис, Ермакова, 1990).

В настоящее время нет никаких данных для хотя бы приближенной зональной корреляции верхнего инда бореальных и тетических регионов и очень проблематичны детальные сопоставления верхнеоленекских схем. Б. Каммел (Kummel, 1966, 1968, 1969), Л.Д. Кипарисова (1961) и Ю.Д. Захаров (1968) описали многие бореальные роды из верхнего оленека в низких палеоширотах, но большинство этих определений скорее некорректны (Дагис, Ермакова, 1984).

В Приморье известны настоящие *Bajarunia* из тиrolитовых слоев и *Olenekoceras* (*Keyserlingites miroshnikovii*) из колумбовых слоев (Захаров, 1968; Захаров, Рыбалка, 1987). На западе США в колумбитовых слоях отмечены *Olenekoceras* (*Keyserlingites stephensoni*), *Bajarunia* (*Prionolobus jacksoni*) и *Boreoceras* (*Dieneroceras apostolicum*).

Согласно этим данным тиrolитовые слои могут быть скоррелированы с нижней частью зоны *eumorphala* Сибири и колумбитовые слои (зоны *parisianus* и *insignis*) – с верхней подзоной зоны *eumorphala* и полным объемом зон *contraium* и *grambergi*,

поскольку первый *Olenekoceras* в Сибири появляется лишь в верхах зоны *grambergi*. Подобные корреляции дают возможность предположить, что зона *parisianus* запада США и зона *insignis* Приморья, содержащие многочисленные роды аммоноидей, основаны на неестественных сообществах (Tozer, 1971) и включают возможно несколько последовательных фаун.

Терминальная зона оленекского яруса Северо-Востока Азии – *spiniplicatus* хорошо коррелируется с зоной *subrobustus* Канады, которая содержит ряд родов (*Zenoites*, *Isculitoides*, *Procarnites*), характерных для субколумбитовых слоев тетических регионов. Однако существует предположение, что эта зона бореального триаса может сопоставляться с зоной *haugi* (Silberling, Tozer, 1968; Tozer, 1971; Tozer, 1981; Bucher, 1989), первоначально выделенной на западе США в анизийском ярусе. В последней зоне встречены характерные среднетриасовые группы (*Acrochordiceratidae*, *Longobarditidae*) и специфические формы, такие как “*Tirolites*” *pacificus*, которые по мнению Х. Бухера (Bucher, 1989) относятся к роду *Keyserlingites* и сопоставимы с *K. subrobustus* (Mojs.), одним из характернейших видов зоны *spiniplicatus*. Ванг (Wang, 1984) полагает, что род *Keyserlingites* характерен как для верхов оленека, так и для низов анизия, причем в бореальных бассейнах он был распространен в раннем триасе, а в тетических – в среднем. Такой прохорез рода сомнителен, и проблема скорее связана с тем, что анизийские формы (в том числе и из зоны *haugi* запада США) относятся к роду *Durgaites*, являющемуся гетерохронным гомеоморфом рода *Keyserlingites* (Дагис, 1988).

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов Ю.В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1974. 270 с.
- Бычков Ю.М. Зональное расчленение триаса Северо-Востока СССР и границы его ярусов и подъярусов // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1974. С. 19 - 53.
- Вавилов М.Н. О зонах в нижнем триасе Западного Верхоянья // ДАН СССР. 1967. Т. 175. № 5. С. 1105 - 1107.
- Вавилов М.Н. Новые данные о стратиграфии и аммонитах индского яруса Западного Верхоянья // Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1968. С. 5 - 13.
- Вавилов М.Н. Индский ярус и зона *Vavilovites* Восточного Верхоянья // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: Наука, 1982. С. 13 - 26.
- Вавилов М.Н., Захаров Ю.Д. Ревизия раннетриасового рода *Rachyrprotychites* // Тр. Биол.-почвен. и-та ДВНЦ АН СССР. 1976. Т. 42. С. 60 - 67.
- Дагис А.С. Проблемы биостратиграфии триаса Сибири и Дальнего Востока // Биостратиграфия мезозоя

- Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 9 - 16.
- Дагис А.С. Граница нижнего-среднего триаса в борельных и тетических регионах и корреляция анизийских отложений // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 3 - 9.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Биостратиграфия триаса Северо-Восточной Азии // Биостратиграфия борельного мезозоя. Новосибирск: Наука, 1974. С. 6 - 24.
- Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 241 с.
- Дагис А.С., Дагис А.А. Корреляция борельного нижнего триаса // Геология и геофизика. 1982. № 4. С. 3 - 9.
- Дагис А.С., Дагис А.А. Детальная схема биостратиграфии оленекского яруса Севера Сибири по аммоноидеям и конодонтам // Ярусные и зональные шкалы борельного мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 38 - 44.
- Дагис А.С., Дагис А.А., Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Биостратиграфия нижнего инда Восточного Верхоянья // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 21 - 31.
- Дагис А.С., Егоров А.Ю., Казаков А.М., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений Юго-Восточного Таймыра // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 71 - 91.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Зона *Prohungarites similis* Куларского хребта // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 41 - 45.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Борельные позднеоленекские аммоноидеи. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммоноидеи Сибири. М.: Наука, 1990. 112 с.
- Дагис А.С., Тозер Е.Т. Корреляция триаса Северной Канады и Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 3 - 9.
- Домохотов С.В. Индский ярус и зона отоцерас Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Якутское кн. изд-во, 1960. С. 111 - 120.
- Егоров А.Ю., Куликова Л.И. Стратиграфическое положение раннетриасовых траппов Таймыра // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. С. 91 - 105.
- Ермакова С.П. Аммоноидеи и биостратиграфия нижнего триаса Верхоянского хребта. М.: Наука, 1981. 138 с.
- Захаров Ю.Д. Биостратиграфия и аммоноидеи нижнего триаса Южного Приморья. М.: Наука, 1968. 176 с.
- Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1975. 224 с.
- Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В. Эталоны перми и триаса тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1987. С. 6 - 48.
- Кипарисова Л.Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч. 1. Головоногие моллюски // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. 1961. Т. 48. 280 с.
- Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Проект разделения нижнего триаса на ярусы // Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций. М.: Недра, 1964. С. 91 - 99.
- Корчинская М.В. Биостратиграфия индского яруса Шпицбергена // Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л.: Наука, 1986. С. 77 - 91.
- Попов Ю.Н. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика триаса Северо-Востока СССР // Тр. Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1959. С. 191 - 195.
- Сакс В.Н., Дагис А.А., Дагис А.С., Меледина С.В., Месежников М.С., Пергамент М.А. Совещание по биостратиграфии морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 136 - 147.
- Arkhipov Y.V., Bytschkov Y.M., Polubotko I.V. A new scheme for Triassic deposits from Northeast USSR // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1971. V. 19. N. 2. P. 313 - 314.
- Bucher H. Lower Anisian ammonoids from the northern Humboldt Range (northwestern Nevada, USA) and their bearing upon the Lower-Middle Triassic boundary // Eclogae Geol. Helvetiae. 1989. V. 82. N. 3. P. 945 - 1002.
- Dagys A.S., Dagys A.A. Biostratigraphy of the Lowermost Triassic and the boundary between Paleozoic and Mesozoic // Mem. Soc. Geol. Ital. 1986. V. 34. P. 313 - 320.
- Kummel B. The Lower Triassic formations of the Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan // Bull. Mus. Compar. Zool. 1966. V. 134. P. 316 - 429.
- Kummel B. Additional Scythian ammonoids from Afghanistan // Bull. Mus. Compar. Zool. 1968. V. 136. P. 483 - 509.
- Kummel B. Ammonoids of the Late Scythian (Lower Triassic) // Bull. Mus. Compar. Zool. 1969. V. 137. P. 311 - 701.
- Silberling N.J., Tozer E.T. Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America // Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 110. 1968. 63 p.
- Smith J.P. Lower Triassic ammonoids of North America // US Geol. Surv. Prof. Pap. 167. 1932. 199 p.
- Spath L.F. The Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // Medd. Grønland. 1930. V. 83. N. 1. P. 1 - 90.
- Spath L.F. Additions to the Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // Medd. Gronland. 1935. V. 98. N. 2. P. 1 - 115.
- Tozer E.T. Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada // Geol. Surv. Canada. 1965. Pap. 65 - 12. P. 1 - 14.
- Tozer E.T. A standard for Triassic time // Bull. Geol. Surv.-Canada. 1967. N. 156. 101 p.
- Tozer E.T. Triassic time and ammonoids: problems and proposals // Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 989 - 1031.
- Tozer E.T. Triassic ammonoidea: geographic and stratigraphic distribution // The ammonoidea. L.-N.Y.: Acad. press, 1981. P. 397 - 431.
- Definition of the Permian-Triassic (P-T) boundary: the question of the age of the Otoceras beds // Mem. Soc. Geol. Ital. 1986. V. 34. P. 291 - 301.
- Wang Y. Remarks on the Scythian-Anisian boundary // Riv. Ital. Paleont. Strat. 1984. V. 90. N. 4. P. 515 - 544.
- Weitschat W., Dagys A.S. Triassic biostratigraphy of Svalbard and a comparison with NE-Siberia // Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg. 1989. Hf. 68. P. 179 - 213.



Эволюция биосферы

УДК 551.78.569 (571.1)

О ВОЗРАСТЕ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ КАРАБУЛАКСКОЙ СВИТЫ НА р. КАЛМАКПАЙ (ЗАЙСАНСКАЯ ВПАДИНА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 1993 г. Э. А. Вангенгейм*, И. А. Вислобокова**, А. Я. Година**, Е. Л. Дмитриева**,
В. И. Жегалло***, М. В. Сотникова*, П. А. Тлеубердина****

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

**Палеонтологический институт РАН, 117647 Москва, Профсоюзная ул., д. 123, Россия

***Государственный Геологический музей им. В.И. Вернадского РАН,
103009 Москва, Моховая ул., д. 11, корп. 2, Россия

****Институт зоологии АН Казахстана, 480032 Алма-Ата, Академгородок, Республика Казахстан

Поступила в редакцию 02.07.92 г.

Анализ фауны млекопитающих из местонахождения на р. Калмакпай из отложений карабулакской свиты показывает, что она должна относиться к туролию европейской шкалы, а не к русцинию, как считалось раньше, соответственно – к терминальному миоцену. В магнитохронологической шкале костеносный горизонт сопоставляется с началом эпохи магнитной полярности 5.

Изучение кайнозойских отложений Зайсанской впадины имеет длительную историю. Особенно интенсивно оно проводилось в конце 50-х - начале 60-х годов. В 1963 г. обобщение геологических материалов по этому району было сделано Б.А. Борисовым (1963) в соответствии с результатами геолого-съёмочных работ, проведенных ленинградской группой партий Алтайской экспедиции Восточно-Казахстанского геологического управления в 1956 - 1961 гг. Была разработана стратиграфическая схема, многие горизонты которой получили палеонтологические характеристики по различным группам органического мира.

В разрезе неогена по р. Калмакпай выделялись среднемиоценовая зайсанская свита, средневерхнемиоценовая сарыбулакская, ниже-среднеплиоценовая калмакпайская и средне-верхнеплиоценовая карабулакская свиты¹. В отложениях средней части карабулакской свиты в 1960 г. были найдены остатки гиппариона и обломки эмали высококоронкового зуба, первоначально определенного как принадлежащего слону. В.Е. Гарутт и Л.К. Габуния возраст остатков определили как средний - поздний плиоцен. Впоследствии оказалось, что это обломки зуба *Sinothetium* (*Elasmotheriini*), тем не менее первоначальное определение повлияло на датировку отложе-

ний в сторону завышения возраста до среднего - верхнего плиоцена (Борисов, 1963).

В 1961, 1966 и 1968 гг. на этом местонахождении сотрудниками Палеонтологического института АН СССР были проведены раскопки, доставившие значительный остеологический материал.

Предварительные списки млекопитающих были опубликованы В.И. Жегалло в 1966 г., который датировал фауну Калмакпая средним плиоценом, исходя из представления, что подстилающие отложения (калмакпайская свита) соответствуют нижнеплиоценовой павлодарской свите, а фауна в общих чертах несколько более прогрессивна, чем павлодарская. Эта же датировка была принята и в более поздней работе Э.А. Вангенгейм и др. (1972), где, однако, указывалось, что "фауна крупных млекопитающих этой стадии в родовом составе обнаруживает значительное сходство с предшествующей павлодарской" (с. 59).

Материалы раскопок ПИН АН СССР обрабатывались по группам различными исследователями. Е.Л. Дмитриева (1977) описала из этого местонахождения *Gazella dorcadoides* Schlosser и отнесла ее к раннему - среднему плиоцену. В.И. Жегалло определил два вида гиппарионов – *Hipparion hippidiodus* Sefve и *H. elegans* W.Grom. и поместил фауну этого местонахождения в начало среднего плиоцена (киммерия), в русциний, считая ее возраст "послепавлодарским". А.Я. Година (1979) описала новый подвид и новый вид жирафы – *Ra-*

¹ Эти датировки приведены в соответствии со схемой МСК (1956 г.), по которой нижний плиоцен начинался с понта.

leotragus (*Yuorlovia*) *asiaticus*, который датировала ранним плиоценом. Ю.А. Семенов (1989) остатки иктитерия описал как *Hyaenictitherium hyaenoides orlovi*. М.В. Сотниковой (Sotnikova, 1992) описан новый вид *Machairodus kurteni*, определена *Adcrocuta eximia* (Roth et Wagner).

Кроме того, в коллекциях ПИН АН СССР указываются ближе пока не определенные остатки *Chilotherium* sp., *Sinootherium* sp., *Cervinae*, *Tragocerus* sp., *Vormela* sp.

В 1981 - 1983 гг. раскопки этого местонахождения проводились сотрудниками Института зоологии АН КазССР (Тлеубердина, 1988). По материалам этих работ к уже известным формам млекопитающих добавились *Melinae* gen?, *Indarctos* sp., *Plesiogulo crassa* Teilh., *Cervavitus* sp?, *Procacriolus* sp., остатки синотерия Б.У. Байшашов (1986) отнес к новому виду *Sinootherium zaisanensis* Baish. По-видимому, ошибочно внесен в этот список *Hipparion houfenense* со ссылкой на работу В.И. Жегалло (1978). Возраст калмакпайской фауны этими исследователями определен как киммерийский и она отнесена к русцинию.

В региональном очерке по Восточному Казахстану в томе "Стратиграфия СССР. Неогеновая система" (1986) калмакпайская свита датируется нижним плиоценом - понтом, а карабулакская, отложения которой вмещают костеносный горизонт, - средним плиоценом - киммерием. В этом же томе, в разделе, написанном Л.К. Габуния (с. 325), остатки млекопитающих из отложений карабулакской свиты ошибочно приписаны калмакпайской свите и датируются концом раннего или началом среднего плиоцена (понт - киммерий).

Таким образом, до последнего времени мнения палеонтологов о возрасте фауны млекопитающих Калмакпая хотя и колеблются (она помещается либо в нижний плиоцен - понт, либо на границу нижнего и среднего, либо в средний плиоцен - киммерий), но, пожалуй, большинством исследователей она сопоставляется с западно-европейским русцинием.

Напомним, что в европейской стратиграфической шкале континентальных отложений во второй половине миоцена выделяются ярусы: валлезий и туролий (соответствуют верхам серраваллия, тортоны и мессинию); в плиоцене - русциний и виллафранк (нижний и средний; верхний виллафранк относится уже к квартеру).

Интенсивное изучение фауны млекопитающих неогена, проводимое в последнее десятилетие практически по всей территории Палеарктики, позволило выявить общие закономерности ее развития и уточнить стратиграфический диапазон многих форм. В связи с современными представлениями о неогеновой истории фауны Палеарктики пришлось пересмотреть и наши представления о месте фауны Калмакпая в общей стратиграфической системе.

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФОРМ КАЛМАКПАЙСКОЙ ФАУНЫ

Список форм, определенный к настоящему времени из этого местонахождения, представлен в табл. 1, а их стратиграфическое распространение показано на рис. 1.

Martes paleosinensis Zdansky описана из отложенной формации Баодэ (провинция Шаньси) в Китае. Ю.А. Орловым (1941) из Павлодара была описана *Martes* sp., которая имеет все признаки, характерные для *M. paleosinensis*. Близкая форма - *M. andersoni* известна из местонахождения Эртемте, которое датируется концом туролия - началом русциния. Э. Андерсон (Anderson, 1970) считает эти две формы синонимами. Таким образом, стратиграфический диапазон *M. paleosinensis* - туролий - начало русциния.

Род *Vormela* в ископаемом состоянии встречается крайне редко. Нижний стратиграфический предел распространения неизвестен.

Неогеновая рососомаха - *Plesiogulo crassa* Teilhard широко распространена в туролии Китая (формация Баодэ). Она считалась характерной формой для Центральной Азии. Однако в последнее время находки неогеновой рососомахи отмечаются и в Европе. *P. crassa* описана из поздне-туролийского местонахождения Черевичное в Северном Причерноморье (Короткевич, Семенов, 1975), из ранне-туролийского местонахождения Ватилакос в Греции (Koufos, 1982), а также из поздне-мессинийского местонахождения Баччинелло в Италии (Rook, 1990). Остатки этой формы известны также из отложений формации Док-Патан в Индии. Из Павлодара Ю.А. Орлов (1941) описал *Plesiogulo brachygnathus*. Б. Куртен (Kurten, 1970) при ревизии рода *Plesiogulo* отнес эту рососомаху к *P. crassa*. Анализ материала показывает, что павлодарская форма мелкая и по размерам ближе к *P. brachygnathus*, но основные морфологические признаки сближают ее с *P. crassa*, и потому мы относим ее к *P. cf. crassa*.

Adcrocuta eximia (Roth et Wagner) в Евразии известна с конца валлезия (вторая половина зоны MN 10) и до конца туролия. Особенно широко она была распространена во второй половине туролия от Китая до Западной Европы и Ливии. Известна также в Пакистане.

Hyaenictitherium hyaenoides (Zdansky) широко распространен в туролии Китая, возможно, известен также в Турции (Семенов, 1989). С р. Калмакпай Ю.А. Семеновым (1989) описан новый подвид - *H. hyaenoides orlovi*, который, "от номинативного подвида... отличается менее массивными клыками, относительно более узкими предкоренными зубами и более слабой редукцией последних коренных зубов" (с. 126). Являются ли эти отличия географическими или указывают на более молодой возраст - неясно.

Таблица 1. Сравнение фауны Калмакпая с фаунами Павлодара и туролия Китая

Калмакпай	Павлодар	Туролийские фауны Китая
<i>Vormela</i> sp.	–	–
<i>Adcrocuta eximia</i> (Poth et Wagner)	+	+
<i>Hyaenictitherium hyaenoides orlovi</i> Semenov	<i>H. venator</i>	<i>H. hyaenoides</i>
<i>Martes paleosinensis</i> Zdansky	+	+
<i>Melinae</i> gen. indet.	–	–
<i>Plesiogulo crassa</i> Teilhard	cf.	+
<i>Indarctos</i> sp.	–	+
<i>Machairodus kurteni</i> Sotnikova sp. n.	<i>M. irtyschensis</i>	<i>M. gr. tingii-palanderi</i>
<i>Hipparion hippidiodus</i> Sefve	–	+
<i>Hipparion elegans</i> W. Gromova	+	–
<i>Chilotherium</i> sp.	+	+
<i>Sinotherium zaisanense</i> Bajshashov	sp.	<i>S. lagrelii</i>
<i>Cervavitus novorossiae</i> Chomenko	–	+
<i>Procapreolus latifrons</i> Schlosser	sp.	+
<i>Gazella dorcadoides</i> Schlosser	+	+
<i>Tragocerus</i> sp.	+	+
<i>Palaeotragus (Yuorlovia) asiaticus</i> Godina	+	+
<i>Samotherium</i> cf. <i>irtyschense</i> Godina	<i>S. irtyschense</i>	3 вида

В Восточной Европе этот род представлен другим видом – *H. venator* Semenov, который известен с конца позднего сармата - позднего валлезия и особенно был характерен для второй половины мэотиса - среднего туролия. Позже туролия род не известен.

Род *Machairodus* в Евразии известен с начала валлезия. В составе фауны с р. Калмакпай описан новый вид *M. kurteni* Sotnikova. У этой формы наблюдаются в расположении резцов некоторые признаки специализации, свойственные более позднему роду зазубреннозубых кошек – *Homotherium*, что отличает калмакпайскую форму от типичных туролийских саблезубых кошек из группы *M. giganteus*, и ее можно считать самым поздним представителем рода *Machairodus*.

Гиппарионы представлены двумя видами: *Hipparion hippidiodus* Sefve и *H. elegans* W. Gromova. Абсолютно доминантным является *H. hippidiodus*. Этот вид появился в результате туролийской адаптивной радиации *Hipparion mongolicum* Schlosser, характерного для аналогов валлезия Центральной Азии. *Hipparion hippidiodus* относится к уникальной для гиппарионов группе без предглазничной впадины. Ранние его представители мигрировали в туролии из Центральной Азии в Европу и Африку, дав начало соответственно *H. platigenis* и *H. turcanense*. Поздние формы *H. hippidiodus* типичны для китайской формации Баодэ (туролий), но встречаются и в азиатских аналогах начала русциния (в местонахождении Лейяхэ в Китае) (Li Chuankuei, 1984).

Hipparion elegans весьма редок в отличие от местонахождения Павлодар, где он доминирует. Форма характерна для позднего туролия, филогенетически связана с раннетуролийским *H. plocodus*, в начале плиоцена переходит на новую эволюционную стадию – *H. parvum*, самого мелкого из азиатских гиппарионов.

Носороги представлены в Калмакпае двумя родами – *Sinotherium* и *Chilotherium*. Обе группы азиатского происхождения. Их корни уходят в олигоцен, к началу перераспределения пространства ресурсов и обитания между *Rhinocerotidae*, пришедшими на смену гиракодонтам.

Sinotherium известен только в азиатском секторе Палеарктики. Время его достоверного существования – туролий, поздний миоцен. Правда, продолжительный временной hiatus между синотерием и его вероятным потомком – эласмотерием, известным с конца плиоцена, не позволяет дать однозначную стратиграфическую интерпретацию находке синотерия на Калмакпае. И тем не менее существенно, что синотерий как неперемный элемент ориктоценоза известен, за одним исключением, только в миоцене и стратиграфически выше, начиная с уровня Эртемте (Внутренняя Монголия), он достоверно не известен.

Форма, обнаруженная на Калмакпае, была описана Б.У. Байшашовым (1986) к новому виду *Sinotherium zaisanensis*, однако достоверных отличий от *S. lagrelii*, широко распространенного в туролийских фаунах Китая, не наблюдается.

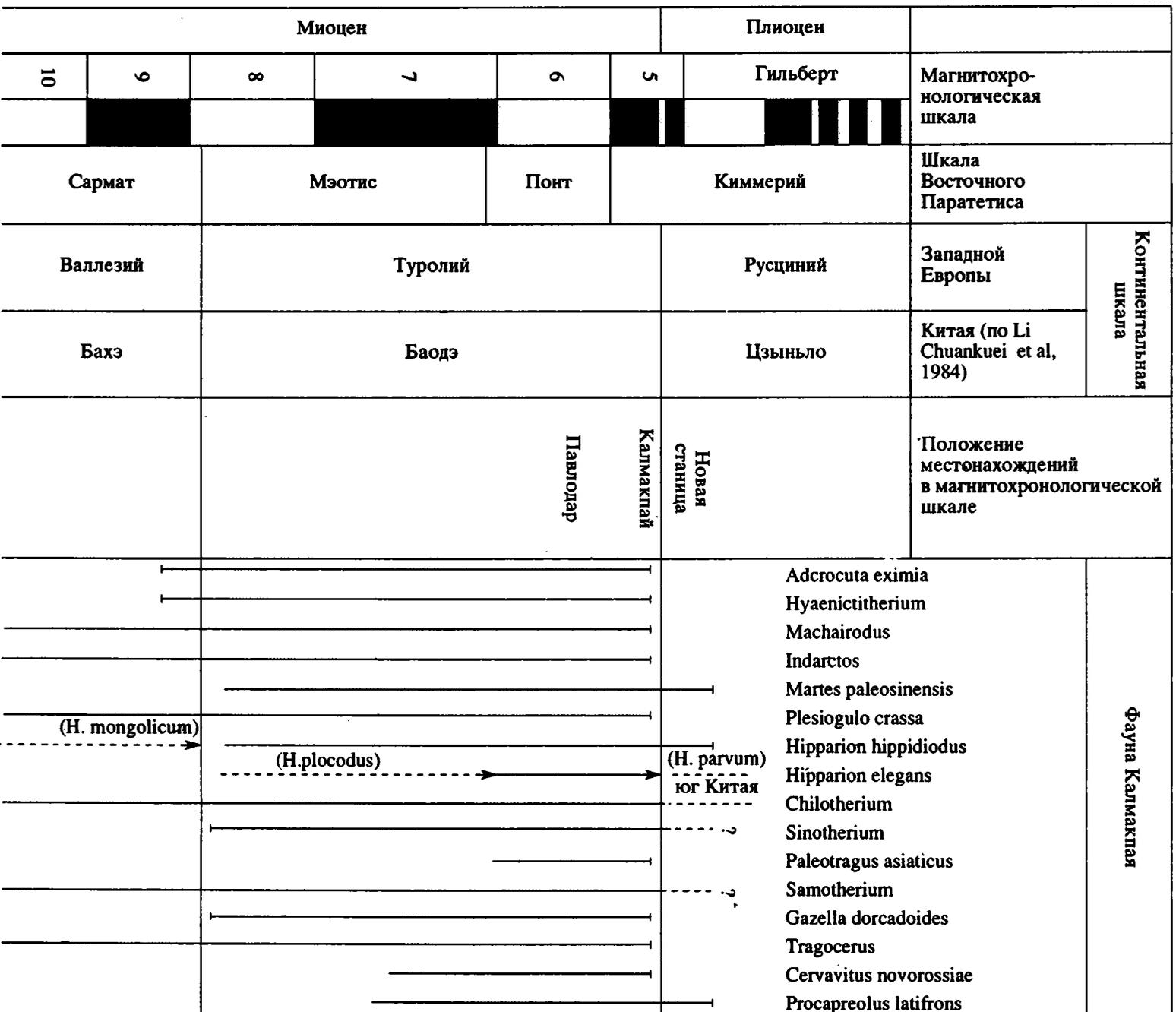


Рис. 1. Стратиграфическое распространение форм млекопитающих из местонахождений на р. Калмакпай и положение местонахождения в магнитохронологической шкале.

Род *Chilotherium* впервые появляется в Южной Азии в агении, в Палеарктике характерен для валлезийских и туролийских фаун. Это весьма стабильный в морфологическом отношении род, в котором самые ранние и самые поздние виды существенно различаются по гипсодонтии, но морфологические границы между синхронными или близкими по возрасту видами весьма условны. Наиболее поздние остатки хилотериев известны в местонахождении самого начала плиоцена в Южном Китае (Ганьсу) и Западной Монголии (Хиргис-Нур 2).

Олени представлены двумя видами: *Cervavitus novorossiae* Chomenko и *Procapreolus latifrons* Schlosser. *C. novorossiae* был широко распространен в первой половине туролия в фаунах Северного Причерноморья. Его остатки встречены в местонахождении Гребеники, Тараклия и др. В Китае он известен из фаун Баодэ провинций Хэнань и Шаньси (местонахождения Паотэ, Юше, зона I и др.) (Teilhard, 1937; Zdansky, 1925).

Распространение *P. latifrons*, по-видимому, ограничивалось Центральной Азией. Вид был описан из местонахождений Олан-Хорэ и Эртемте Внутренней Монголии и Китая (Schlosser, 1924), содержащих фауну, переходную от туролия к русцианию. В Китае он был обычным и для более ранних фаун формации Баодэ. Известен также из туролия Монголии (Дзахсо-Хайрхан 1).

Gazella dorcadoides Schlosser – характерная форма туролийской фауны Китая, известна также в местонахождениях Хиргис-Нур 2 в МНР (пачка А – туролий), Орток (Киргизия). Близкая к *G. dorcadoides* форма описана из Павлодара (Дмитриева, 1977).

В калмакпайской фауне имеется два рода жираф – *Palaeotragus* и *Samotherium*. Род *Palaeotragus* имеет чрезвычайно широкое распространение в гиппарионовых фаунах Евразии, но ареал подрода *Yuorlovina* ограничен в основном азиатским сектором Палеарктики. Самая восточная находка остатков жирафы, вероятно, относящейся к этому подроду, известна из Восточного Приазовья (Година, Байгушева, 1985). *Palaeotragus (Yuorlovina) asiatica* Godina помимо Калмакпая известна из Павлодара, Ортока и туролийских фаун Китая (Година, 1979). Род *Samotherium* также достаточно широко распространен в Евразии, характерен для туролия. Указания на находки его остатков в местонахождениях более молодых, чем туролий, требуют уточнения.

Представители трибы *Tragoscerini* появляются еще в среднем миоцене – астарации (Коробкевич, 1981), наибольшего расцвета достигают в раннем и среднем туролии, к концу туролия численность их сильно сокращается и в русцианских местонахождениях их остатков не найдено.

ТАФНОМИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАУНЫ

Ориктоценоз Калмакпая включен в плювиальную линзу, приуроченную к пролювиально-делювиальному комплексу осадков. Пролувиальное русло в разрезе выражено нечетко, и его тальвег можно зафиксировать лишь по карманам размыва в средней части толщи. Водоток, протекавший по тальвегу, был достаточно постоянным, чтобы сформировать аналог стрежневой фации, представленной отмытым от алеврита гравием, и аналог пойменных фаций, сложенных мелкоземом и включающих остатки мелких позвоночных (*Ochotonidae* indet.). Таким образом, ориктоценоз сформировался в окрестностях более или менее постоянного водотока, обеспечивавшего ресурс прибрежной растительности, достаточный для существования многочисленных (как следует из материалов раскопок) хилотериев. В то же время положение ориктоценоза на предгорном пролювиально-делювиальном шлейфе и полное отсутствие аллювиальных фаций в карабулакской свите – явное указание на низкую увлажненность внедолинных (плакорных) биотопов этого времени.

Доминирование *Hipparion hippidiodus* – обитателя открытых пространств, облигатно травоядной формы, редкость листовидного *H. elegans*, присутствие газели с повышенной гипсодонтичностью также подтверждают вывод о ксерофитном ландшафте времени обитания калмакпайской фауны.

ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАУНЫ

Как показывает анализ систематического состава фауны Калмакпая, она обнаруживает поразительное сходство с туролийской гиппарионовой фауной Северного Китая (см. табл. 1). Еще М. Шлоссер в 1903 г. разделил Северный Китай на две палеозоогеографические провинции: лесную на юге и степную на севере. Каждая из них наряду с общими формами содержит только ей свойственные формы млекопитающих. Б. Куртен (Kurten, 1952) фауну лесной провинции назвал фауной “годри” (по типичному представителю *Gazella gaudryi*), степной – фауной “доркадоидес” (по *Gazella dorcadoides*). Первая из них охватывает территорию административных провинций Хэнань, Хэбэй, юго-восточную часть Шаньси, вторая – Ганьсу и северо-западную часть Шаньси. Между этими двумя палеозоогеографическими провинциями имеется переходная зона (часть пров. Шаньси, Шэньси), со “смешанной”, по Куртену, фауной.

Формы (роды и некоторые виды) из калмакпайского местонахождения, общие с северо-китайскими фаунами, распределяются по выделенным Куртеном фаунам – провинциям следующим образом. Род *Sinothetium* встречается только в

фауне “доркадоидес”, *Samotherium Chilotherium*, *Tragoceros*, *Indarctos*, *Plesiogulo* – в фауне “доркадоидес” и в переходной зоне (“смешанной” фауне); такое же распространение имеют виды *Hipparion hippidiodus* и *Gazella dorcadoides*; *Hyaenictitherium hyaenoides* широко распространен в фауне “доркадоидес” и в “смешанной” и встречен лишь в одном местонахождении (Хунг-Коу) в фауне “годри”; *Adcrocuta eximia* (= *Hyaena variabilis* в китайских списках) наиболее характерна для фауны “доркадоидес”, реже встречается в “смешанной” фауне, и единственная находка известна из фауны “годри”. Род *Procacrolus* известен в местонахождениях “смешанной” фауны и фауны “годри”. Род *Palaeotragus* имеет чрезвычайно широкое распространение в гиппарионовых фаунах Палеарктики, но ареал подрода *Yuorlovia* ограничен Восточной Палеарктикой. *P. (Y.) asiaticus* встречается в фауне “доркадоидес” и “смешанной” (Година, 1979).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ФАУНЫ КАЛМАКПАЯ

Как было показано, фауна Калмакпая принадлежит, очевидно, той же палеозоогеографической провинции, что и северокитайская гиппарионовая фауна “доркадоидес”. Большинство форм калмакпайской фауны не выходит за пределы туролия (см. рис. 1).

Наиболее близка калмакпайской фауна “Гусино перелета” близ Павлодара (отложения павлодарской свиты) (см. табл. 1). Общие формы этих двух фаун – *Adcrocuta eximia*, *Hipparion elegans*, *Chilotherium*, *Sinotherium*, *Samotherium*, *Palaeotragus (Yuorlovia) asiaticus*, *Gazella dorcadoides*, *Tragoceros*, *Procacrolus*.

Род *Hyaenictitherium* в “Гусином перелете” представлен другим видом – *H. venator*. Отнесение павлодарской фауны к туролию ни у кого не вызывает сомнений. Однако полностью синхронизировать фауны Калмакпая и “Гусино перелета”, по-видимому, нельзя. Так, газель из Калмакпая более гипсодонтная по сравнению с павлодарской, что свидетельствует о более аридной обстановке ее обитания и, возможно, о более молодом геологическом возрасте.

Есть некоторые отличия и у жирафа. Калмакпайский палеотрагус более высоконогий. Правда, возможно, что эти отличия находятся в пределах внутривидовой изменчивости или связаны с несколькими иными стациями. Зубы калмакпайского самоотерия имеют более узкие коронки по сравнению с зубами самоотерия из Павлодара.

Косвенным доказательством разновозрастности “Гусино перелета” и Калмакпая может служить доминирование *Hipparion hippidiodus* в последнем местонахождении, что характерно для фаун конца туролия. Учитывая все сказанное выше, фауну из карабулакской свиты на р. Кал-

макпай можно датировать самым концом туролия, помещая ее стратиграфически выше фауны “Гусино перелета”.

О разновозрастности этих местонахождений свидетельствуют и палеомагнитные данные. В разрезе “Гусино перелета” костеносные отложения приурочены к зоне обратно намагниченных пород, сопоставляемой с эпохой магнитной полярности 6 и понтом Восточного Паратетиса.

В разрезе на р. Калмакпай, по данным В.Л. Яхимович² (устное сообщение, *Yakheemovich et al.*, 1990), отложения самых верхов карабулакской свиты имеют обратную намагниченность, костеносный горизонт приурочен к зоне прямой полярности (мощностью $\approx 7 - 10$ м) нижняя (большая) часть верхней подсвиты карабулакской свиты ($\approx 17 - 20$ м) имеет обратную намагниченность, нижняя подсвита карабулакской свиты относится к зоне преимущественно прямой полярности. Отложения самой нижней части карабулакской свиты намагничены обратно.

Отложения сарыбулакской свиты относятся к двум зонам – обратной и прямой полярности.

В.Л. Яхимович сопоставляет карабулакскую свиту с палеомагнитной эпохой Гильберт (относя костеносный горизонт к эпизоду Кочити) и верхней частью эпохи 5; калмакпайскую свиту – с началом эпохи 5, эпохами 6, 7 и 8; сарыбулакскую свиту – с эпохами 12 и 13, предполагая значительный перерыв между калмакпайской и сарыбулакской свитами.

Как было показано ранее (Певзнер, Вангенгейм, 1986), граница между туролием и русцинем европейской континентальной шкалы проходит внутри эпохи магнитной полярности 5 и практически совпадает с границей миоцена и плиоцена европейской шкалы. В стратиграфической шкале Восточного Паратетиса она помещается в нижней части киммерия.

Исходя из дорусцинийского возраста калмакпайской фауны, палеомагнитный разрез по р. Калмакпай можно было бы проинтерпретировать следующим образом (сверху вниз).

Прямо намагниченные отложения, содержащие костеносный горизонт, могут соответствовать нижней части палеомагнитной эпохи 5 (низам киммерия), зона обратной полярности под костеносным горизонтом – эпохе 6, т.е. понту, гусиноперелетским слоям павлодарской свиты; прямо намагниченные отложения нижней подсвиты карабулакской свиты и верхов калмакпайской свиты – эпохе магнитной полярности 7, т.е. верхней части мэотиса. Калмакпайская свита охватывает начало палеомагнитной эпохи 7, эпохи 8, 9 и конец эпохи 10 и соответствует нижней половине мэотиса и верхнему сармату. Сарыбулак-

² Авторы признательны В.Л. Яхимович, разрешившей использовать еще не опубликованные данные по палеомагнитной характеристике разреза на р. Калмакпай.

ская свита может быть сопоставлена с палеомагнитными эпохами 10 и 11, т.е. со средним и частью нижнего сармата. Находки остатков *Anchitherium* sp. и *Amphicyon* sp. – характерных представителей фауны астарация – в самых низах свиты на р. Сарыбулак хорошо согласуются с этой датировкой свиты, предложенной Л.К. Габуния (Стратиграфия..., 1986). При такой интерпретации палеомагнитных данных разрез на р. Калмакпай представляется лишенным крупных стратиграфических перерывов, в частности, как считала В.Л. Яхимович, – перерыва между калмакпайской и сарыбулакской свитами, по объему отвечающего среднему и верхнему сармату. Соответственно расширяется стратиграфический объем калмакпайской свиты и суживается объем сарыбулакской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ систематического состава фауны млекопитающих из местонахождения на р. Калмакпай и палеомагнитных данных позволяет сделать следующие выводы.

Фауна Калмакпая относится к туролию, т.е. должна помещаться в терминальный миоцен, если принимать европейскую стратиграфическую шкалу. В магнитохронологической шкале она соответствует ранней части эпохи магнитной полярности 5 и располагается непосредственно стратиграфически выше фауны местонахождения “Гусиный перелет”, приуроченного к части отложений павлодарской свиты, которая соответствует палеомагнитной эпохе 6. Стратиграфически выше местонахождения Калмакпай помещается местонахождение Новая Станица на Иртыше с фауной раннего русциния (см. рис. 1), в магнитохронологической шкале занимающее положение на границе эпох магнитной полярности 5 и Гильберт (Вангенгейм и др., 1984; Зыкин и др., 1989).

В Центральной Европе аналогичное Калмакпайю положение в магнитохронологической шкале занимает позднетуролийское местонахождение Балтавар в Венгрии. Отложения, содержащие остатки млекопитающих (слой с *Unio wetzleri*), имеют прямую намагниченность и залегают на отложениях понта, охарактеризованных малакофауной (Певзнер, Вангенгейм, 1986). В Западной Европе, судя по составу хищных млекопитающих, возможным аналогом являются мессинийские местонахождения Италии Баччинелло и Бризиелла (Rook, 1990).

Наиболее принципиальная разница с прежними датировками фауны Калмакпая заключается в привязке ее к европейской континентальной шкале: она относится не к русцинию, а к туролию. Что же касается сопоставления со стратиграфической шкалой Восточного Паратетиса, то положение костеносных отложений уточнилось: они соответствуют только низам киммерия.

Фауна Калмакпая – не только одна из самых поздних туролийских фаун Азии, не только самый богатый из точно датированных ориктоценозов этого времени, но, более того, финальная стадия туролийского этапа, последняя из докризисных гиппарионовых фаун, предшествовавших русцинию.

ЛИТЕРАТУРА

- Байшашов Б.У.* Новый вид синотерия из плиоцена Казахстана // Палеонтол. журн. 1986. № 4. С. 83 - 88.
- Борисов Б.А.* Стратиграфия верхнего мела и палеоген - неогена Зайсанской впадины // Материалы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 94. С. 11 - 75.
- Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И., Зажигин В.С.* Этапы развития фауны млекопитающих позднего неогена и начала антропогена в Северной Азии // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 58 - 65.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В.* Граница миоцен - плиоцен в Западной Сибири и Центральной Азии // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 167 - 171.
- Година А.Я.* Историческое развитие жирафа. Род *Palaeotragus*. М.: Наука, 1979. 114 с.
- Година А.Я., Байгушева В.С.* Новый вид палеотрагуса из позднего плиоцена Приазовья // Палеонтол. журн. 1985. № 3. С. 84 - 89.
- Дмитриева Е.Л.* Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий // Тр. Совместной Советско-Монгольской палеонтол. эксп. М.: Наука, 1977. Вып. 6. 116 с.
- Жегалло В.И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 152 с.
- Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А.* Стратиграфия плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 9 - 18.
- Короткевич Е.Л.* Поздненеогеновые трагоцеринины Северного Причерноморья. Киев: Наук. думка, 1981. 156 с.
- Короткевич Е.Л., Семенов Ю.А.* Первая находка неогеновой росوماхи *Plesiogulo crassa* в Северном Причерноморье // Вестн. зоол. 1975. № 4. С. 33 - 38.
- Орлов Ю.А.* Третичные млекопитающие и местонахождения их остатков // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1941. Т. 8. Вып. 3. С. 30 - 39.
- Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А.* Соотношение континентальной шкалы плиоцена Западной Европы со стратиграфическими шкалами Средиземноморья и Восточного Паратетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 3. С. 3 - 17.
- Семенов Ю.А.* Иктитерии и морфологически сходные гиены неогена СССР. Киев: Наук. думка, 1989. 176 с.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 2. М.: Недра, 1986. 443 с.
- Тлеубердина П.А.* Основные местонахождения гиппарионовой фауны Казахстана и их биостратиграфическая корреляция // Межрегиональное сопоставление ме-

- зозой - кайнозойских фаун и флор Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 38 - 73.
- Anderson E.* Quaternary evolution of the genus *Martes* (Carnivora, Mustelidae) // *Acta Zool. Fenn.* 1970. N. 130. 132 p.
- Koufos G.* *Plesiogulo crassa* from the Upper Miocene (Lower Turolian) of Northern Greece // *Ann. Zool. Fennica.* 1982. N. 19. P. 193 - 197.
- Kurten B.* The Chinese Hipparion fauna // *Comm. Biol. Soc. Sci. Fenn.* 1952. T. XIII. N. 4. 82 p.
- Kurten B.* The Neogene wolverine *Plesiogulo* and the origin of *Gulo* (Carnivora, Mammalia) // *Acta Zool. Fennica.* 1970. N. 131. P. 1 - 22.
- Li Chuankuei, Wu Wenyu, Qiu Zhuding.* Chinese Neogene: subdivision and correlation // *Vertebrata Palasiatica.* 1984. V. XXII. N. 3. P. 163 - 178.
- Rook L.* Vertebrate localities with carnivores from the Messinian in Italy // *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean. Abstracts. Sabadell: Inst. Paleontol., 1990. P. 293.*
- Schlosser M.* Über die systematische Stellung jungtertiärer Cerviden // *Zentr. - Bl. Miner. Stuttgart.* 1924. S. 640 - 654.
- Sotnikova M.V.* A new species of *Machairodus* from the Late Miocene Kalmakpai locality in East Kazakhstan (USSR) // *Ann. Zool. Fennici.* 1992. N. 28. P. 361 - 369.
- Teilhard de Chardin P., Trassâert M.* Pliocene Camelidae, Giraffidae and Cervidae of South-Eastern Shansi // *Paleontol. Sinica N.S. C.* 1937. N. 1. P. 1 - 56.
- Yakheemovich B.L., Suleimanova F.I., Borisov B.A. et al.* Neogene correlation of East Paratethys, Zaisan depression and Arctic Basin via Fore-Urals // *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean. Abstracts. Sabadell: Inst. Paleontol., 1990. P. 375 - 376.*
- Zdansky O.* Fossil Hirsche Chinas // *Palaeontol. Sinica.* 1925. V. 2. fasc. 3. 94 p.

УДК 551.352.(262.5)

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 1993 г. Н. А. Соловьева, В. М. Сорокин

Московский государственный университет, 119899 Москва, Ленинские горы, Россия

Поступила в редакцию 15.05.91 г.

На основе детального изучения литологического состава позднечетвертичных отложений континентального склона и прилегающей части глубоководной впадины Черного моря у побережья Кавказа выделены и охарактеризованы генетические типы осадков каньонов, их конусов выноса и межканьонных участков склона. Установлена связь особенностей строения разрезов отложений с элементами микрорельефа дна. Прослежена динамика развития процесса осадконакопления за отдельные отрезки четвертичного времени.

Восточная окраина Черного моря представляет собой сложный в геологическом и геоморфологическом отношении участок бассейна. Здесь под косым углом под дно моря погружаются складчатые сооружения Большого Кавказа. Сложный рельеф горной суши, расчлененной многочисленными речными долинами, своеобразно отражается в рельефе дна моря, для которого характерны узкий шельф, крутой, сильно расчлененный каньонами континентальный склон, переходящий на глубинах > 1500 м в континентальное подножие, где формируются конуса выноса каньонов. Резкая смена обстановок как вдоль, так и поперек континентального склона предопределяет сложную фациальную картину формирующихся отложений, многообразие их генетических типов.

Имеющиеся к настоящему времени материалы по изучению осадков рассматриваемого участка моря в большинстве своем посвящены региональным аспектам современного и позднечетвертичного осадконакопления. Небольшое число работ касается проблемы седиментогенеза в каньонах кавказского побережья Черного моря (Зенкович, 1976; Леонтьев и др., 1972; Мельников и др., 1979; Сафьянов и др., 1977; Сафьянов, 1975; Страхов, 1954; Шимкус и др., 1975). В них рассмотрены вопросы строения и литодинамики каньонных систем рек Ингури, Кодори, Риони и др.

В настоящее время назрела необходимость создания единой модели осадконакопления на континентальном склоне, объясняющей зависимость облика осадочных толщ от влияния различных способов транспортировки и отложения осадков, т.е. от их генезиса. Последний в свою очередь обуславливается как региональными (ширина рельефа, расчлененность наземного и подводного рельефа, эпейрогенические колебания, геохимический состав вод, биологическая продуктивность и т.д.), так и локальными (формы

микрорельефа склона, степень удаленности зоны осадконакопления от берега, крутизна каньонов, форма их днищ, высота бортов и водораздельных гребней и их форма) причинами.

В рамках этой проблемы нами сделана попытка показать влияние максимально возможного числа факторов седиментации на формирование толщ осадков, выяснить зависимость текстурных, структурных, минералогических и геохимических особенностей осадка от его генезиса. Одновременно проводилась сравнительная характеристика двух близко расположенных каньонных систем, различающихся интенсивностью протекания седиментационных процессов и составом терригенного обломочного материала. Проведенный анализ позволил пролить свет на некоторые вопросы палеогеографии и истории развития этого участка континентального склона в четвертичное время.

Черное море является благоприятным объектом для изучения процессов осадконакопления в каньонах и их конусах выноса. Это, во-первых, определяется хорошей выраженностью и относительно небольшими их размерами. Во-вторых, в отличие от других морей и океана, где стратификация осадков затруднена, в Черном море существует простая и надежная схема расчленения позднечетвертичных отложений, основанная на особенностях состава осадков и последовательности их смены во времени, что позволяет легко читать книгу истории бассейна и коррелировать колонки.

Нами были изучены осадки, отобранные в пределах двух каньонных систем: первой – между Геленджиком и Туапсе, второй – в районе р. Шахе (рис. 1, 2). В первом случае каньоны начинаются у бровки шельфа и, сливаясь на глубинах ~ 1500 - 1800 м, образуют общий конус выноса. Каньон р. Шахе начинается около ее устья, пересекает склон почти по нормали к берегу и рас-

крывается на глубинах порядка 1700 - 1900 м. Колонки осадков отбирались в разных частях каньонов и на конусах выноса, перпендикулярно их простиранию. Для выявления особенностей рельефа каньонов проводилось эхолотирование дна.

В разрезе осадков выделены новочерноморские, древнечерноморские, новоэвксинские, карангатские и чаудинские слои (Страхов, 1954; Шимкус и др., 1975). Новочерноморские отложения отличаются содержанием большого количества прослоев и линз, состоящих из кокколитофорид *Emiliana huxleyi* (Lohm). Они представляют собой переслаивание терригенных глинистых илов мощностью до нескольких сантиметров и кокколито-сапропелевых пар мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Древнечерноморские выделяются по присутствию в разрезе характерных полос-горизонтов сапропелевого ила. Новоэвксинские осадки представлены известково-глинистыми илами, обогащенными прослоями и линзами гидротроилита и содержащими солоноватоводную микрофауну. Карангатские отложения содержат кокколитофориды вида *Gephyrocapsa caribbeana* Bogud. et Nau и слагаются глинистыми и известковыми илами мощностью до нескольких сантиметров. Чаудинские слои выделены по присутствию руководящих раковин моллюсков из родов *Didacna*, *Dreissena* (определения Е.В. Бабак). К ним также отнесены уплотненные глины без остатков микрофауны.

На основе полученных данных была сделана попытка расчленения изученного интервала разреза на отдельные слои, пачки или ассоциации и выяснения способов образования этих литологических элементов, т.е. генетических типов осадков.

Основой для выделения того или иного генетического типа, т.е. определения способа транспортировки и отложения осадка, послужили текстурные особенности осадка, характер границ слоя, некоторые отличия гранулометрического состава и взаимоотношения данного литологического элемента с другими. Состав осадка, обусловленный составом источников сноса, геохимическими чертами и биологической продуктивностью бассейна, может существенно меняться в пределах одного генетического типа, так как эти параметры не зависят от способа переноса и накопления осадочного материала. Так же могут варьировать и мощности слоев отложений одного генезиса, хотя соотношение мощностей сохраняется для всего этапа осадконакопления в данном районе.

Следует особо отметить среди процессов, формировавших геологические разрезы каньонных систем, значительную роль эрозии. Последняя фиксируется отсутствием в разрезах некоторых стратиграфических интервалов, выходами в отдельных участках каньонов коренных пород, перераспределением более древних бассейновых илов среди молодых отложений. С процессами эрозии связано и присутствие автохтонных осадков, т.е. образованных в результате размыва и пе-

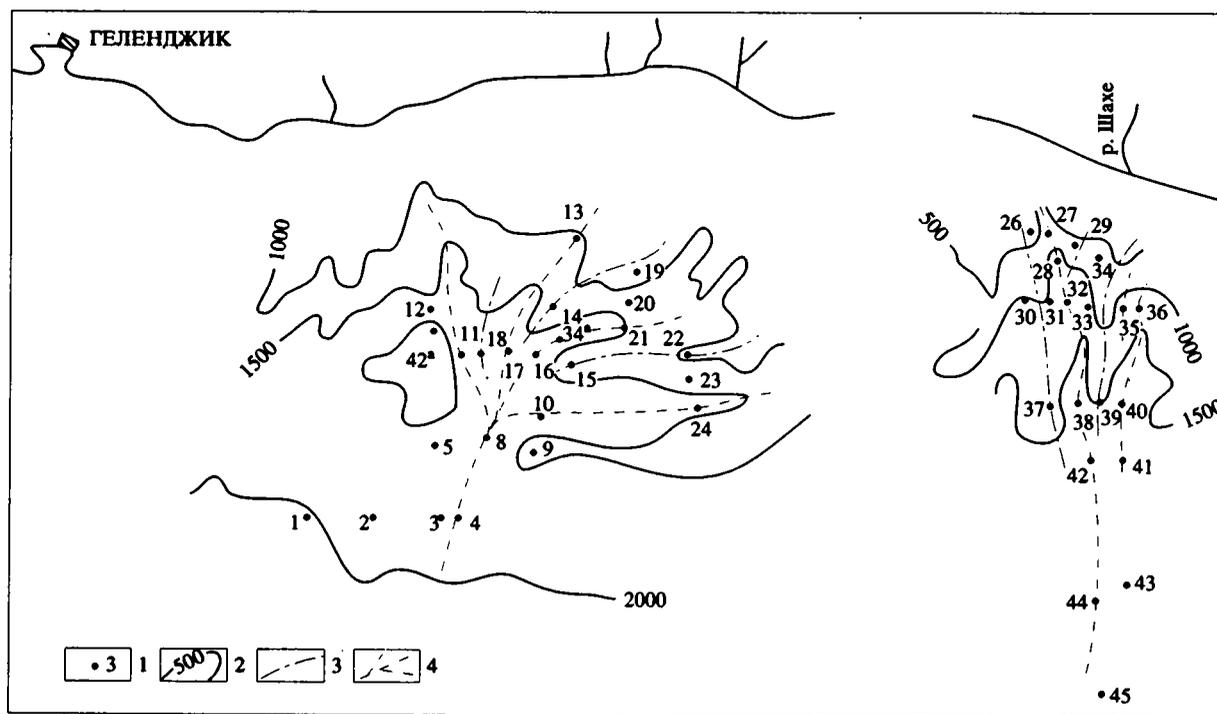


Рис. 1. Схема районов работ.

1 - точки отбора осадков; 2 - изобаты, в м; 3 - оси водоразделов; 4 - оси каньонов и русел.

реотложения илов, сформировавшихся в пределах этого же континентального склона.

Выделенные нами генетические типы осадков, отвечающие определенным способам образования, могут быть объединены в три группы:

1. Осадки, образованные под действием гравитационных процессов. К ним относятся оползни и отложения различных автокинетических потоков: грязекаменных (галечно-гравийных и гравийно-песчаных), обломочных, зерновых, турбидных. Осадки этой группы характеризуют степень активности каньонной системы, крутизну склона. Они накапливаются в тальвегах и на бортах каньонов. Исключением являются аналоги дистальных турбидитов, образующиеся на водораздельных (межканьонных) поднятиях в результате "выплесков" из основного потока, по своему составу аналогичных дистальным турбидитам конусов выноса. Вещественный состав осадков этой группы определяется местными или береговыми источниками сноса. Чередование различных типов осадков в разрезе указывает на изменение режима каньонов, а в пространстве – на степень удаленности точек взятия проб от берега.

2. Осадки, образованные путем медленного выпадения из пелагической взвеси (частица за частицей). К этой группе относятся фоновые образования, составляющие единый генетический тип, но характеризующиеся значительным разнообразием состава. Фоновые осадки отражают периоды затухания гравитационных процессов в каньонах или фиксируют области спокойного осадконакопления в условиях пассивной гидродинамики. Составы их варьируют на разных стратиграфических уровнях, реже изменяются латерально и отражают эволюцию геохимических, термических и биологических обстановок в бассейне.

3. К третьей группе можно отнести отложения донных течений, отражающих гидродинамическую активность глубинных вод моря. Ниже приводятся критерии выделения генетических типов и их краткие характеристики.

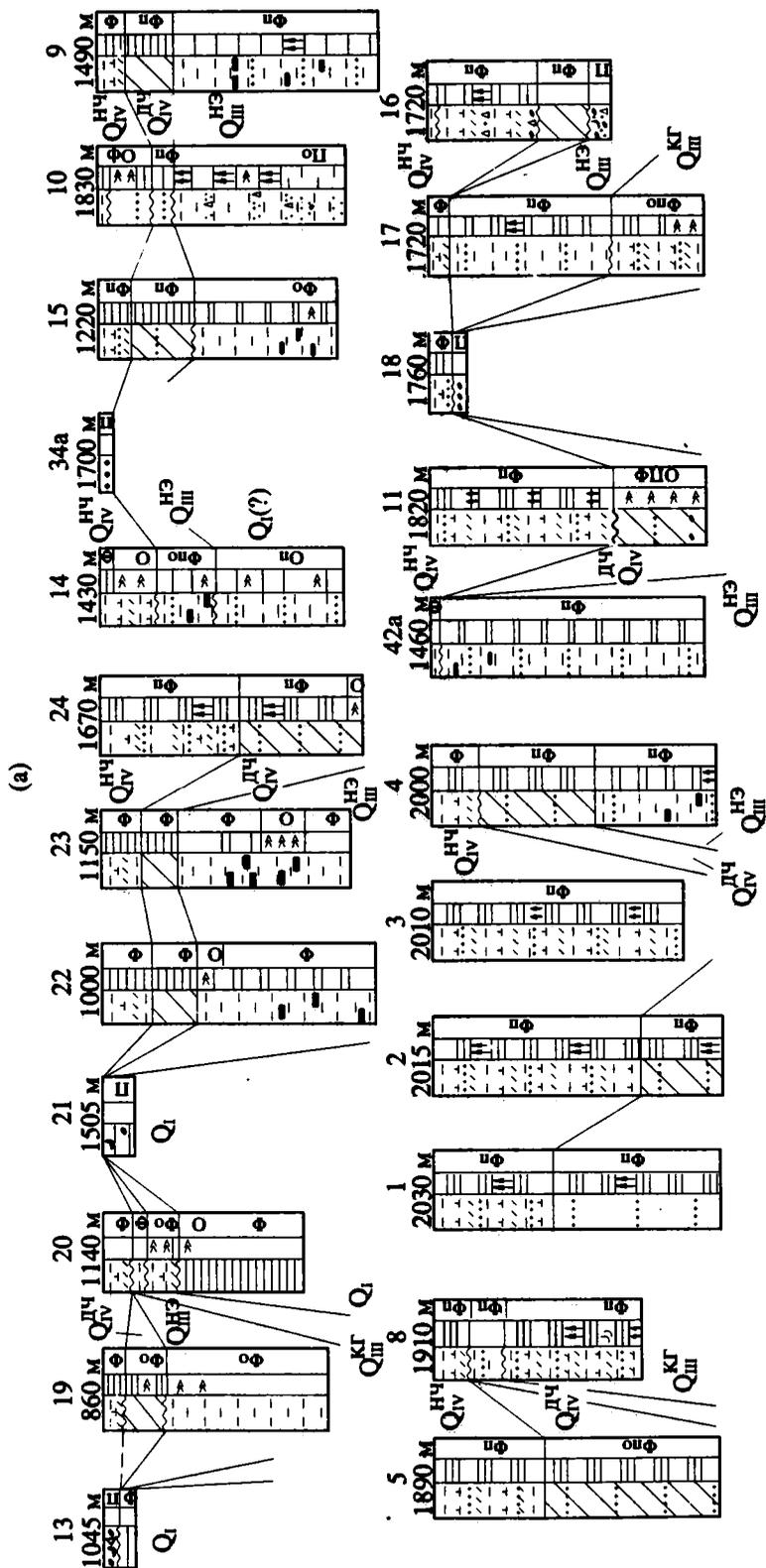
Оползневые отложения интерпретируются по типичным текстурным признакам (складки оползания), линзовидным внедрениям древних осадков в более молодые, наклонным контактам с вмещающими илами. Нами обнаружены только следы внутрибассейновых оползаний. Приурочены они к бортам каньонов и тальвегам и в разрезах, как правило, предшествуют эрозионным процессам, фиксируя усиление интенсивности последних во времени.

Отложения грязекаменных потоков отличаются плохой сортировкой обломочного материала, большим (свыше 50%) количеством глинистого матрикса, часто эрозионной нижней границей и резкой верхней. Обломочный материал представлен продуктами переотложения из прибрежной зоны, раковинным детритом, галь-

кой слабо литифицированных илов – результатом размыва нижележащих отложений. Окатанность литокластов преимущественно хорошая (пляжная), иловая галька имеет уплощенную линзовидную форму. Гравий и песок, как правило, слагают несортированные осадки (микститы) с массивной текстурой. Галька внутрибассейновых илов часто располагается ориентированно внутри слоя, в большинстве случаев параллельно напластованию. В одном разрезе (ст. 10100 – 120 см) встречено более сложное распределение иловой гальки: беспорядочное внизу слоя, поперек слоистости в середине и параллельно слоистости вверх горизонта. Отложения грязекаменных потоков, насыщенных раковинным детритом, содержат в основном песчаный обломочный материал и меньшее количество глинистого матрикса (~ 40%). В них встречается слабая градация за счет увеличения количества раковинных обломков к верхним частям слоя и уменьшение в том же направлении плавающей гальки. Иногда наблюдается обогащение гравийным материалом средней части слоя и обратная градация с раковинным детритом в подошве и гравийным материалом в кровле. Отложения грязекаменных потоков приурочены к тальвегам средних и нижних частей каньонов. Мощности их составляют 5 - 40 см, варьируя в зависимости от грубости обломочного материала. К этой же группе следует отнести отложения *обломочных* потоков, отличающихся от вышеописанных меньшим количеством глинистого матрикса.

Отложения *зерновых* потоков отличаются малым количеством глинистого матрикса (< 20%), отсутствием раковинного детрита, сравнительно хорошей сортировкой обломочного материала и песчаным составом осадка. Характерны отчетливые границы, причем нижняя часто эрозионная, иногда с глинистыми линзами в основании слоя. Мощности отложений зерновых потоков колеблются от первых до 10 см. Приурочены они к тальвегам средних и нижних частей каньонов и тесно ассоциируются с отложениями грязекаменных и обломочных потоков.

Отложения *турбидных* потоков наиболее широко распространены среди осадков, образованных гравитационными процессами. Диагностируются они по присутствию градационной слоистости, наличию всех или нескольких элементов цикла Боума (Bouma, 1962). Характерны резкие нижние границы, часто эрозионные, и постепенные переходы в вышележащие фоновые осадки. Состав терригенной части мелко псаммитовый или алевритовый с небольшим количеством глинистого матрикса (20 - 30%). Турбидиты с полным набором элементов цикла Боума сравнительно редки, чаще осадки содержат элементы "a - b" (проксимальные турбидиты) или "b - c - d" и "c - d - e" (дистальные турбидиты). Конволютная слоистость в элементе "c" встречена только в одном случае. Обычно в этот элемент входит прослой с тонкой



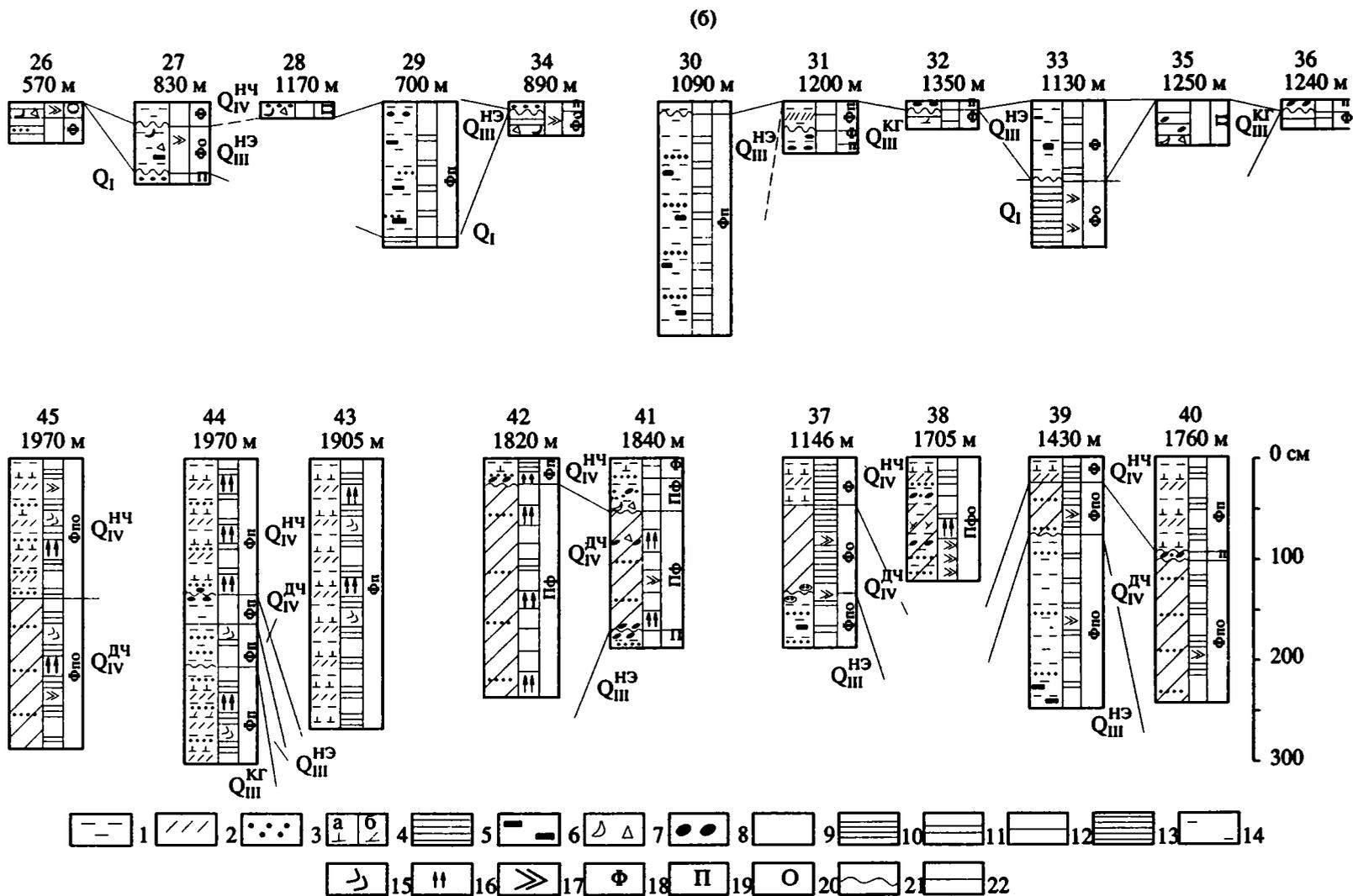


Рис. 2. Разрезы осадков: а – в районе Геленджик – Туапсе, б – в районе р. Шахе ($Q_{IV}^{НЧ}$ – новочерноморские слои, $Q_{IV}^{ДЧ}$ – древнечерноморские слои, $Q_{III}^{НЭ}$ – новоэвксинские слои, $Q_{III}^{КГ}$ – карангатские слои, Q_I – чаудинские слои).

1 – глинистый ил; 2 – сапрпель; 3 – песок; 4 – известковый ил (а – биогенный, б – хемогенный); 5 – глина; 6 – гидротроилит; 7 – ракуша и детрит; 8 – галька и гравий. Текстуры: 9 – массивная, 10 – параллельная полосчатая с элементами микрослоистости, 11 – параллельная полосчатая, 12 – параллельная слоистая, 13 – микрослоистая, 14 – линзовидная, 15 – косослоистая; 16 – градиционная слоистость; 17 – оползневая. Генетические группы отложений: 18 – фоновые; 19 – автокинетических потоков, 20 – оползневые; 21 – эрозионные границы, 22 – ровные границы.

(доли миллиметров) линзовидной слоистостью, выполненной алевроитовым материалом. Среди дистальных турбидитов обнаружены разности, сформированные за счет переотложения ранее образованных илов. Роль обломочного материала в них играют сапропелевые частицы, мелкие кокколитоидные скопления, диатомеи. По-видимому, образование таких осадков происходило за счет эрозии лежащих ниже по разрезу илов выше по склону, их взмучивания и отложения из взвешенного потока. О турбидитовой природе этого осадка говорит наличие градационной слоистости на макро- и микроскопическом уровнях: сапропелевый материал вверх по слою постепенно убывает, разрозненные кокколитоидные линзочки обогащают подошвенную часть слоя, а в кровле с постепенным переходом залегают чистые илы, иногда с рассеянными растительными остатками. В шлифах в этом типе турбидитов видна постоянная примесь тонкого алевроитового материала, также градационно сортированного. Турбидиты встречены нами на всех формах микрорельефа склона. Проксимальные их разности приурочены к тальвегам каньонов, реже к их склонам. Дистальные турбидиты обычны для тальвегов нижних частей каньонов, конусов выноса, бортов каньонов и водораздельных гребней. Отсутствуют турбидиты только на некоторых обособленно расположенных поднятиях.

Фоновые осадки накапливаются в результате медленного выпадения материала из пелагической взвеси частица за частицей. На разных этапах развития бассейна меняются составы отложений и количественное соотношение слагающих их компонент: терригенной и биогенной частей и органического вещества, что связано с изменением седиментологической обстановки в море. Составы фоновых илов лежат в основе стратиграфического расчленения подзднечетвертичных осадков Черного моря (см. выше). Для них характерны массивные в однородных глинистых илах со следами диагенетических изменений и горизонтальные полосчато-микрослоистые текстуры. Последние образуются в результате сезонной садки материала и представлены переслаиванием глинистого вещества, известковых лямин из кокколитоидов и/или органического вещества. Фоновые илы слагают пачки от нескольких сантиметров до нескольких метров, причем наибольшие мощности их отмечаются у подножия континентального склона в пределах конусов выноса. В конкретных разрезах они нередко слагают повторяющиеся парагенетические ассоциации с отложениями илистых "хвостов" турбидных потоков или с отложениями слабых дискретных донных течений. В первом случае наблюдаются переходы через горизонтально-слоистое чередование от турбидитов к фоновым осадкам (элементы "d - e" цикла Боума), во втором – чередование фоновых

илов и тонких прослоев алевроитов и алевропелитов иногда с косоволнистыми текстурами.

К особому типу осадков, чье образование связано с деятельностью *донных течений*, следует отнести тонкие слойки алевроитового материала, залегающие по ровной границе на подстилающих отложениях. Верхняя их граница часто неровная, с раздувами, иногда с хорошо выраженной рябью течения, с наличием выклинивающихся слойков с наклонной верхней границей. Косая слоистость в этих прослоях, как правило, обнаруживается в шлифах, где подчеркнута растительными остатками или слюдистыми пластинками. Реже косослоистые текстуры видны невооруженным глазом. К этому же генетическому типу отложений донных течений возможно относятся и встречающиеся среди новоэвксинских илов разности с наклонными параллельными полосами гидротроилита (ст. 19, 29), которые вверх по разрезу выполаживаются до горизонтальных. Микроскопически видно, что прослой гидротроилита обогащены тонкоалевритовым обломочным материалом. Мощности таких пачек достигают 40 см. Иногда косая слоистость в шлифах выражается в послыйном скоплении пирита в виде обломков, зерен, кристаллов и шариков.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ

В пределах континентального склона и его подножия эхолотными промерами выделены следующие формы микрорельефа: днища каньонов с тальвегами, борта каньонов с террасами и уступами, гребни, прирусловые валы и другие положительные формы рельефа, русла и межрусловые пространства конусов выноса.

Днища каньонов с тальвегами. Строение тальвегов, по нашим данным, более зависит от удаленности исследуемой точки от берега и от крутизны угла врезания каньона в склон (профиля врезания), чем от формы днища каньона и его ширины.

Тальвеги верхних частей склона большей частью являются областями развития транзитных и эрозионных процессов в новочерноморское и, возможно, древнечерноморское время. В некоторых каньонах эрозионные процессы затрагивают и более древние новоэвксинские и карангатские отложения. В ряде случаев размыву подвергнуты все новочерноморские осадки. Наиболее интенсивно процессы эрозии проявлены в восточной каньонной системе (рис. 26), где до высоты 1500 м древнечерноморские образования отсутствуют даже на склонах и поднятиях, а в тальвегах вскрываются только карангатские или чаудинские отложения.

В средней части склона в восточной каньонной системе в тальвеге на ст. 38 вскрыты новочерноморские осадки, сложенные отложе-

ниями галечно-гравийных грязекаменных потоков и оползневых пачек (по 10 - 20 см мощности). В верхних горизонтах колонки встречено несколько 2 - 5 см прослоев кокколито-сапропелевых фоновых илов.

На западном полигоне на тех же глубинах осадки тальвегов подняты на ст. 11, 12, 16, 17 (рис. 2а). Осадки ст. 17 характеризуют наиболее активную деятельность каньона. Здесь в основании разреза вскрыта оползневая пачка карангатского возраста, перекрытая спокойно залегающими фоновыми образованиями. Новозвксинские илы представлены чередованием фоновых осадков (мощность 5 - 25 см) и проксимальных турбидитов ("a - b", "a - d" цикла Боума мощностью 5 - 45 см). Элемент "с" в турбидитах выражен, как правило, линзовидно-штриховатыми алевритовыми прослоями, иногда волнистыми или раздваивающимися. К подошве турбидитовых слоев приурочено обогащение псаммитовым обломочным материалом и раковинным детритом. Выше с размывом лежат новочерноморские осадки, представленные кокколито-сапропелевыми илами с линзами более плотных новозвксинских илов, тонкого раковинного детрита и алеврита. Древнечерноморские отложения отсутствуют. На ст. 11 также нет древнечерноморских илов. Новозвксинские отложения здесь представлены оползевым телом мощностью 60 см; новочерноморские осадки сложены в основном фоновыми кокколито-сапропелевыми илами с примесью алевритового материала и тонкого раковинного детрита. Более полные разрезы вскрываются на ст. 12 и 16. На ст. 16 новозвксинские отложения представлены образованиями грязекаменных галечниковых потоков с большим количеством раковинного и растительного детрита; древнечерноморские — чередованием фоновых сапропелевых илов с тонкими, иногда градируемыми слоями алевритов, ракушняков и автохтонных (сапропелевых) дистальных турбидитов. Новочерноморские образования сложены фоновыми илами с прослоями градируемых ракушняково-аледритовых осадков (турбидитов) и отложениями галечно-ракушняковых грязекаменных потоков мощностью 0.5 - 2 см. В сапропелевых илах встречено большое количество древесных остатков более крупных в верхних частях слоя; есть пачки с линзовидным залеганием чистых глинистых илов, коричневатых сапропелевых и алевритовых слоев. На ст. 12 новозвксинский горизонт сложен чередованием фоновых илов (мощность 10 - 20 см) с горизонтами битой ракуши и гравия в илистом матриксе, иногда слабо градируемыми (отложения грязекаменных потоков), мощностью до 5 - 10 см. Выше с размывом залегают древнечерноморские фоновые осадки с автохтонными дистальными турбидитами и новочерноморские горизонтально

слоистые кокколито-сапропелевые илы с рассеянной примесью алевритового материала.

В нижней части континентального склона отложения тальвегов существенно различаются между изученными системами. В восточной системе (ст. 41) в основании разреза лежат новозвксинские илы с тонкими алевритовыми слоями и слабо выраженными оползевыми текстурами. Выше по резкой эрозионной границе залегают толща раковинно-галечно-гравийных осадков с обильным глинистым наполнителем (мощность до 2 - 3 см) и сапропелевых илов с рассеянной примесью алевритовых обломков и раковинного детрита, с линзовидными миллиметровыми слоями тонкого глинистого ила без алевритовой примеси и с такими же по мощности прослоями черных, отмытых от ила, крупнозернистых алевритов. Генетически осадки, слагающие эту толщу, представлены отложениями грязекаменных потоков, фоновыми илами и дистальными турбидитами. Прослои отмытых от глинистого ила алевритовых обломков могут интерпретироваться как отложения зерновых потоков, образованных на бортах каньона. Линзы светлого ила, возможно, образовались в результате предварительного взмучивания глинистых осадков и последующего отложения их в виде автохтонных дистальных турбидитов. В некоторых горизонтах сапропелевые илы имеют волнистые верхние границы, что указывает, вероятно, на следы подводных течений. В верхних горизонтах колонки появляются линзовидные скопления кокколитов, увеличивается содержание растительных остатков и убывает количество раковинного детрита.

В западной каньонной системе на том же батиметрическом уровне исследованы тальвеги на ст. 8 и 10. Станция 8 представляет собой точку слияния нескольких каньонов. Колонка характеризуется отсутствием древнечерноморских образований и сокращенной мощностью новочерноморских и новозвксинских отложений. В основании разреза вскрыта толща осадков карангатского возраста, представленных кокколито-сапропелевыми илами с тонкими слоями алеврита часто линзовидными или прерывистыми. В сапропелевом иле постоянно присутствует тонкоаледритовый рассеянный материал с преобладанием слоистых чешуек. Встречено несколько прослоев (1.5 - 2 см) алевритов с градиционной слоистостью и один слой (мощностью 14 см), состоящий из песка, постепенно переходящий в алеврит и далее вверх по разрезу сменяющийся сапропелевым илом с линзочками алеврита. Видимо, этот слой является турбидитом с элементами "a - b - c" цикла Боума. Выше с эрозионной границей в основании залегают алеврит с очень малым (15%) количеством глинистого цемента (зерновой поток). В верхах карангатского разреза прослои турбидитов исчезают, наблюдается горизонтальное чередование светлого ила с сапропелевыми и

кокколитовыми слоями (фоновые осадки). В основании новоэвксинского разреза залегает слой (5 см) алевроита со слабо выраженной градационной слоистостью, постепенно переходящего вверх в чистый голубовато-серый ил. Новочерноморские отложения представлены кокколитово-сапропелевыми горизонтально слоистыми илами с незначительным количеством рассеянной примеси тонкого алевроитового материала.

На ст. 10 вскрыта достаточно мощная толща новоэвксинских образований, перекрытая оползневой пачкой голоценового возраста. Нижние 43 см новоэвксинского разреза представлены гравийно-галечными отложениями грязекаменного потока с послойно ориентированным расположением гальки: беспорядочным – внизу пласта, поперек напластования – в средней части и параллельным слоистости – в верхней части. Выше по резкой эрозионной границе залегает мелкозернистый песок с битой ракушкой, постепенно переходящий в алевроит и далее вверх сменяющийся пачкой тонкого горизонтального чередования глинистых и алевроитовых слоев с постепенным убыванием алевроитовых прослоев вверх по колонке (турбидит). Мощность градационно-слоистой части пласта 11 см. Выше до конца новоэвксинской части разреза чередуются прослои голубовато-серых илов с пачками тонкого горизонтального переслаивания глинистых и алевроитовых слоев. Мощности слоистых пачек не превышают 2 - 3 см. В этой толще встречено несколько прослоев грубозернистых алевроитов с раковинным детритом. Характерна отмытость этих осадков от глинистого материала, резкие границы слоев, нижняя иногда эрозионная, мощности 1 - 3 см (отложения зерновых потоков). В голоценовой части разреза наблюдается линзовидное чередование голубовато-серых глинистых илов и зеленовато-коричневых сапропелевых осадков. В пачке хорошо выражены складки оползания, затеки илов разного цвета, встречаются линзовидные, часто изогнутые алевроитовые слойки.

Конус выноса. В восточной каньонной системе русловые фации вскрыты на ст. 44. Карангатские отложения здесь представлены фоновыми кокколитово-сапропелевыми илами с горизонтальными, иногда линзовидными прослоями алевроитов (до 0.5 см). Вверх по разрезу количество последних уменьшается. В одном случае встречен слой алевроита с четко выраженной однонаправленной косой слоистостью. Новоэвксинские образования сложены оползневой пачкой, состоящей из линзовидно чередующихся светлых и коричневых илов с изогнутыми линзами алевроитов. Складки оползания выражены довольно отчетливо. Древнечерноморские отложения представлены пачкой микрослоистого сапропелевого ила. Новочерноморские осадки в основании содержат пачку кокколитово-сапропелевых илов с линзами алевроитов и голубовато-серых новоэвксинских

илов с оползневыми текстурами. Встречены линзы алевроитов с рассеянной глиняной галькой. Над оползневой пачкой залегают фоновые отложения с миллиметровыми прослоями алевроитов, в которых при микроскопическом изучении видна градационная слоистость. По-видимому, эту пачку следует интерпретировать как сочетание фоновых образований и дистальных турбидитов.

В западной каньонной системе русловые фации на ст. 4 представлены в новоэвксинской части разреза пятнистыми илами с редкими тонкими слойками и линзами алевроитов с хорошо выраженными складками оползания. Внизу горизонта лежит прослой алевроита (2 см) с градационной слоистостью и эрозионной нижней границей. Древнечерноморские осадки представлены серым илом, послойно обогащенным сапропелевым материалом и алевроитовой примесью (фоновые образования и дистальные турбидиты). В новочерноморском разрезе чередуются горизонтальные прослои глинистых, кокколитовых и сапропелевых илов с белесыми слойками диатомитов.

Межрусловые фации конусов выноса вскрыты на ст. 1 - 3 и 45. На ст. 3 подняты только новочерноморские отложения. Они представлены чередованием глинистых, сапропелевых и кокколитовых слоев (фоновые образования). К сапропелевым горизонтам приурочены максимальные (до 40%) количества алевроитовой примеси. Алевроиты в этой толще встречаются в виде единичных прослоев (до 5 см) с резкими часто неровными границами; нередко видно заполнение рельефа алевроитовым материалом. Встречаются алевроитовые слои, обогащенные крупными (до 1 см) обломками древесины, с резкими нижними границами и постепенными верхними за счет убывания вверх по слою алевроитового материала и растительных остатков, по-видимому, являющихся турбидитами.

На ст. 2 в целом преобладают фоновые осадки. В них встречаются тонкие алевроитовые слойки и несколько более мощных (до 5 см) прослоев тонкого песка с обильным раковинным и растительным детритом с резкими границами. Этот факт и малое (15%) содержание глинистого материала позволяет интерпретировать их как отложения зерновых потоков или турбидитов, выплеснувшихся в межрусловые пространства. Аналогичный разрез отложений вскрыт на ст. 1. Тонкие линзовидные слойки алевроитов иногда с волнистой поверхностью интерпретируются нами как отложения донных течений.

Циклическое чередование алевроитовых, сапропелевых, кокколитовых и глинистых слоев с постепенными переходами между ними характерно для ст. 45. Образование циклитов связано с сочетанием фоновой седиментации и осаднения материала из предварительно взмученного осадка. Алевроитовые слойки в этой колонке, залегающие среди фоновых образований, характеризуются

ются присутствием знаков ряби, наличием линзовидно-волнистой и косой слоистости (отложения донных течений).

Борта каньонов. Стенки каньонов опробованы пятью трубками (ст. 26, 27, 29, 31, 33) на восточном полигоне и четырьмя трубками (ст. 14, 19, 20, 23) на западном. Для всех склоновых отложений характерно широкое развитие оползневых текстур, во многих колонках эродированы отложения одного или нескольких стратиграфических горизонтов. В единичных случаях встречены илы с галькой. В виде единичных прослоев (ст. 20) обнаружены слои алевритов с косой слоистостью. На ст. 19, 23 на оползневых отложениях новозвксинского и древнечерноморского возраста лежат маломощные новочерноморские фоновые осадки.

Подводные возвышенности, межканьонные пространства. На всех возвышенных участках континентального склона резко преобладают фоновые осадки, составы которых различны на разных уровнях. На изолированных возвышенностях они слагают практически весь разрез голоцена (ст. 5, 37). На межканьонных пространствах встречены мелкие оползневые текстуры, линзовидные и косослоистые прослои алевритов, иногда присутствуют следы размыва. Наиболее отчетливо эти черты проявлены в пределах восточного полигона в новозвксинское и древнечерноморское время. В алевритовых прослоях микроскопически видна градационная слоистость. Появление этих слоев, видимо, следует объяснять результатом выплесков из верхних частей автокинетических потоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами исследования позволили выявить большое разнообразие процессов осадконакопления в пределах рассмотренных участков Черного моря. Формирующиеся при этом генетические типы осадков закономерно сменяют друг друга как вдоль каньонных систем, так и поперек их простираения, что связано с различным механизмом их накопления. И если разнообразие осадков вдоль каньонов определяется действием различных типов автокинетических потоков и стадийностью выпадения из них материала, то при переходе от водораздельных (межканьонных) пространств к каньонам и конусам выноса принципиально изменяется сам механизм осадконакопления.

Каждая форма микрорельефа: тальвеги, борта каньонов, их водоразделы и другие возвышенности, а также элементы конусов выноса характеризуется своим набором генетических типов, что позволяет достаточно уверенно идентифицировать их по строению разрезов.

Сравнительный анализ литологических профилей вкрест простираения каньонных систем показал, что верхние, средние и нижние части континентального склона и верхние части конусов выноса различаются главным образом характером осадков, слагающих тальвеги и днища каньонов, и в меньшей степени по строению осадочных пачек, сформированных на остальных формах микрорельефа. Наибольшее разнообразие отложений гравитационных потоков наблюдается в средних частях каньонов, где в тальвегах наряду с отложениями грязекаменных, обломочных и зерновых потоков широко представлены турбидиты с полным набором элементов цикла Боума. В нижних частях каньонов развиты турбидиты с неполным циклом Боума.

Значительную роль в формировании облика осадочной толщи играют процессы эрозии. Они уничтожают осадки в тальвегах, создают многочисленные оползневые тела на бортах каньонов, способствуют возникновению масс осадков, сложенных местными бассейновыми илами, которые затем переотлагаются гравитационными потоками в нижних частях каньонов и на конусах выноса. Оползневые тела характерны для всей каньонной системы континентального склона, слагаются только местным материалом и приурочены к днищам и бортам каньонов.

Пачки осадков, аналогичные по своему облику дистальным турбидитам, включают в себя собственно дистальные турбидиты, отложившиеся из ослабленных гравитационных потоков в нижней части каньонов и на конусах выноса, осадки, переотложенные кратковременными маломощными гравитационными потоками, которые переносили местный внутриводораздельный материал с бортов каньонов и с межканьонных пространств или эродировали его с днищ, и, наконец, продукты выплесков мощных потоков на борта каньонов и водоразделы. Последний тип осадков, возможно, следует обозначить термином "субдистальные турбидиты". Они характеризуются линзовидными прослойками тонкого алевритового терригенного материала в толще фоновых илов. Под микроскопом в них видна градационная и косая слоистость.

По разрезу осадков устанавливается определенная связь между колебанием уровня моря и интенсивностью проявления склоновых процессов. При этом каньоны были активны не только во время низкого стояния уровня (в новозвксине), что более характерно для западного участка, в настоящее время отрезанного от внешнего источника питания. Действие автокинетических потоков проявилось и в голоцене, что фиксируется по размыву соответствующих отложений в верхних и средних частях каньонов и переотложению материала в нижних частях каньонов и на конусах

выноса. В это время более активным был каньон р. Шахе, непосредственно связанный с нею. Это устанавливается по следам развития грязекаменных и обломочных потоков в верхних частях каньона, размыву отложений бортов до глубин 1000 - 1300 м, наличию потоковых голоценовых отложений в нижней части каньона и на конусе выноса.

Обнаружение карангатских и чаудинских отложений в разных частях каньонов и конусов выноса позволяет установить режим каньонов вплоть до раннечетвертичного времени. Карангатские отложения, представленные сочетанием фоновых илов и турбидитов, накапливавшиеся в стадию высокого стояния моря, указывают на близкую к голоценовой активность каньонов, с одной стороны, и на большую, судя по мощностям осадков, сохранность их по сравнению с голоценовыми отложениями. Фиксация отложений потоков обломков чаудинского времени в тальвеге каньона на глубине 1500 м является первым надежным свидетельством в пользу того, что каньоны существовали по меньшей мере в раннечетвертичное время, а, может быть, и с конца плиоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Зенкович В.П.* Подводные каньоны и материковый склон в районе Адлера // Проблемы изучения берегов Грузии. Тбилиси: Мицниереба, 1976. С. 129 - 167.
- Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А.* Каньоны под морем. М.: Мысль, 1972. 168 с.
- Мельников В.П., Пешков В.М., Анненидзе М.Д.* Некоторые черты строения подводных каньонов в районе Сухумского мыса // Сообщ. АН ГССР. 1979. № 3. С. 637 - 639.
- Сафьянов Г.А., Пыхов Н.В.* Особенности геоморфологии и дифференциации песчаных осадков глубоководного конуса выноса Ингурского каньона // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 6. С. 1439 - 1442.
- Сафьянов Г.А.* Особенности морфологии и отложений Кодорской системы подводных каньонов // Комплексные исследования природы океана // М.: Изд-во Московского ун-та. 1975. Вып. 5. С. 129 - 141.
- Страхов Н.М.* Осадкообразование в Черном море. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 81 - 136.
- Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138 - 161.
- Voima A.* Sedimentology of some flisch deposits. Amsterdam: Elsevier. 1962. 68 p.



Эволюция биосферы

УДК 551.3.051:551.71(581.5)

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ НИЖНИХ СВИТ РИФЕЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУРУХАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

© 1993 г., П. Ю. Петров

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

Поступила в редакцию 12.07.92 г.

Приведена литолого-фациальная характеристика терригенно-карбонатных отложений нижних горизонтов рифея северной части Туруханского поднятия. На основе анализа текстур рассмотрены условия осадконакопления безыменской, линок и сухотунгусинской свит. Показано, что основные массы осадков накапливались в гораздо более гидродинамически активных и более глубоководных обстановках, чем это предполагалось ранее.

В последнее время выявлено значительное влияние условий осадконакопления и экологических обстановок на систематический состав комплексов строматолитов и микрофоссилий – тех групп органических остатков, на которые опирается биостратиграфия докембрия. По этой причине корректная оценка биостратиграфических возможностей и разрешающей стратиграфической способности как микрофоссилий, так и, особенно, строматолитов, представляющих собой органоседиментарные структуры, невозможна без детального восстановления условий формирования слоев, содержащих эти ископаемые.

В современной отечественной литературе, в отличие от литературы англоязычной, условия формирования рифейских отложений если и рассматриваются, то в самом общем виде (например, Маслов, 1988, 1989) и нередко трактуются противоречиво (сравните, Серебряков, 1975; Крылов, Заварзин, 1988), а к экологическим проблемам рифея после работ С.Н. Серебрякова (Серебряков, 1975) у нас по существу никто не возвращался. Не является в этом отношении исключением и рифейские отложения Туруханского района, разрез которого входит в число опорных для обоснования стратиграфической шкалы верхнего докембрия. В имеющихся публикациях анализируются лишь некоторые аспекты формирования строматолитов этого разреза (Серебряков, 1975), на основании коннекции разрезов и отдельных геохимических параметров рассматриваются условия формирования базальной терригенной свиты этого разреза (Ивановская, Афанасьев, 1970; Баженова и др., 1970) и затрагиваются вопросы генезиса его отложений (Козлов и др., 1973; Ивановская и др., 1982). Наши исследования, проведенные в Туруханском районе в 1989 - 1990 гг., были на-

правлены на восполнение отмеченного пробела. В настоящей статье рассматриваются условия формирования нижних горизонтов туруханского рифея в северной наименее изученной части района, в бассейне р. Большая Шориха (рис. 1).

Региональная стратиграфическая схема Туруханского района, разработанная в 40-е годы, в настоящее время не вызывает серьезных разногласий, если не считать противоречивых мнений о стратиграфической самостоятельности не рассматриваемых здесь речкинской и дурномысской свит. Вместе с тем, взгляды исследователей на положение границы среднего и верхнего рифея в рассматриваемом разрезе расходятся (обзор и библиографию см. Семихатов, Серебряков, 1983; Комар, 1990). Автор принимает точку зрения, изложенную в монографии М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова (1983), согласно которой эта граница проходит в кровле сухотунгусинской свиты.

В северной части Туруханского района обнажена мощная (свыше 4 км) толща рифейских терригенно-карбонатных отложений, которая слагает две погружающиеся на запад в общем пологие моноклинали, разделенные региональным надвигом субмеридионального простирания и разбитые серией поперечных мелких сдвигов. Основание рифейских отложений здесь, как и во всем Туруханском районе, не вскрыто; сверху эти отложения ограничены несогласием, отделяющим их от вендо-кембрийских толщ, залегающих субгоризонтально. В составе разреза выделяются восемь свит, три нижние из которых слагают самостоятельный комплекс, ограниченный в кровле размывом. Это терригенная безыменская (900 м), известково-глинистая линок (270 м) и доломитовая сухотунгусинская (680 м) свиты, которые

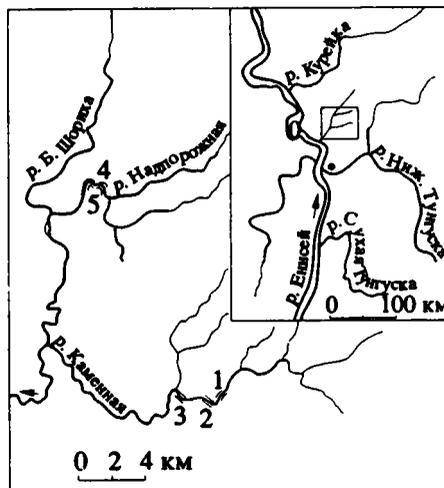


Рис. 1. Схема района и расположения изученных разрезов. р. Каменная: 1 – безыменская свита, 2 – свита линок, 3 – сухотунгусинская свита; р. Надпорожная: 4 – верхняя подсвита свиты линок, 5 – сухотунгусинская свита.

связаны между собой постепенными переходами. Ниже мы рассмотрим особенности формирования отложений трех названных свит.

БЕЗЫМЕНСКАЯ СВИТА

Наблюдения. Свита представляет собой толщу аргиллитов и субаркозовых песчаников видимой мощностью 900 м, которая расчленяется на три подсвиты (рис. 2). Средняя подсвита обладает четкой цикличностью, которая не обнаруживается в нижней и слабо проявлена в верхней.

Идеализированный цикл средней подсвиты, в котором по существу присутствует весь набор литотипов разреза, демонстрирует постепенный переход вверх от аргиллитов до крупнозернистых песчаников. Такой цикл состоит из трех элементов (рис. 2).

Первый элемент цикла слагают темно-серые и черные аргиллиты, алевролиты и песчаники с хорошо выраженным укрупнением силикокластического материала вверх по разрезу каждого цикла. В основании цикла залегают чистые аргиллиты с тонкой ровной горизонтальной слоистостью, выше в них появляется алевролитовая примесь, затем количество ее увеличивается, возникают прослои алевролитов темно-серых, иногда зеленовато-серых тонов, а затем линзы и линзовидные прослои мелкозернистых песчаников, мощность которых возрастает вверх от первых сантиметров до 10 - 20 см. Одновременно появляются следы размывов, пологая косая слоистость в алевропесчаниках. В ряде случаев на кровле прослоев песчаников отмечаются почти симметричные знаки ряби. Для верхней части 1 элемента

характерны слепки каналов размыва (текстуры "gutter casts" (Whitaker, 1973)), врезанные в нижележащие алевролит-аргиллитовые слои на глубину 5 - 10 см и заполненные мелкозернистым фесчаником и алевролитом. Наиболее часто встречаются изолированные (рис. 2а, 2б), реже парные слепки каналов, либо обособленные трубообразные тела. Стенки слепков гладкие или исштрихованные вдоль, иногда осложненные узкими, клиновидными вертикальными промоинами (рис. 2б). Форма слепков говорит об эрозии хорошо литифицированных осадков, а отсутствие изменения зернистости от основания к кровле слепка и субгоризонтальная тонкая слоистость в продольном сечении указывают на то, что каналы были заполнены в относительно спокойных гидродинамических условиях. В поперечном сечении слоистость также ровная и горизонтальная с характерным прислонением к бортам промоин. В некоторых случаях в верхней части 1 элемента цикла отмечаются одиночные прослои грубозернистых песчаников и мелких гравелитов с симметричными знаками ряби в кровле. Мощность 1 элемента варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров.

Второй элемент цикла слагают мелкозернистые темно-серые песчаники с отдельными прослоями алевролитов и аргиллитов, количество и мощность которых уменьшается вверх. Песчаники состоят из кварца (70 - 80%), плагиоклаза (олигоклаз-андезин, 10 - 20%), калиевого полевого шпата (1 - 5%), чешуек мусковита, приуроченных к наиболее тонким фракциям, и обломков пород (микрочварциты, 1 - 5%). Цемент кварцевый регенерационный и глинистый (иллит, хлорит). Микроструктуры песчаников показывают почти всегда тонкую послойную гранулометрическую сортировку. Довольно редко встречаются мало-мощные пласты и линзы крупнозернистых песчаников и гравелитов. Плитчатость песчаников варьирует в широких пределах – от 1 - 5 см до 10 - 30 см, увеличиваясь к кровле. Для песчаников характерна горизонтальновогнутая мелкомащтабная слоистость, реже наблюдается косоволнистая, а иногда бугорчатая косая слоистость (hummocky cross stratification (Dott, Bourgeois, 1982)). Пласты песчаников почти всегда разделены тонкими (до 3 мм) пленками черного аргиллита с большим количеством мелкого слюдистого детрита. На поверхностях напластования здесь в изобилии встречаются текстуры типа Rhysonetron (Hofmann, 1971), которые в плане представляют собой как полигональные системы, сходные с трещинами усыхания, так и отдельные элементы их, внешне похожие на ходы червей (рис. 2в). В объеме – это трубообразные каналы диаметром 1 - 3 мм, заполненные песчаным материалом и как бы обернутые углито-глинистой пленкой толщиной в десятые доли миллиметра и вдавленные в ниже- и вышележащие пласты песчаника.

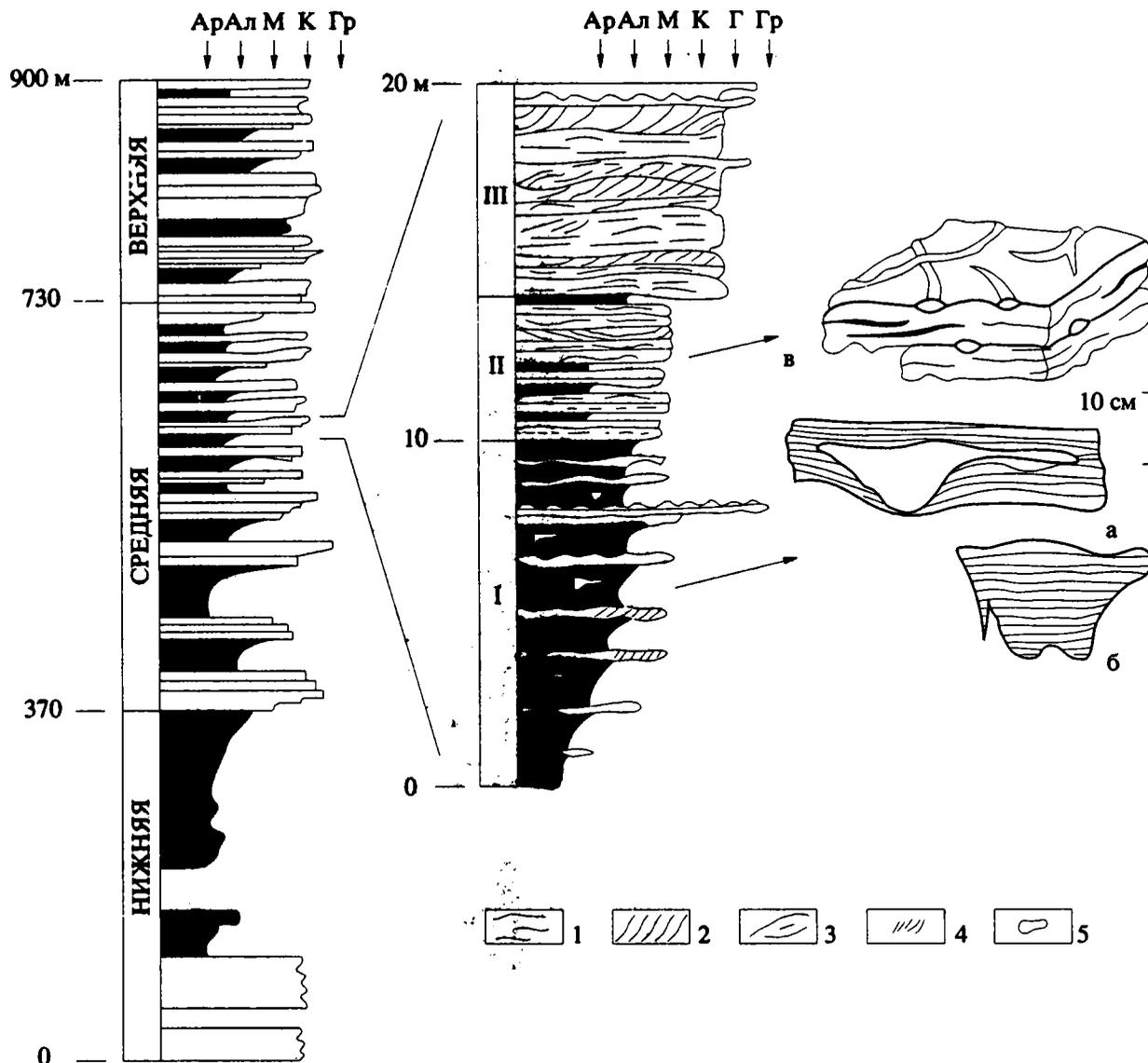


Рис. 2. Строение безыменской свиты по р. Каменной и осадочный цикл свиты.

Вертикальные линии отвечают составу пород: Ар – аргиллит, Ал – алевролит, М – мелкозернистые песчаники, К – крупнозернистые песчаники, Гр – грубозернистые песчаники. 1 – грубая горизонтальная слоистость; 2 – крупномасштабная косая слоистость; 3 – бугорчатый тип косой слоистости; 4 – мелкомасштабная косая слоистость; 5 – текстуры “gutter casts”. I, II, III – элементы цикла.

Полигональный рисунок на поверхностях напластования позволяет предполагать, что эти каналы образованы по трещинам уплотнения осадка – округлая форма каналцев есть результат последующей глубокой метаморфозы объема, обусловленной разностью коэффициентов уплотнения песков, заполняющих трещины и вмещающих их глинистых илов. При таком процессе изначально клиновидная или иная полигональная в сечении форма будет стремиться к округлой. Наблюдаемые полигональные в плане незавершенные системы трещин могли быть образованы как в субаэральных условиях, когда усыхание не охватывало весь объем осадка, так и

в субаквальных условиях на разделе осадок – вода (Plummer, Gostin, 1981). Можно также предполагать (Kidder, 1990), что трещины образованы в начальном диагенезе (синерезис), тем более, что они приурочены к наиболее тонким глинистым слоям.

Третий элемент цикла сложен крупноплитчатыми светло-серыми, хорошо отмытыми средними крупнозернистыми песчаниками с хорошей сортировкой, состоящими из зерен монокристаллического кварца (60 - 70%), плагиоклаза (олигоклаза-андезин, 10 - 30%), редких (не более 10%) обломков пород. Цемент кварцевый регенерационный, обычно полностью маскирующий первона-

чальную форму зерен, и лишь по очертаниям нерегенерированных зерен полевых шпатов можно судить об их хорошей окатанности. В цементе песчаников также широко распространен крупночашуйчатый иллит, образование которого происходило после регенерации кварцевых зерен. В значительно меньших количествах в составе цемента присутствует хлорит. В некоторых пластах песчаников развит пятнистый карбонатный цемент, часто кородирующий обломочные зерна. Характерной чертой рассматриваемых песчаников является наличие в них мелких (0.01 - 0.1 мм) выделений пирита. Текстуры песчаников проявлены нечетко и обычно распознаются лишь на выветрелых поверхностях. Нижние части крупных (до 1.5 - 2 м мощностью) пластов, как правило, обладают грубой горизонтальной слоистостью, верхние – косо-, волнистослоистые, иногда встречается бугорчатый тип косо́й слоистости. Наиболее грубые фракции песчаников часто концентрируются в кровле таких пластов и нередко несут знаки ряби, многие из которых имеют симметричный профиль.

Описанные циклы, как уже говорилось, наиболее ярко выражены в средней подсвите безыменской свиты. В нижней подсвите пачка светлых песчаников, залегающая в видимом основании разреза, по составу и текстурным особенностям может быть сравнима с третьим элементом, а залегающая выше толща алевро-аргиллитов по составу и текстурным особенностям близка породам первого элемента цикла. В верхней подсвите на фоне общего размывания четкости циклов на первый план выходят светлые песчаники, мало чем отличающиеся от пород третьего элемента цикла (см. рис. 2). В кровле безыменской свиты залегают 4-х метровая пачка серых крупнозернистых песчаников с разнонаправленной троговой косо́й слоистостью, не имеющая аналогов среди описанных циклов. Слоистость песчаников подчеркнута тонкодисперсным органическим веществом и значительными скоплениями мелкозернистого пирита. Песчаники состоят из кварца (80%) и плагиоклаза (5 - 10%), содержание которого заметно ниже, чем в песчаниках, слагающих циклы.

Интерпретация. Строение рассмотренных циклов и распределение в них текстурных признаков характерно для обстановок шельфов с активным влиянием штормов (Aigner, 1985). При этом первые элементы циклов накапливались в наиболее удаленных от берега частях бассейна, которые находились под влиянием “штормовых хвостов” – взмученных тонкозернистых песков и алевроитов, накладывающихся на равномерную пелитовую седиментацию. Вверх по разрезу цикла количество алевро-песчаных прослоев в аргиллитах увеличивается, то есть в породах фиксируются все более слабые штормовые события, что соответствует смене обстановок от

дистальных к проксимальным по отношению к энергетическим зонам палеобассейна. Весьма вероятно, что энергетическая зональность связана прямо как с глубинами, так и с расстоянием от береговой линии. Принимая такую схему, можно сделать вывод, что в еще более проксимальных зонах существовали донные течения, формирующие каналы (gutter casts). Вероятно такие зоны размещались в местах выполаживания рельефа, морфологически образующих ступень, в основании которой и следовало бы ожидать внезапного увеличения трения нисходящих отливных потоков о дно бассейна.

Вторые элементы безыменских циклов отлагались выше предполагаемой ступени и были тесно связаны с быстрым отложением слоев мелкозернистого песка, мобилизованного в результате штормового воздействия волн и межштормовым накоплением тонких осадков, количество которых вверх по разрезу постепенно уменьшается. Однако в верхних частях второго элемента цикла встречаются небольшие слойки и линзы глинистого состава, отличающиеся от аргиллитов первого элемента цикла большей однородностью и меньшим содержанием алевроитовой примеси. Такую контрастность гранулометрического состава можно объяснить большей концентрацией глинистой взвеси непосредственно после шторма по сравнению с более дистальными зонами. Кроме того, характерной чертой этих обстановок было образование текстур типа Rhysonetron, формирующихся либо в субаквальной среде, либо в начальном диагенезе, сразу же после захоронения под новыми порциями штормовых песков. Следует отметить, что указанные текстуры часто встречаются в докембрии и неизвестны из гомофацальных фанерозойских толщ (Hofmann, 1971).

Крупнозернистые песчаные слои третьего элемента цикла откладывались в наиболее проксимальных зонах бассейна. Появление в основании этих слоев массивных текстур или грубой горизонтальной слоистости можно объяснить выпадением песка из штормовых суспензионных потоков в результате быстрого уменьшения их скорости (Aigner, Reineck, 1982), тогда как верхние части этих слоев, обладающие крупномасштабными косыми сериями, можно связать с воздействием мощных донных течений. Можно также предполагать, что один пласт отвечает одному штормовому событию и отражает различные его фазы. В кульминационные периоды штормов происходило формирование бугорчатого типа косо́й слоистости – индикатора наиболее глубокого проникновения штормовых волн (Dott, Bourgeois, 1982). Небольшая распространенность этого типа слоистости в рассмотренных безыменских циклах говорит о том, что осадконакопление происходило в основном ниже базиса действия штормовых волн.

Пласты грубозернистого песчаника и гравелита, встречающиеся в первом элементе цикла,

равно как и концентрации грубого материала в кровле некоторых пластов песчаников третьего элемента цикла, могут рассматриваться (Levell, 1980) как остаточные отложения, образующиеся в результате отставания грубых фракций в перемещающейся массе осадков при многократной переработке волнами и течениями. Поля развития грубозернистых отложений приурочены к шельфам с активным штормовым влиянием, хотя и встречаются в большом диапазоне глубин от первой сотни до нескольких метров (Leckie, 1988).

Таким образом цикл, показанный на рис. 2, отражает направленное изменение от дистальных к проксимальным обстановкам бассейна. Аналогичные циклы были описаны в среднепротерозойских кварцевых аренитах серии Ортега (США) (Soegaard, Eriksson, 1985), где циклическое строение разреза объясняется проградацией крупных песчаных лопастей под влиянием отягивных штормовых течений.

СВИТА ЛИНОК

Нижняя граница свиты обычно проводится по подошве первой карбонатной пачки, которой предшествует двухметровый пакет серо-зеленых алевро-аргиллитов, вверх постепенно обогащающийся карбонатом. Именно этот пакет отражает смену песчано-глинистых отложений безыменской свиты глинисто-карбонатными породами свиты линок и поэтому подошву этой свиты логичнее и строже определять кровлей последнего пласта песчаника. В описываемом разрезе свита делится на три подсвиты (рис. 3), объем которых мы понимаем несколько иначе, чем наши предшественники (Серебряков, 1975; Козлов и др., 1988).

Наблюдения. Нижняя подсвита, мощностью 30 м, сложена светло-серыми глинистыми тонкозернистыми известняками, мергелями, а в основании (1 м) алевро-аргиллитами. Эти последние представляют собой массивные, иногда неясно горизонтальнослоистые породы, в которых в 10 см от основания появляется пятнистый кальцитовый цемент. Содержание кальцита возрастает вверх и достигает 70% у кровли пакета. Горизонтальная слоистость пород, подчеркнутая распределением глинисто-алевритового и органического вещества, вверх по разрезу подсвиты становится более отчетливой, а затем в вышележащих, более чистых известняках (кальцита 80 - 90%) появляется струйчатая слоистость *Malginella*, описанная ранее как биогенная (Комар и др., 1970). В шлифах *Malginella* представляет собой частое (через 0.5 - 2 мм) переслаивание тонкозернистых глинистых известняков с содержанием карбоната около 80% и вытянутых линзовидных слоев и линзочек, толщиной 0.1 - 0.5 мм, внутри которых концентрируется тонкая (алеврит) силикокластика, сцементированная кварц-хлоритовым агрегатом, а содер-

жание карбоната не превышает 30%. В разрезе *Malginella* слагает хорошо выдержанные по простиранию прослои, мощностью от долей до первых десятков сантиметров, которые чередуются с более мощными прослоями горизонтально- и косо-слоистых известняков и ассоциируют с мелкими размывами амплитудой до 1 см.

Интерпретация. Вероятно, в начале накопления отложений свиты произошло быстрое прекращение подачи силикокластического материала, выравнивание рельефа и перераспределение песчаных осадков, что отражается в увеличении зрелости осадников в кровле безыменской свиты, на фоне которого происходило относительно быстрое углубление бассейна. В течение времени накопления нижней подсвиты линок происходило постепенное уменьшение глубин бассейна и изменение условий от тиховодных к условиям слабых донных течений (преимущественно ламинарных), в которых наряду с обычной седиментарной появляется малгинелловая слоистость. Очевидно, что *Malginella* представляет собой следы жизнедеятельности цианобактериальных матов, которые испытывали мелкую фрагментацию под влиянием слабых донных течений. Такие маты в прижизненном состоянии являлись уловителями частиц алевритовой размерности (в основном силикокластики), подчеркивая характерный микро-рельеф. При отсутствии течений маты выстилали поверхность осадка в виде непрерывных пленок, остатки которых лишь иногда фиксируются органическим веществом в горизонтальнослоистых известняках, а при больших скоростях течений происходила эрозия субстрата и/или отложение косых серий. В пользу такой трактовки говорит постоянная ассоциация малгинелловой слоистости со следами мелких размывов и отдельными прослоями косо-слоистых известняков. Каждый уровень *Malginella* фиксирует микроперерыв в осадконакоплении.

Таким образом *Malginella* занимали относительно узкие гидродинамические зоны в бассейне, а спектр обстановок не выходил за рамки нижнего шельфа, не достигая базиса действия штормовых волн.

Наблюдения. Средняя подсвита мощностью 80 м сложена тонкоплитчатыми черными известковистыми и кремнистыми аргиллитами, темно-серыми известковистыми аргиллитами и мергелями (рис. 3). Нижняя ее пачка (мощность 8 м) состоит из черных кремнистых аргиллитов с ровной тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой вариациями в распределении алевритовой примеси и органического вещества, которому сопутствует тонкая рассеянная вкрапленность пирита.

Верхняя пачка подсвиты – это 72 м темно-серых известковистых аргиллитов и мергелей, обнаруживающих, наряду с горизонтальной слоистостью, отдельные пологие косые серии и раз-

мывы амплитудой до 5 см, которые иногда маркируются мало мощными слоями алевролитов и черных тонкозернистых песчаников. В мергелях иногда появляется слоистость типа *Malginella*.

Верхняя подсвита мощностью 160 м сложена светло-серыми и тонкозернистыми глинистыми известняками, слабо желтеющими при выветривании. В ее составе выделяются пять пачек, связанных между собой постепенным переходом (рис. 3).

Нижняя пачка мощностью 22 м представлена глинистыми тонкоплитчатыми известняками с тонкой горизонтальной и мелкомасштабной пологой косой, либо косо волнистой слоистостью, с мелкими размывами амплитудой до 2 см (рис. 3а), а иногда с тонкой нитевидной полосчатостью и малгинелловой слоистостью.

Вторая пачка (20 м) – это чередование горизонтально- и косо волнистослоистых известняков,

очень близких к слагающим первую пачку, и нодулярных, более толсто плитчатых известняков. Последние сложены почти или полностью обособленными неправильными линзовидными фрагментами породы мощностью от 0.5 до 5 см и протяженностью от 2 до 15 см. Нодули образуют либо индивидуальные четковидные пласты или хаотически сгружены друг на друга. В пределах отдельных нодулей хорошо видна тонкая слоистость, которая часто срезается в верхней части нодуля, фиксируя тем самым следы размывов, но в общем согласна с его внешними очертаниями (рис. 3б). Иногда в слоях отмечаются следы пластических деформаций слоистости. Амплитуда косых серий и размывов возрастает вверх по пачке до 3 - 4 см, в верхней части появляется мелкобугорчатая косая слоистость амплитудой до 10 см.

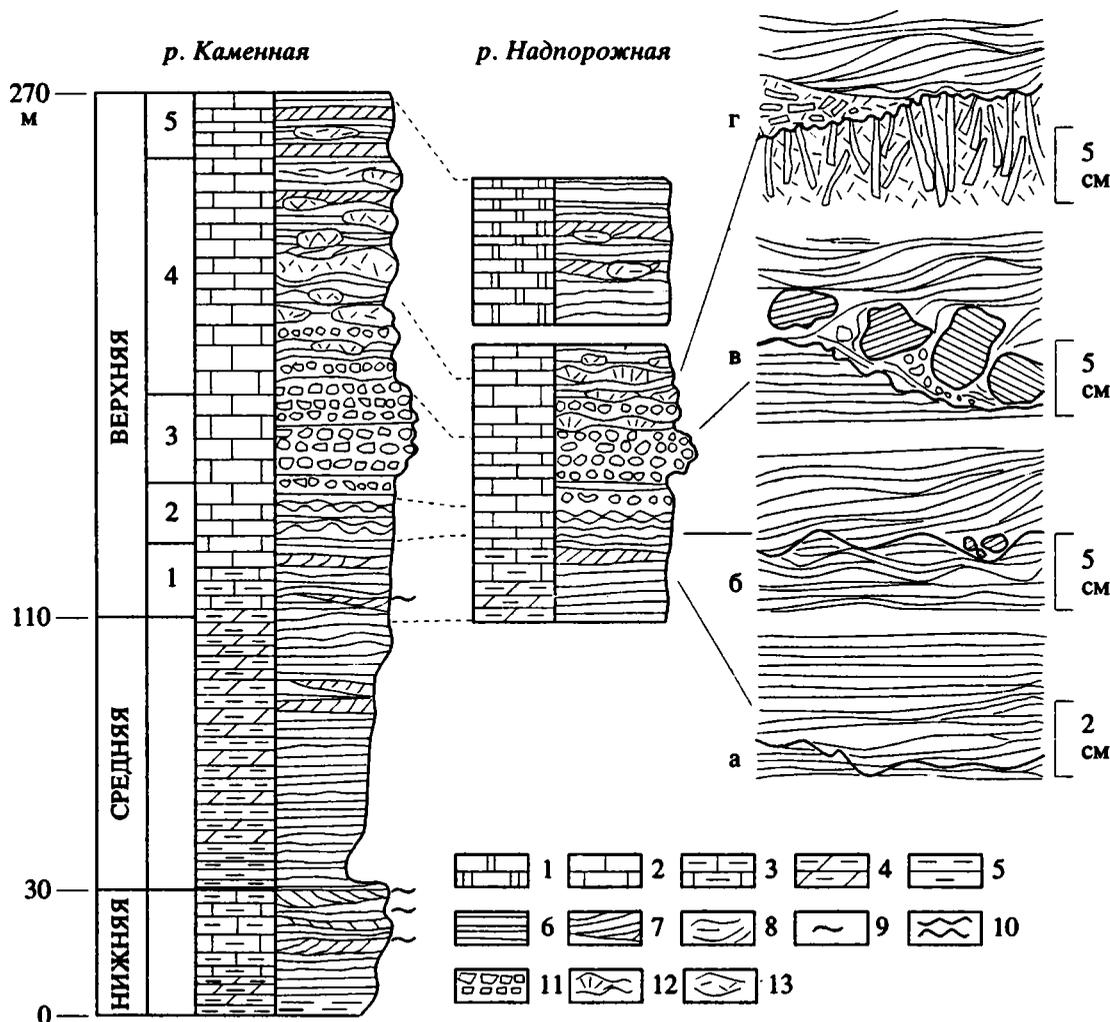


Рис. 3. Строение свиты линок по рекам Каменной и Надпорожной.

1 – доломиты; 2 – известняки; 3 – глинистые известняки; 4 – мергели и известковистые аргиллиты; 5 – аргиллиты; 6 - 9 – характер слоистости: 6 – тонкая ровная горизонтальная; 7 – косая; 8 – косо волнистая, 9 – *Malginella*; 10 – нодулярные текстуры; 11 – внутриформационные брекчии; 12 – линзы и линзовидные пласты вертикально ориентированных плоскогалечных брекчий; 13 – мелкие линзы субгоризонтально ориентированных плоскогалечных брекчий.

Третья пачка верхней подсвиты (28 м) отличается от второй исчезновением нодулярных известняков и появлением внутриформационных брекчий, которые чередуются с подчиненными прослоями горизонтальнослоистых, косоволнисто- и бугорчато-косослоистых известняков. Брекции состоят из изометричных неокатанных обломков тонкослоистых известняков свиты линок размером 0.5 - 10 см, которые то тесно сгружены, то неравномерно распределены в массивном известковом матриксе. Внутри отдельно взятого прослоя брекчий сортировка обломков по размеру отсутствует, однако в некоторых пластах наблюдается тенденция к концентрации то более крупных, то более мелких обломков. При этом общие размеры обломков и количество обломочных пластов явно возрастает к кровле пачки. Большинство обломков несут следы пластических деформаций, при этом возникают конформные, "слепленные" крупнообломочные структуры. Вместе с тем отдельные пласты часто брекчированы без сколько-нибудь заметных перемещений соседних обломков. В кровле брекчированных слоев видно налегание косослоистых известняков с текстурами облекания и "запечатывания" обломков, что свидетельствует о седиментационной природе последних (рис. 3в).

Четвертая пачка (70 м) выделяется тем, что в ней среди известняков, описанных в составе третьей пачки, в возрастающем вверх количестве появляются крупные, четко обособленные линзы и пласты мощностью до 0.5 - 0.8 м, состоящие из вертикально ориентированных уплощенных обломков вмещающих тонкослоистых известняков, толщиной от 0.5 до 2 - 3 см и длиной до 10 - 12 см (так называемые бамбуколистные известняки). Пространство между интракластами заполнено мелкообломочным и/или пелитоморфным известняком, иногда тонко горизонтальнослоистым, с прилеганием к поверхностям вертикально ориентированных обломков. Под некоторыми из обломков удается наблюдать небольшие пустотки, выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Основание линз и слоев брекчий эрозионное; их боковые поверхности часто крутые, иногда нависающие. В кровле многих линз видно облекание вышележащими тонкослоистыми известняками торцов вертикально ориентированных интракластов (рис. 3г); редко удается видеть частичное срезание одной линзы нижней поверхностью вышележащей. В плане торцы интракластов создают картину турбулентных неориентированных вихрей. Все сказанное не оставляет сомнений в конседиментационной природе бамбуколистных брекчий.

Количество таких линз возрастает снизу вверх по разрезу пачки, достигает максимума в его середине, а затем вновь сокращается. В нижней части пачки еще присутствуют слои брекчий, аналогичных описанным в третьей пачке. Вмещающей

породой для тех и других являются известняки с горизонтальной, косоволнистой, косой и бугорчатой слоистостью.

Разрез свиты линок завершает 20-метровая пачка мелкоплитчатых известняков с горизонтальной и горизонтальноволнистой тонкой слоистостью и одиночными прослоями косослоистых разностей, в которой лишь иногда встречаются небольшие линзы мелкообломочных плоскокалевных брекчий, только с субгоризонтальным расположением обломков.

Интерпретация. Изложенные данные позволяют считать, что на границе нижней и средней подсвиты свиты линок устанавливается быстрое углубление бассейна, выраженное в смене известняков с различными низкоэнергетическими признаками среды, черными кремнистыми аргиллитами – несомненно тиховодными отложениями. Залегающая выше пачка темно-серых мергелей и известковых аргиллитов отражает компенсированное осадконакопление, происходившее в обстановках ниже базиса действия штормовых волн. Вся вышележащая толща глинисто-карбонатных пород верхней подсвиты может рассматриваться как крупная последовательность с уменьшением глубин бассейна вверх вплоть до кровли свиты линок. В течение времени ее накопления поверхность осадков прошла ряд фациальных зон бассейна с различной гидродинамикой. Так, нижняя пачка верхней подсвиты накапливалась в условиях, сходных с описанными для верхней части нижней подсвиты с той лишь разницей, что количество тонкой силикокластики было крайне ограничено. Появление нодулярных текстур во второй пачке ассоциируется с общим возрастанием амплитуд косых серий, а следовательно и гидродинамики среды.

Происхождение нодулярных текстур в известняках объясняется либо деформацией (Mc Crossan, 1958; Möller, Kvingan, 1988), либо конкрецеобразованием в раннем диагенезе. И в том, и в другом случае седиментарная слоистость может быть согласной с границами слоев. Однако изложенные факты позволяют предполагать, что рассмотренные нодулярные текстуры в известняках образованы под влиянием волновых процессов и течений, воздействовавших на неравномерно и в основной массе слаболитифицированные осадки, о чем свидетельствует "запечатывание" поверхности нодулярных форм осадками с нормальной косоволнистой слоистостью. При таком воздействии жесткие участки слоев превращались в обособленные фрагменты, а наименее литифицированные участки размывались, образуя мелкобугорчатый рельеф или конденсированные горизонты нодулей весьма прихотливой формы.

Залегающие выше внутриформационные брекчии третьей пачки являются темпеститами и связаны с механической расслоенностью донных осадков, речь о которой пойдет ниже. Следует

лишь заметить, что на отдельных участках известняки брекчированы без сколь-нибудь заметных смещений обломков. Нередко наблюдаются "одноэтажные" горизонты брекчий, в обломках которых слоистость остается горизонтальной. Это свидетельствует об отсутствии каких-либо перемещений обломков. Такие горизонты могли быть порождены прохождением единичных, наиболее крупных волн, достигавших дна на относительно больших глубинах.

Плоскогалечные брекчии четвертой пачки морфологически резко отличаются от брекчий третьей пачки. Относительно их происхождения в литературе существует три точки зрения. Согласно одной из них, они возникают в результате субаэрального усыхания карбонатно-глинистых осадков на литоральных отмелях (Серебряков, 1975; Крылов, Заварзин, 1988). Согласно второй, они являются темпеститами, возникающими в результате разламывания тонких слоев известняка во время наиболее интенсивных штормов (Kreisa, 1981; Сепкоски, 1985), что происходит на значительных глубинах, ниже базиса действия обычных волн. Согласно третьей точке зрения, скопления вертикально ориентированных плоских галек ("stone rosettes") отмечается в обстановках крайнего мелководья (литораль), вдоль берегов морей, озер и рек (Dionpe, 1971). При этом вертикальное положение обломков, образующих "розетки", определяется условиями волновой среды и используется как индикатор древних береговых линий (Ricketts, Donaldson, 1979).

Наблюдавшиеся нами факты говорят в пользу штормового происхождения плоскогалечных брекчий: описанные выше линзы расположены изолированно среди горизонтальнослоистых, мелкоплитчатых известняков, с ними не ассоциируют следы усыхания, перемывы, равно как и признаки литорали вообще. Причина появления плоскогалечных брекчий, видимо, связана со свойствами донных осадков. В том случае если мелкоплитчатые горизонтальнослоистые известняки и разделяющие их прослойки (0.1 - 1 мм) глинистых разностей имели различные скорости литификации, то дно бассейна оказывалось механически расслоенным в глубину и потому поддавалось волновому взламыванию во время наиболее сильных штормов. Между горизонтами линз или отдельными слоями интракластов в разрезе залегают мелкоплитчатые известняки с горизонтальной слоистостью, отложенные в спокойных условиях, или косослоистые, отложенные в условиях донных течений. Слои с мелкобугорчатой косою слоистостью могут быть интерпретированы как темпеститы, возникшие без взламывания дна, а в тех случаях, когда они перекрывают пласти и линзы плоскогалечных брекчий, они соответствуют заключительной стадии одного штормового события.

Таким образом, причина разнообразия всей описанной выше последовательности текстур

могла быть связана с разнообразием механических свойств донных осадков в результате их ранней цементации и с условиями эпизодического штормового воздействия.

Приведенные данные позволяют предполагать фациальные взаимоотношения, показанные на рис. 4.

Ранняя цементация карбонатных слоев связывается с пересыщенностью иловых вод осадка гидрокарбонатом в результате его бактериальной генерации в восстановленных условиях (Сепкоски, 1985). Довольно часто встречаемые конкреции пирита в известняках именно этих зон подтверждают восстановительные условия раннего диагенеза рассмотренных пород.

Фациальные взаимоотношения, сравнимые с описанными, известны в современных обстановках на северном склоне Багамской банки (Mullins *et al.*, 1980), где нодулярные известняки залегают между глубоководной (ниже 600 м) зоной мягких карбонатных илов и зоной средних глубин, где развито твердое дно. Нодулярные известняки и непрерывно литифицированные слои этого района являются продуктами раннего субмаринного диагенеза, а весь ряд расположен в порядке убывания силы течений с глубиной. Подобные фациальные взаимоотношения были установлены и в верхнемеловых известняках Южной Англии (Kennedy, Garrison, 1975).

СУХОТУНГУСИНСКАЯ СВИТА

Наблюдения. В описываемом районе свита сложена светло- и темно-серыми доломитами с разнообразными стяжениями кремней в верхней части разреза и с подчиненными прослоями известняков в нижней части – в разрезе по р. Каменная их количество составляет около 7% от общего объема пород свиты, а на севере, в разрезе по р. Надпорожная, они вообще отсутствуют (рис. 5). Нижняя граница свиты здесь проводится условно по исчезновению характерного для свиты линок струйчатого типа слоистости, которое совпадает со сменой известняков преимущественно доломитовой толщей. Свита сложена двумя основными типами пород.

I. Темно-серые тонко горизонтальнослоистые, реже косослоистые необломочные доломиты и известняки с сильным битуминозным запахом, появляющимся при раскалывании образцов. Для доломитов характерна разноразмерная структура, в основной массе тонко- и мелкозернистая гранобластовая. Известняки также обладают неравномерно зернистой структурой, но размеры их зерен, как правило, меньше, чем в доломитах. Органическое вещество в породах распределено относительно равномерно, образуя либо темно-бурые округлые сгустки, соизмеримые по размерам с кристаллами, либо тонкую пылеватую вкрапленность внутри самих кристаллов; реже оно при-

Фациальная зона	Мягких илов	Нодулярная	Брекчий	Плоскогалечных конглобрекчий
Условия осадконакопления	Преобладание тиховодных условий и слабых течений	Штормовое осадконакопление выше базиса штормовых и ниже базиса обычных волн		
Характер дна	Мягкое	Нодулярное	Твердое	
			крупнорасслоенное	мелкорасслоенное

Рис. 4. Реконструкция фациальных взаимоотношений для верхней подсвиты свиты линок.

существует в виде пленочного цемента зерен. В известняках и доломитах встречаются структуры зонального окремнения.

Подавляющая масса пород имеет так называемую бурундучковую текстуру, образованную системой мелких трещин синерезиса, выполненных мелкозернистым серым кальцитом в известняках и белым крупнокристаллическим доломитом в доломитах. В поперечном сечении пласта видны изолированные одиночные трещины, обычно ориентированные нормально к напластованию, реже наклонные и горизонтальные, которые иногда сливаются, образуя сложный сетчатый рисунок. Ширина трещин колеблется от 1 до 10 мм, их границы резкие и ровные. Трещины деформируют тонкую слоистость, благодаря чему на поверхностях напластования создаются полигональные рисунки, напоминающие трещины субаэрального усыхания. При высоких концентрациях трещин породы приобретают конволютивный тип слоистости. Образование бурундучковых текстур есть результат синерезиса, то есть обезвоживание осадка и уменьшение его объема в диагенезе, а деформация слоистости является следствием различий коэффициентов постсинерезисного уплотнения осадков и крупнокристаллического карбоната, выполняющего трещины.

II. Наряду с темными разностями в строении свиты выделяются серые и светло-серые доломиты и известняки с обломочной структурой вакстоуна, а в наиболее крупнообломочных разностях — пакстоуна. Существенно, что среди обломков четко выделяются две разновидности. Мелкие (0.1 - 2 мм) обломки имеют округлую (псевдооолиты) или неправильно эллиптическую форму. Они сложены микритом и погружены в мелкозерни-

стый карбонатный матрикс с гранобластовой структурой и часто окаймляются зоной более крупнозернистого мозаичного карбоната, реже несут оторочку шестоватого кварца. В некоторых случаях обломки имеют темно-коричневую, резко очерченную кайму толщиной около 0.05 мм. Сортировка обломков отсутствует. Как правило, наиболее светлые разности доломитов обладают и наиболее крупнокристаллической структурой, в которой происходит частичная или полная перекристаллизация микрита обломков, при этом возникают теньевые ооидные структуры.

Крупные обломки длиной до 20 см и толщиной до 2 см сложены мелкообломочным доломитом и представляют собой фрагменты вмещающих пластов. В некоторых случаях они ориентированы по косой слоистости, но обычно субгоризонтально. Чаще всего обломки совершенно не окатаны, реже встречаются полуокатанные разности и плоские гальки, но, в целом, окатанность тем лучше, чем меньше размер обломков. Среди крупных обломков иногда наблюдаются пластические деформации индивидуальных фрагментов, подвиг фрагментов разорванных пластов друг под друга и другие признаки деформации неконсолидированных осадков.

Для обломочных карбонатов характерна горизонтально-волнистая, косоволнистая и бугорчатая косая слоистость, многие пласты имеют грубую градиционную слоистость: крупные пакстоуны в основании и среднеобломочные пакстоуны и вакстоуны в кровле.

На ряде уровней в разрезе свиты появляются небольшие (3 - 10 м) пачки, обладающие мелкой циклическостью. В основании таких циклов по резкой, иногда эрозионной границе залегает пласт с

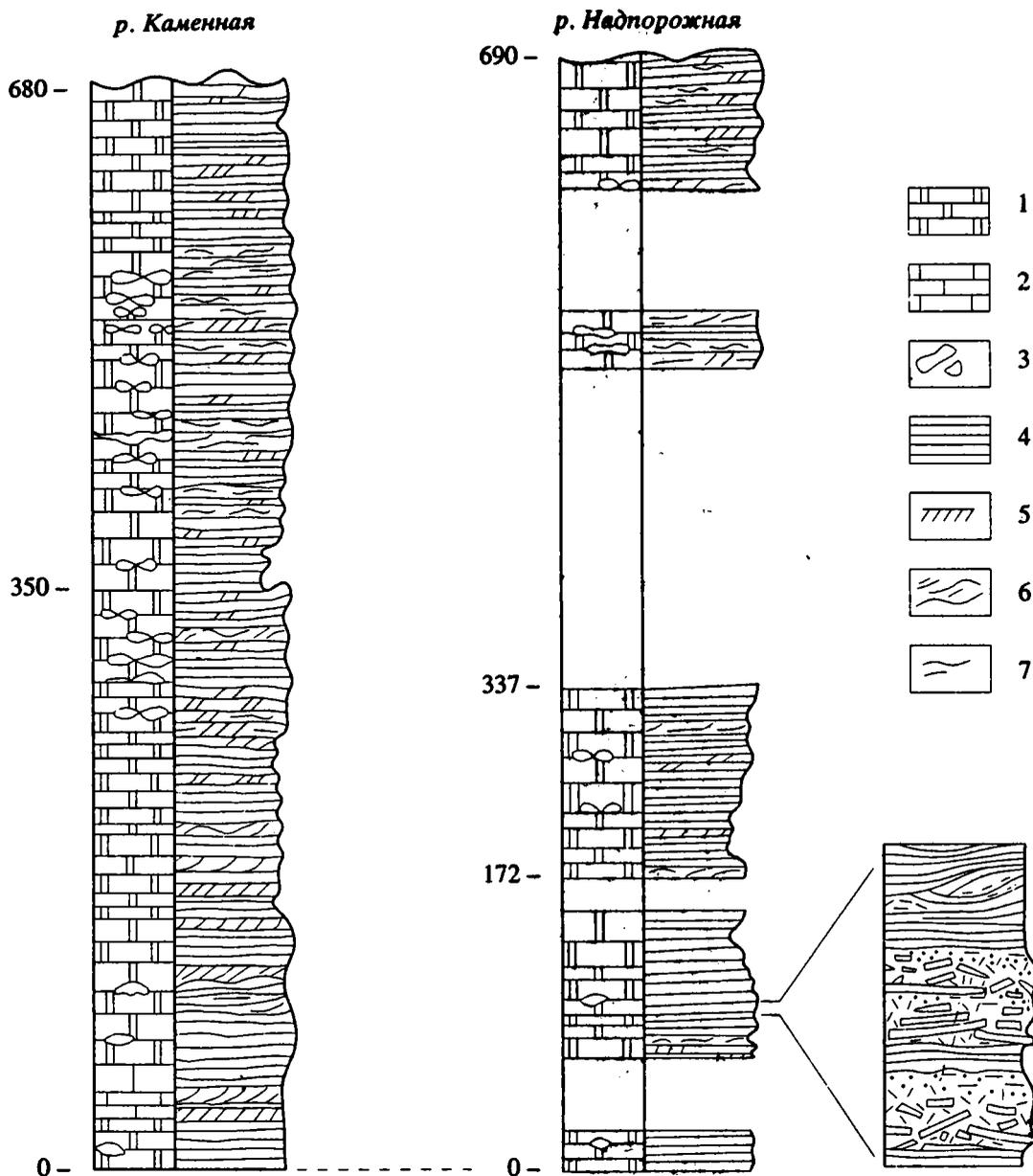


Рис. 5. Строение сухотунгусинской свиты по рекам Каменная и Надпорожная.

1 – доломит; 2 – известняк; 3 – конкреции кремней; 4 – 7 – характер слоистости: 4 – тонкая горизонтальная, 5 – ко- сая, 6 – крупномасштабная косо волнистая, 7 – мелкомасштабная горизонтально волнистая.

грубой градационной слоистостью, а в верхней части горизонтальнослоистые, мелкообломочные вакстоуны (рис. 5). В основании циклов иногда отмечаются следы взламывания и захоронения обломков *in situ* и окремненные поверхности (твердое дно) со следами эрозии. Мощность отдельных циклов составляет первые десятки сантиметров. Циклично построенные пачки в разрезе разделены соизмеримыми по мощности пачками, сложенными мелкообломочными вакстоунами с горизонтальной или косой слоистостью. Иногда в разрезе появляются пачки мелкоплитчатых, мелко и среднеобломочных не градационных доломитов, часто

со стяжениями кремней и с горизонтальной мелко волнистой слоистостью. Количество таких пачек резко возрастает в верхней части разреза сухотунгусинской свиты.

Интерпретация. Сходные с описанной циклично построенные последовательности пород, отличительными чертами которых являются градационная и иногда проявленная бугорчатая косяя слоистость, описаны как карбонатные темпеститы (Kreisa, 1981; Aigner, 1985). В идеализированном цикле такого темпестита ведущим элементом является пара – градационный обломочный и пелитоморфный карбонат. Первый член

этой пары соответствует эпизодам штормовой, а второй – межштормовой седиментации. Однако, в нашем примере место пелитоморфного карбоната в цикле занято мелкообломочным.

Есть основания считать темные карбонаты с тонкой горизонтальной слоистостью тиховодными отложениями наиболее глубоководных частей бассейна, расположенных ниже влияния штормовых волн, так как в вертикальном разрезе они связаны непрерывным переходом с градационными темпеститами, отложенными выше штормового уровня, но ниже действия волн обычной погоды. Отдельные пачки мелкоплитчатых обломочных доломитов с мелковолнистой слоистостью, вероятно, накапливались в условиях постоянного действия волн и могут рассматриваться как наиболее мелководные отложения, сформированные в пределах верхней сублиторали, и, видимо, литорали.

ВЫВОДЫ

1. В течение безыменского времени произошло накопление силикокластических осадков в условиях постоянного прогибания ложа. Вскрытый разрез безыменской свиты представляет собой крупную регрессивную последовательность, что нашло свое отражение в общей тенденции смены обстановок открытых, относительно глубоководных частей бассейна со спокойной пелитовой седиментацией ниже базиса действия штормовых волн обстановками меньших глубин с активным влиянием штормов.

Циклическое строение разреза свиты, вероятно, было обусловлено штормовой проградацией отдельных зон, существовавших в течение времени накопления осадков одного цикла, и последующей быстрой перестройкой системы штормовых течений, что приводило к прекращению подачи крупнозернистых осадков в данную точку. Причина такой перестройки остается неясной; видимо свою роль здесь играло изменение конфигурации береговой линии или изменение потоков осадков на суше. Сравнение безыменских циклов с подобными циклами верхнего докембрия и нижнего кембрия Северной Америки (Soegaard, Eriksson, 1985; Simpson, Eriksson, 1990), для которых построены трехмерные фациальные модели, позволяет говорить, что в бассейне р. Большая Шориха мы встречаемся с достаточно удаленными от береговой линии фациями.

2. На рубеже безыменского времени и времени линок произошли кардинальные изменения условий осадконакопления, которые, вероятно, были связаны с началом крупной трансгрессии и с общим углублением бассейна. Последующее наиболее существенное углубление бассейна линок отмечается на границе нижней и средней подсвит, осадки которых, в общем, откладывались в достаточно глубоководных обстановках, ниже волно-

вого базиса, в тиховодных условиях или под влиянием слабых донных течений. Осадки верхней подсвиты, в которых появляются и вверх по разрезу встречаются все чаще следы эпизодического волнового воздействия, свидетельствуют о постепенном уменьшении глубины и выводе осадков в зону штормового влияния. Само наличие такого влияния свидетельствует об условиях, по крайней мере, нижней сублиторали.

3. В начале сухотунгусинского времени, видимо, произошло новое углубление бассейна. Осадконакопление происходило в основном в спокойных условиях, ниже базиса штормовых волн. Со временем эти обстановки были вытеснены более мелководными со следами воздействия штормовых, а в некоторые периоды и обычных волн. Наиболее мелководным условиям отвечает верхняя кремнесодержащая часть разреза сухотунгусинской свиты, в некоторые периоды времени осадки которой отлагались в условиях верхней сублиторали, и, видимо, литорали.

4. Самый общий вывод из проведенных исследований состоит в том, что три нижние свиты рифея Туруханского поднятия накапливались в гораздо более гидродинамически активных и в более глубоководных обстановках, чем это предполагалось ранее. Учитывая крайнее литологическое сходство рассмотренных отложений Туруханского района с отложениями керпыльской серии Учуро-Майской плиты и с отложениями верхней части сухопитской серии Иркинеевского выступа Енисейского кряжа (Семихатов, Серебряков, 1983), можно считать, что данный вывод имеет не только региональное, но и более широкое значение.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Т.К., Ивановская А.В., Катаева В.Н. Литолого-геохимические особенности накопления осадков стрельногорской свиты // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 108 - 117.
- Ивановская А.В., Афанасьев С.Л. Строение разреза и выдержанность слоев отложений рифея стрельногорской свиты р. Нижняя Тунгуска // Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970. С. 4 - 20.
- Ивановская А.В., Гончаров Г.Н., Шаров А.С. Минералы окислов и гидроокислов железа как показатели вторичных преобразований терригенных красноватых отложений позднего докембрия // Влияние вторичных изменений пород осадочных комплексов на их нефтегазоносность. Сб. научн. трудов. ВНИГРИ. Л.: Недра, 1982. С. 115 - 123.
- Козлов Г.В., Александров В.С., Спешилова М.А. Продукты выветривания в рифее Туруханского поднятия // Вопросы литологии Сибири. Тр. СНИИГГИМС. Вып. 770. 1973. С. 37 - 40.
- Козлов Г.В., Вотах О.А., Александров В.С. Типовые формации докембрия Туруханского и Игарского поднятий // Тектоника платформенных областей. Тр.

- Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 728. 1988. С. 9 - 51.
- Комар В.А.* Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 30 - 35.
- Комар В.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов Б.Г.* Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1970. № 3. С. 37 - 53.
- Крылов И.Н., Заварзин Г.А.* Условия образования карбонатных толщ в верхнем рифее Южного Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1123 - 1125.
- Маслов А.В.* Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 426. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В.* Литолого-фациальная характеристика терригенно-карбонатных отложений нижнего рифея // Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. С. 167 - 194.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 236 с.
- Сепкоски мл. Дж.Дж.* Плоскогалечные конгломераты, штормовые отложения и кембрийская донная фауна // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 345 - 357.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 200. М.: Наука, 1975. 175 с.
- Такер М.* Штормовые пески и отложения прослоев известняков: поздний докембрий, Южная Норвегия // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 337 - 344.
- Aigner T.* Storm depositional systems. Springer-Verlag. 1985. 174 p.
- Aigner T., Reineck H.E.* Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis // Senckenbergiana Maritima, V. 14. N. 2. 1982. P. 183 - 215.
- Dionne J.* Vertical packing of flat stones // Canad. Journ. of Earth Sciences. 1971. V. 8. N. 12. P. 1585 - 1591.
- Dott R.H., Bourgeois J.* Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences // Geol. Soc. Amer. Bull., 1982. V. 93. P. 663 - 680.
- Hofmann H.J.* Precambrian fossils, pseudofossils and problematica in Canada // Geol. Surv. of Canada. Bull. N. 189. 1971. 36 p.
- Kennedy W.J., Garrison R.E.* Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England // Sedimentol. 1975. V. 22. N. 3. P. 311 - 386.
- Kidder D.L.* Facies-controlled shrinkage-crack assemblages in Middle Proterozoic mudstones from Montana, USA // Sedimentol. 1990. V. 37. N. 5. P. 943 - 951.
- Kreisa R.D.* Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples of the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. N. 3. P. 823 - 848.
- Leckie D.* Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. N. 4. P. 607 - 622.
- Levell B.K.* Evidence for currents associated with waves in Late Precambrian shelf deposits from Finnmark, North Norway // Sedimentol. 1980. V. 27. N. 2. P. 153 - 166.
- Mc Crossan R.G.* Sedimentary "boudinage" structures in the Upper Devonian Ireton Formation of Alberta // J. Sediment. Petrol. 1958. V. 28. N. 3. P. 316 - 320.
- Möller N., Kvingan K.* The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo Region (Norway) // Sedimentol. 1988. V. 35. N. 3. P. 405 - 420.
- Mullins H.T., Neumann A.C., Wilber R.J., Boardman M.R.* Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. N. 1. P. 117 - 131.
- Plummer P.S., Gostin V.A.* Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis? // J. Sediment. Petrol. 1981. V. 51. N. 4. P. 1147 - 1156.
- Ricketts B.D., Donaldson J.A.* Stone rosettes as indicators of ancient shorelines: examples from the Precambrian Belcher Group, Northwest Territories // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. N. 9. P. 1887 - 1891.
- Roehl P.O.* Stony Mountain (Ordovician) and Inter-Lake (Silurian) facies analogs of Recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1967. V. 51. N. 10. P. 1979 - 2032.
- Simpson E.L., Eriksson K.A.* Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60. N. 1. P. 84 - 100.
- Soegaard K., Eriksson K.A.* Evidence of tide, storm and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf: the 1.700 M.Y. Ortega Group, New-Mexico // J. Sediment. Petrol. 1985. V. 55. N. 5. P. 672 - 684.
- Whitacker McD. J.H.* "Gutter casts", a new name for scour- and fill structures: with examples from the Landoverian of Ringerike and Malmöya, Southern Norway // Norsk Geol. Tidsskrift. 1973. V. 53. N. 4. P. 403 - 417.

УДК 551.8:551.75(571.5)

БОРЕАЛЬНАЯ БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ В ПАЛЕОЗОЕ

© 1993 г. В. И. Устрицкий

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

Поступила в редакцию 10.08.92 г.

Охарактеризованы основные черты Бореальной биогеографической области в среднем и позднем палеозое и показано принципиальное сходство ее с современной. Бореальная область возникла в силуре. Она охватывала южную окраину Сибирской платформы и, постепенно увеличиваясь в размерах, к концу палеозоя приобрела очертания, близкие к современным. Сопоставление с палеомагнитными данными показывает, что это обусловлено общим дрейфом на север в течение среднего-позднего палеозоя континентов, располагающихся сейчас в Арктике.

Палеобиогеография в последние годы привлекает все большее внимание палеонтологов. Создан ряд биогеографических схем как по планете Земля в целом, так и по отдельным регионам. Однако существенные различия в методических подходах значительно затрудняют восстановление эволюции даже крупнейших биогеографических подразделений (биоохорий).

В настоящее время основные закономерности распределения организмов на Земле определяются климатической зональностью. Соответственно во всех схемах биогеографии (Зезина, 1985; Зенкевич, 1956 и др.) в качестве наиболее крупных биоохорий выделяются Тропическая и две приполярные области (в ряде работ они называются зонами или поясами), которые делятся на более мелкие биоохории. Основным различием Тропической и приполярных, Бореальной и Нотальной, областей (поясов) является исключительное разнообразие фауны первой из них. Так, Л.А. Зенкевич (1956) отмечал, что если в Карском море сейчас обитает около 1200 видов организмов, то в Средиземном море количество их возрастает до 7000, а в тропическом море Индонезии достигает 40000 видов. Эндемитами Тропической области является целый ряд крупных таксонов: все рифообразующие организмы, большинство планктонных форм и др.

Эта закономерность четко прослеживается во всем кайнозое, мезозое и позднем палеозое. В связи с этим принцип выделения крупнейших биогеографических подразделений, соответствующих климатическим зонам, обычно применяется при биогеографическом районировании кайнозоя, мезозоя и позднего палеозоя, но не выдерживается при рассмотрении биогеографии среднего и раннего палеозоя. Если выделяющаяся в силуре и девоне Мальвино-Кафрская провинция (Палеонтология..., 1981) большинством авторов рассматривается в качестве южной приполярной, то Бореальная область никем из исследователей

фауны этих периодов до сих пор не выделялась. При этом подчеркивалось, что все раннепалеозойские отложения в регионах, располагающихся сейчас в высоких широтах Северного полушария, содержат типично тропическую фауну (Алексеева, 1983; Дубатов, 1972; Палеобиогеографический атлас..., 1979). На этом основании и автор (Устрицкий, 1970) ранее считал, что Бореальная область возникла лишь в начале позднего палеозоя, связывая это с общим похолоданием климата Земли и сокращением связей бассейнов Арктики и Тетиса.

Новые данные показывают, что возможно и другое объяснение этого. По палеомагнитным данным (Городницкий и др., 1978; Палеомагнитология, 1982; Устрицкий, Храмов, 1989 и др.) в раннем палеозое все континенты, располагающиеся сейчас в Арктике, находились в экваториальной зоне, а большая часть Северного полушария Земли была занята океаном. В этом случае придется признать, что возникновение Бореальной области обусловлено не столько изменением климата Земли, сколько дрейфом континентов из тропиков на север в течение среднего - позднего палеозоя. В связи с этим настоящая статья преследует две цели:

1. Определить критерии выделения Бореальной области, время возникновения ее и положение в разные периоды палеозоя.
2. Сопоставить палеобиогеографические и палеомагнитные данные, определить степень их соответствия друг другу и значение для геодинамики.

При рассмотрении биогеографии палеозоя основной сложностью является ограниченность наших знаний о небогатой фауне палеозойских океанов, осадки которых, сохранившиеся и выведенные на поверхность лишь в виде фрагментов в складчатых областях, обычно интенсивно метаморфизованы, а фауна при этом уничтожена. В связи с этим районирование палеозойских мор-

ских бассейнов обычно представляет по существу районирование шельфовых морей, почти полностью сохранившихся на платформах, и производится на основании бентосных групп фауны. Планктонные и частично нектонные группы большинством исследователей считаются космополитными, однако большая часть их распространена лишь в Тропической области, отсутствует в обеих приполярных и, таким образом, может использоваться для биогеографии.

Палеобιοгеография рассмотрена, начиная с силура, по периодам, точнее, по некоторым отделам периодов. Для каждого периода вначале дается сравнительная характеристика областей, а затем рассматривается их граница на современной топооснове.

Более подробно охарактеризована Бореальная область. Это обусловлено тем, что фауна Тропической области широкому кругу специалистов известна несравненно лучше. Дело в том, что в состав Тропической области на протяжении всего палеозоя входили Западная Европа, Русская платформа и Урал – регионы, где фауна изучалась более 100 лет, и именно она вошла во все учебники палеонтологии и исторической геологии как характерная для того или иного периода.

При обзоре биогеографии по периодам основное внимание уделено брахиоподам – группе наиболее многочисленной, существовавшей во всех биохориях на протяжении всего палеозоя, да и просто лучше известной автору, однако привлекаются и все остальные группы фауны и флора.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Основной особенностью Бореальной области, позволяющей выделять ее на протяжении всего среднего – позднего палеозоя, является отсутствие в ее пределах ряда крупнейших таксонов. Во все периоды палеозоя здесь отсутствуют колониальные кораллы, известковые водоросли, морские ежи и все рифообразующие организмы. Здесь нет или почти нет конодонтов. Нет граптолитов силура, пентамерид силура – девона, стрингоцефалов девона, гигантопродуктусов и стриаифер раннего карбона, литтониид и тегулиферинид перми и т.д. В карбоне и перми отсутствуют фузулиниды. Единичны находки аммоноидей и одиночных ругоз. Таким образом, в фауне Бореальной области практически неизвестны основные группы фауны, на которых основаны стратиграфические схемы и зональное деление среднего и верхнего палеозоя Тропической области.

Широкое распространение в пределах области имеют лишь брахиоподы, двустворки, мшанки, криноидеи и мелкие фораминиферы, однако и они значительно менее разнообразны, чем в тропиках (Устрицкий, 1970).

Эндемичные, характерные только для Бореальной области таксоны, есть во всех группах фауны, однако ранг их, как правило, невелик. По одному эндемичному семейству есть среди брахиопод и аммоноидей (*Yakutoceratidae* и *Horridonidae*). В то же время эндемизм на уровне родов отчетливо выражен даже в такой обычно считающейся космополитной группе фауны, как аммоноидеи. Так, в карбоне эндемичными были роды *Eoshumardites*, *Postactubites*, в перми – *Tumaroceras* и *Spirolegeras*.

Количество эндемичных бореальных родов непрерывно растет по мере изученности фауны. Так, например, лет десять тому назад господствовали представления о том, что род *Licharewia*, весьма обычный в казанском море Русской платформы, распространен по всей Арктике. Проведенная Р.В. Соломиной (1985) ревизия показала, однако, что в Арктике представителей рода нет вообще, а определявшиеся как *Licharewia* формы относятся к эндемичным родам *Tumarinia*, *Olgerdia* и *Penzhinella*.

Однообразие фауны Бореальной области подчеркивается тем обстоятельством, что значительная часть известных в ее пределах эндемичных таксонов встречается лишь спорадически, основную же массу фауны составляют немногие чрезвычайно широко распространенные, часто образующие моноксонные сообщества роды (*Tuvaella* в силуре, *Yakutoproductus* в позднем палеозое и др.).

В позднем палеозое существенную роль играют таксоны, имеющие биполярное распространение. Они встречаются во всех группах фауны. Среди аммоноидей к ним относятся такие известнейшие роды, как *Paragastrioceras* и *Uraloceras*, хотя ареал их распространения и несколько шире, чем у фузулинид, пределы распространения которых приняты за границу Тропической области. Чрезвычайно характерны как для Бореальной, так и для Нотальной областей иноцерамоподобные двустворки. Хотя наиболее распространенный в Нотальной области род *Euridesma*, по которому соответствующие фауны получили название эвридесмовых, в пределах Бореальной области не встречен, большинство родов (*Atomodesma*, *Aphanania* и др.) присутствует в обеих областях (Астафьева, 1986).

В отличие от фауны флора приполярных областей существенно различна. Неоднократные указания на присутствие в ангарской флоре гондванских элементов при более тщательном исследовании не подтвердились. Морфологическое сходство флор оказалось следствием конвергенции, а не генетического родства (Вахрамеев, 1970).

Как видно из изложенного, общее обеднение фауны Бореальной области по сравнению с Тропической, отсутствие в ее пределах ряда крупнейших таксонов, обитавших только в тропиках,

и невысокий ранг эндемиков позволяет проводить прямые аналогии между Бореальной областью палеозоя и современной. Принципиальных отличий между ними, несмотря на различия в климате, положении уровня моря, расположении континентов и т.п., нет.

Различия в фауне Бореальной и Тропической областей в течение среднего - позднего палеозоя возрастают вместе с увеличением размеров Бореальной области. В силуре - девоне в последней вместе с характерными эндемиками еще встречаются редкие представители несвойственных ей, обычных для Тропической области групп, таких, как табуляты и колониальные ругозы. Дифференциация фауны становится максимальной в поздней перми, когда общее количество таксонов в фауне Бореальной области минимально, т.е. фауна становится предельно однообразной, состоящей в основном из эндемичных родов.

В поздней перми, когда область достигает максимальных размеров, особенно четко проявляются ее неоднородность и различный характер границ в Европе и Америке, с одной стороны, и в Восточной Азии - с другой.

В Северной Евразии общее обеднение фауны и флоры по мере движения от Русской платформы на восток идет очень постепенно, т.е. здесь существует переходная зона шириной не менее 2000 км (Устрицкий, 1970). Так, обычные для флоры Печорского бассейна *Komia Callipteris* и *Compsorteris* исчезают уже на Восточном Таймыре, папоротники вообще отсутствуют восточнее Верхоянья и на всем Северо-Востоке России (кроме Корякии), в зоне развития ледово-морских осадков встречаются лишь немногочисленные кордаиты.

То же самое происходит и с фауной. На Шпицбергене еще есть кораллы (колониальные ругозы и редкие табуляты), восточнее известны лишь редкие одиночные ругозы. Среди брахиопод восточной границей распространения диктиоклостид являются Новая Земля и Печорский бассейн. Восточнее почти нет представителей космополитных родов, и фауна состоит из эндемиков Бореальной области (*Cancrinelloides*, *Tumarinia* и др.).

На востоке Азии переходной зоны нет, и граница областей отличается исключительной резкостью. Верхнепермские отложения Корякии с ее рифовыми массивами и фузулинидами, тождественными таким же в свите Маокоу Южного Китая, т.е. типичными для Тропической области, отстоят всего на 150 км от Пенжинского района и на 400 км от Омолонского массива - региона с ледово-морскими осадками и наиболее бедной фауной. Резко сокращается ширина переходной зоны в Монголии и Приморье. Таким образом, в общем правильный овал верхнепермской Бореальной области, изображенный на рис. 1, оказывается лишенным внутренней симметрии. Его наиболее холодная часть приурочена не к центру

овала и не к району современного Северного полюса, а к его восточному краю, регионам Верхоянья и Северо-Востока бывшего СССР. Напомним, что здесь же находится и район сплошного развития ледово-морских осадков.

ПОЛОЖЕНИЕ БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ В ПАЛЕОЗОЕ

В силуре все морские бассейны северного полушария включались в состав единой огромной области, получившей название Космополитической или Старого Света и содержащей типично тропическую фауну (*Atlas of Palaeobiogeography*, 1973). В составе области различными исследователями делались попытки выделять провинции, однако подчеркивалась незначительность различий и непостоянство границ выделяемых биохрий (Ивановский, 1965; Дубатовов, 1972; Палеобиогр. атлас..., 1979). Д.Л. Кальо (Палеонтология..., 1981, с. 69) в 1975 г. отмечал, что с позднего лландовери до конца силура в середине Азии распространялось эндемическое сообщество *Tuvaella*, хотя и считал, что "его биогеографическое значение невелико". Последняя работа Н.П. Кулькова, Е.В. Владимирской и Н.Л. Рыбкиной (Кульков и др., 1985) выявила, однако, что своеобразие этой фауны значительно более существенно, чем предполагалось ранее. Здесь установлено семь эндемичных родов брахиопод. Некоторые из них имеют массовое распространение (*Tuvaella*, *Tuvaechonetes*, *Tuvaestrophia*). Эндемичными являются и более половины встреченных здесь видов. Совершенно отсутствуют (кроме раннего лландовери) пентамериды, весьма частые во всей остальной Евразии. Высока степень эндемизма ругоз. Практически нет граптолитов.

Тувелловая фауна распространена в узкой полосе, протягивающейся от Алтая и Тувы через Монголию до Приамурья (рис. 1). Поскольку фациальные обстановки в этом регионе на протяжении силура неоднократно менялись, длительное существование эндемичной тувелловой фауны нельзя объяснить приуроченностью ее к определенным фациям или изолированностью бассейна, как это часто делается. Как будет показано ниже, своеобразие тувелловой фауны является следствием проявления климатической зональности, по характеру биоты впервые отчетливо устанавливаемой в Северном полушарии в силуре. Тувелловую фауну можно рассматривать как своеобразного родоначальника бореальной фауны девона и карбона.

В раннем девоне в Монголии, Туве, Забайкалье и Приамурье продолжает развиваться своеобразная фауна, причем наблюдается отчетливая "преемственность между тувелловой силурийской и девонской фаунами" (Алексеева, 1988, с. 36). Р.Е. Алексеева (1985, 1988) отмечает, что при небольшом количестве эндемичных родов во всех

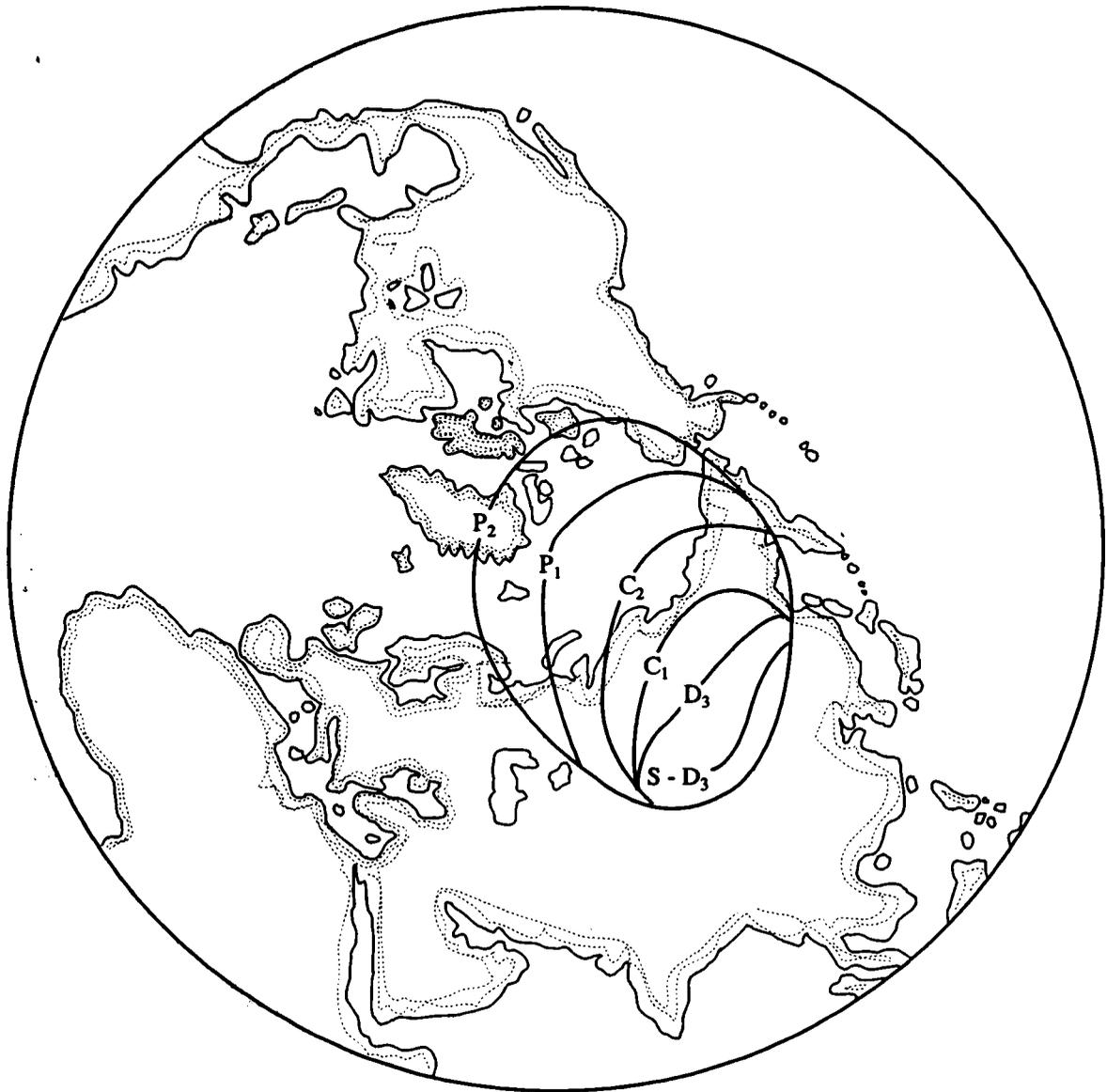


Рис. 1. Положение Бореальной биогеографической области в различные периоды палеозоя.

группах эндемичные виды в этих регионах среди табулят составляют, %: 50, ругоз – 80, брахиопод – 60 и криноидей – 90.

В.Н. Дубатов (1972), по-видимому, первым подметил характернейшую черту фауны рассматриваемого региона, выражающуюся среди кораллов не столько в высоком ранге характерных для нее эндемиков, сколько в существенном обеднении, отсутствии в ее составе ряда крупных таксонов, таких, как стриапоры, тамнопоры, кладопоры, альвеолитиды, гелиолитиды и др., что и типично для Бореальной области.

В течение девона происходит существенное разрастание области за счет приращения к ней всего Алтае-Саянского региона, а в позднем девоне и восточной части Казахстана (Палеобиографический атлас..., 1979). На рис. 1 граница Бо-

реальной и Тропической областей проведена так, как она проводится всеми специалистами для конца среднего девона.

На Сибирской платформе граница проведена между Казахстанской и Тунгусской фитогеографическими областями, выделенными Н.М. Петросян (Стратиграфия СССР..., 1973).

Начиная с карбона, широкое распространение наземной флоры, чутко реагирующей на климатические изменения, позволяет прямо увязать палеобиогеографические данные с палеоклиматическими, в общих чертах определить температурные параметры, характерные для рассматриваемых биохорий. Для безморозной зоны, которую мы условно называем Тропической, типичны вечнозеленые растения, в связи с отсутствием существенных сезонных изменений климата (зимних

морозов), не сбрасывавшие на зиму листву и имевшие древесину без годовичных колец роста. Для зоны с устойчивыми зимними отрицательными температурами характерны растения, имеющие древесину с годовичными кольцами роста и сбрасывавшие на зиму листву (Вахрамеев и др., 1970). (Имеющиеся исключения вроде современного брусничника не меняют общей картины.) Соответственно в карбоне и перми по флоре выделяется Ангарское царство (в карбоне – область), отвечающее внетропической зоне Северного полушария Земли. Южная граница Ангарского царства соответствует южной границе зоны устойчивых зимних отрицательных температур.

Анализ распространения фауны и флоры в карбоне и перми (Палеонтология..., 1981) показал, что наиболее существенные изменения в составе фауны, определяющие возможность выделения Бореальной и Тропической областей, происходят вблизи границы Ангарского царства, практически совпадая с ней. Как правило, там, где вблизи границы областей распространена смешанная, переходная фауна, такой же характер имеет и флора (Прибалхашье..., 1976). Это делает определение границ Бореальной области в карбоне и перми более надежным, чем в силуре и девоче.

Во всех учебниках геологии и палеонтологии в качестве характерных для визейского века приводятся брахиоподы *Gigantoproductus* и *Striatifera*, ругозы *Palaeosmilia*, *Dibunophyllum* и др., табуляты *Syringoroga* и хететиды. Поскольку эта фауна распространена от Западной Европы до Китая и от Подмосковья до Северо-Востока России, она долгое время считалась космополитной.

Однако в ряде районов Сибири (Восточный Казахстан, Кузбасс, Забайкалье, Приамурье) всех перечисленных форм нет вообще, и фауна представлена главным образом брахиоподами, среди которых преобладают бореальные роды *Tomilia*, *Balakhonia*, *Orulgania* и др., практически не встречающиеся ни в Китае, ни на Урале, ни в других регионах Тропической области.

Бореальная область к концу раннего карбона несколько расширилась, так как в ее состав вошла почти вся Сибирская платформа (рис.1). Смешанная фауна, в составе которой присутствуют как тропические, так и бореальные элементы, распространена в Казахстане. Фауна Верхоянья состоит в основном из бореальных элементов, хотя отдельные гигантопродуктусы здесь еще и встречаются, что свидетельствует о близости границы.

В среднем карбоне фауна Бореальной области характеризуется отсутствием фузулинид, по границе распространения которых и проведены ее контуры на рис. 1 и 4, колониальных кораллов и т.п. Брахиоподы представлены в основном эн-

демичными родами *Praehortidonia*, *Jakutella*, *Balakhonia*, *Orulgania*, *Taimyrella*.

Бореальная область в среднем карбоне занимала значительно большую площадь, чем в раннем. Если в начале среднего карбона фузулиниды были довольно широко распространены на Новой Земле, Новосибирских островах, о-ве Врангеля и севере Чукотки, то в среднем - позднем карбоне здесь постепенно исчезают все тропические элементы, уступая место бореальным (Устрицкий, 1970).

Зона смешения бореальных и тропических элементов довольно широкой полосой протягивается по Арктике от о-ва Врангеля до Новой Земли. Смешанные фауны и флоры известны в Казахстане, где выделяется особая Казахстанская флористическая провинция (Вахрамеев и др., 1970). Восточнее граница между типично бореальными фаунами Монголии и тропическими фаунами Северного Китая чрезвычайно резкая; смешанные фауны и флоры здесь неизвестны. Столь же резкой остается граница и в Тихоокеанском секторе, хотя редкие среднекаменноугольные фузулиниды встречены вместе с типично бореальными брахиоподами в Сетте-Дабане (Абрамов, Григорьев, 1983). В целом граница в этом регионе, как видно на рис. 1, в отличие от более северных практически не меняется на протяжении всего карбона и перми.

В ранней перми контраст в биоте Бореальной и Тропической областей выражен еще более ярко, чем в карбоне. Фауна Бореальной области удивительно однообразна. В ней доминирует эндемичный род брахиопод *Jakutoproductus*, представители которого часто составляют более половины всей биоты. С ним ассоциируются более редкие *Attenuatella*, мелкие хонетиды и канкриnellиды и приуроченные к прибрежным фациям хорридониды. В конце артинского века широко распространен байгенджинский комплекс аммоноидей, состоящий из родов *Paragastrioceras*, *Uraloceras* и др., имеющих биполярное распространение или являющихся эндемиками Бореальной области. Однако основной особенностью области является отсутствие ряда крупнейших групп, распространенных только в пределах Тропической области.

На протяжении пермского периода граница Бореальной области в Восточной Азии остается столь же резкой и неизменной, как и в карбоне, однако в западном секторе Арктики ее положение существенно меняется. Если в начале перми (рис. 1), в ассельском и сакмарском веках фузулиниды были широко распространены на Северной Аляске, Канадском архипелаге, Северной Гренландии, Шпицбергене и Тимано-Печорской области, то к концу артинского века они исчезают во всех перечисленных регионах и последние переходят в состав Бореальной области, хотя в составе фауны здесь изредка присутствуют и

некоторые группы, более обычные для Тропической области (например, ругозы).

В поздней перми различия в биоте Бореальной и Тропической областей выражены предельно резко (Устрицкий, 1970). В Бореальной области нет фузулинид, конодонтов, колониальных кораллов, морских ежей и ряда других крупных таксонов. Отсутствуют такие широко распространенные в Тропической области брахиоподы, как литтонииды, *Enteletes*, *Richthofenia* и другие.

Для Бореальной области очень типичны иноцерамоподобные пелециподы (*Kolymia*, *Atomodesta* и др.) и тонкоструйчатые линопродуктиды (*Terrakea*, *Spitzbergenia*, *Cancrinelloides*). Резко обеднены аммоноидеи, в уфимском веке представленные в основном эндемичными родами *Tumagoceras* и *Spirolegoceras*, а к концу казанского века исчезающие на основной части области и остающиеся лишь на ее окраине, в Гренландии. Тот факт, что в ряде районов Бореальной области зимние температуры были отрицательными, подтверждается, кроме характера листопадной ангарской флоры, широким развитием ледово-морских осадков в Верхоянье и на Северо-Востоке России (Устрицкий, 1975).

Совпадение фито- и зоогеографических областей в карбоне и перми обычно позволяет определять границу единой Бореальной биогеографической области достаточно надежно. Однако в поздней перми имеются некоторые существенные отклонения. В это время существуют заливы западноевропейского цехштейна и казанского моря Русской платформы, глубоко вдающиеся на юг в пределы Евразийской флористической области, но изолированные от Тетиса, тесно связанные с Бореальным океаном и, естественно, заселенные бореальной фауной. В этом случае на рис. 1 граница Бореальной области проведена по флоре, а контуры морских бассейнов показаны пунктиром на рис. 4.

Как видно на рис. 1, позднепермская Бореальная область представляет довольно правильный овал, а современный Северный полюс, в предшествовавшие эпохи располагавшийся за ее пределами, оказывается уже недалеко от ее центра, т.е. область занимает положение, близкое к современному.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ И ГЕОДИНАМИКА

Биогеографическое районирование для раннего силура при современном положении континентов выглядит совершенно необычно. Для этого времени А. Буко и Дж. Джонсон (*Atlas of Palaeobiogeography*, 1973) выделяют лишь две главные биохории, которые они называют Мальвино-

Кафрской и Космополитической биогеографическими областями.

Первая из них охватывает большую часть Южного полушария, включая Африку и Южную Америку (по Антарктиде надежных данных нет). Отсутствие граптолитов, рифов и других типичных для тропиков групп не оставляет сомнений в том, что Мальвино-Кафрская область соответствует южной приполярной климатической области Земли или Нотальной биогеографической области. С этим согласны все исследователи, занимавшиеся биогеографией силура в масштабе всей Земли (*Палеобиогеографический атлас...*, 1979; *Палеонтология...*, 1981; *Atlas...*, 1973).

Фауна Космополитической области, охватывавшей почти все Северное полушарие и Австралию, в начале силура является типично тропической. Лишь с позднего лландовери, как отмечалось выше, в ее пределах, в регионах от Тувы на западе до Приамурья на востоке начинает обособляться тувелловая фауна – родоначальник Бореальной области.

Такая ситуация, когда почти на всем Южном полушарии Земли силурийские отложения содержат нотальную фауну, почти на всем северном – тропическую, а бореальной практически нет, выглядит парадоксально и едва ли может найти разумное объяснение с фиксистских позиций, без допущения существенных горизонтальных перемещений континентов. В то же время она хорошо согласуется с мобилистскими построениями, сделанными по палеомагнитным, палеоклиматическим и другим данным.

Как известно, по этим данным, в раннем и среднем палеозое Южная Америка, Африка с Аравией, Антарктида, Австралия и Индостан располагались южнее, чем сейчас и вместе с Антарктидой и Австралией образовывали единый суперконтинент Гондвану (*Палеонтология...*, 1981; *Палеомагнитология...*, 1982; Хаин, Божко, 1989). Его наиболее холодная околополюсная часть охватывала Южную Америку и Западную Африку. Очертания Мальвино-Кафрской области на реконструкции Гондваны представляют почти правильный круг, центром которого и является Юго-Западная Африка, а северная граница области примерно совпадает с 40° южной (силурийской!) палеошироты. Австралия хотя и являлась частью Гондваны, но была наиболее удалена от полюса (*Палеомагнитология*, 1982). Ее северная часть почти достигала экватора и поэтому развитие здесь тропической фауны вполне естественно.

Континенты, находящиеся сейчас в умеренных и высоких широтах северного полушария, были в раннем палеозое в тропиках. Всю полярную и приполярную часть Северного полушария Земли севернее 30° с.ш. занимал океан. Большая часть его литосферы вместе с осадками и фауной погло-

щена в зонах Беньюфа, возникавших во фронтальной части перемещавшихся на север континентов.

Сибирская платформа в силуре была повернута так, что ее прибайкальская часть являлась краем, а Енисейский район – южным. Таймыр (точнее, его северная часть) в девоне (рис. 2) был отделен от Сибирской платформы океаном, закрывшимся в позднем палеозое одновременно с Уральским. Таймырско-Североземельский блок представлял либо отдельный микроконтинент, либо примыкал к хребту Ломоносова и Земле Франца-Иосифа. Судя по палеомагнитным данным (Палеомагнитология, 1982; Устрицкий, Храмов, 1989 и др.), в ордовике начинается общий дрейф на север основных континентов, распола-

гающихся сейчас в Северном полушарии. Наиболее северное положение в это время занимали регионы Тувы, Забайкалья и Приамурья, поэтому именно здесь в силуре возникли относительно суровые климатические условия. Это привело к постепенному вымиранию наиболее теплолюбивых групп и общему обеднению фауны, являющемуся характернейшей особенностью Бореальной области.

В девоне постепенный дрейф континентов на север продолжается. На рис. 2 на реконструкцию, сделанную А.Н. Храмовым по палеомагнитным данным для среднего девона, нанесена граница Бореальной и Тропической биogeографических областей. Одновременно на этой же реконструкции

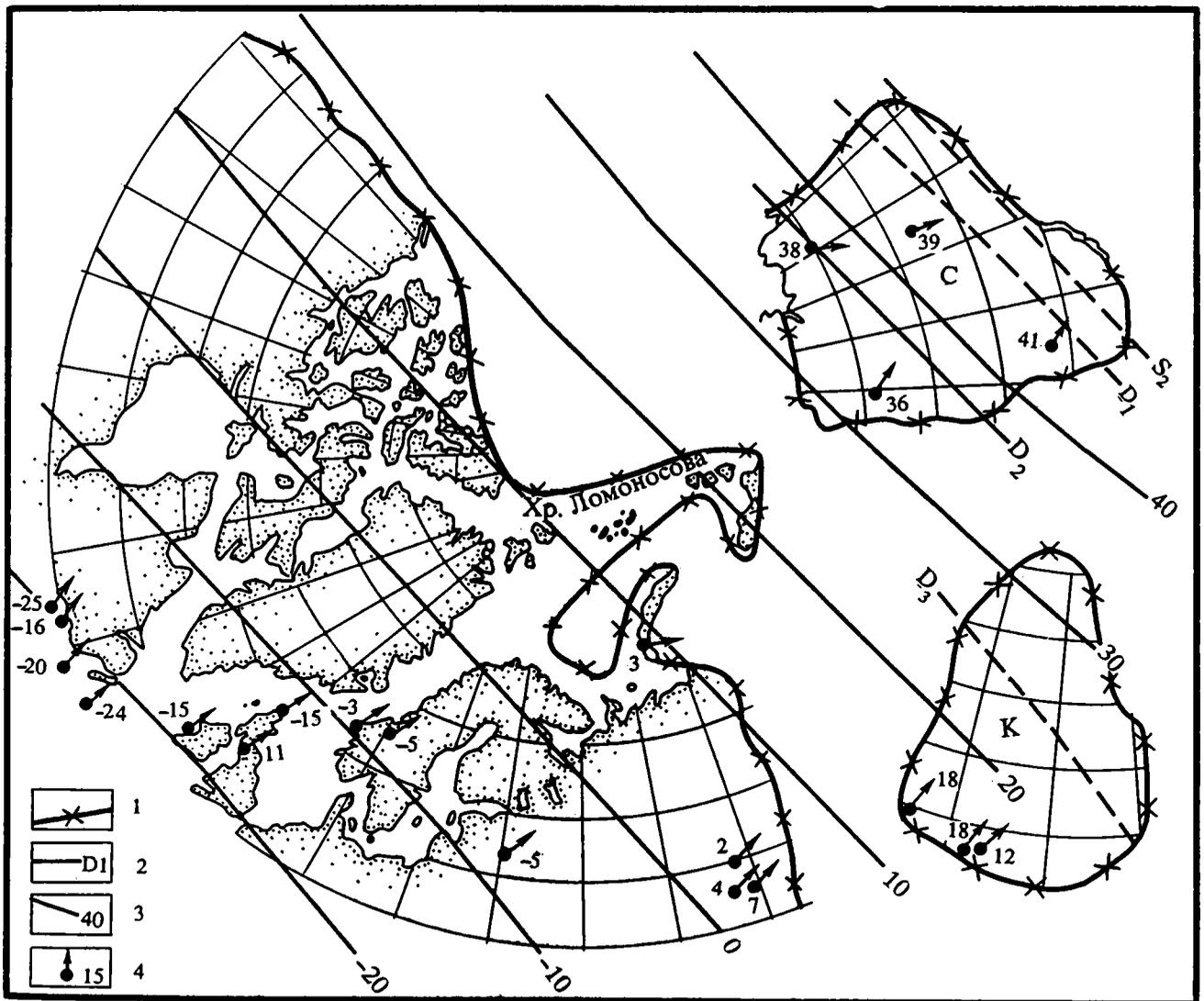


Рис. 2. Границы Бореальной биogeографической области в позднем силуре и девоне на реконструкции для среднего девона, сделанной А.Н. Храмовым по палеомагнитным данным. С – Сибирская платформа, К – Казахстан.

Усл. обознач. к рис. 2 и 4.

1 – границы континентов; 2 – границы Бореальной области (индекс указывает время, для которого проведена граница); 3 – широты по палеомагнитным данным; 4 – палеомагнитные направления и палеошироты для конкретных точек. На рис. 2 они показаны для среднего девона, на рис. 4 – для поздней перми.

пунктиром показано положение этой границы в позднем силуре, раннем и позднем девоне. На рисунке видно, что граница областей в течение девона смещается закономерно.

Если в позднем силуре и раннем девоне Бореальная область захватывала лишь северную (в современных координатах юго-восточную!) часть Сибирской платформы, то к концу девона в пределах Бореальной области располагается уже не только вся Сибирская платформа, но и часть Казахстана, т.е. граница области смещается примерно на 25° , оставаясь параллельной девонским палеоширотам и пересекая показанные на рисунке современные параллели под углом $45^\circ - 60^\circ$. Последнее обстоятельство не позволяет связывать изменение положения границы просто с потеплением, закономерное смещение границы является следствием перемещения на север континентов. На рис. 3 показано положение Сибирской платформы в раннем, среднем и позднем девоне. На рисунке видно, что положение границы и, следовательно, размеры Бореальной области остаются практически неизменными. В течение всего девона граница совпадает с $35^\circ - 40^\circ$ с.ш. (Точнее, отклонения, обусловленные изменением климата, не улавливаются ни геомагнитным, ни палеобиогеографическим методами). В то же время сама Сибирская платформа по отношению как к границе Бореальной области, так и к параллелям сместилась на север на $20^\circ - 25^\circ$ и перешла в течение девона из Тропической области в Бореальную.

В карбоне и перми общий дрейф континентов на север продолжался и из Тропической климатической области в Бореальную перемещались все новые и новые части континентов и отдельные микроконтиненты.

Движение на север сопровождалось поворотом Сибирской платформы, которая, как видно при сравнении рис. 2 и 4; с силура до конца позднего палеозоя повернулась по часовой стрелке почти на 40° . В среднем - позднем карбоне происходит объединение Евразии (Атлантического океана тогда не было), Казахстана и Сибирской платформы в единый континент - Лавразию, поэтому положение границы Бореальной области в позднем палеозое рассматривается уже на новой реконструкции (рис. 4). На ней показано положение континентов и граница Бореальной области для поздней перми. Дополнительно пунктиром показано положение границы для среднего карбона. Граница областей в среднем карбоне и перми, как и в девоне, на огромном континенте Лавразии оказывается параллельной широтам, установленным по палеомагнитным данным, и проходит примерно по $35^\circ - 40^\circ$ с.ш. (напомним, что на рис. 4 показано положение континентов не для среднего карбона, а для поздней перми). Несовпадение границы Бореальной области в среднем карбоне и поздней перми является следствием дальнейшего общего смещения континентов

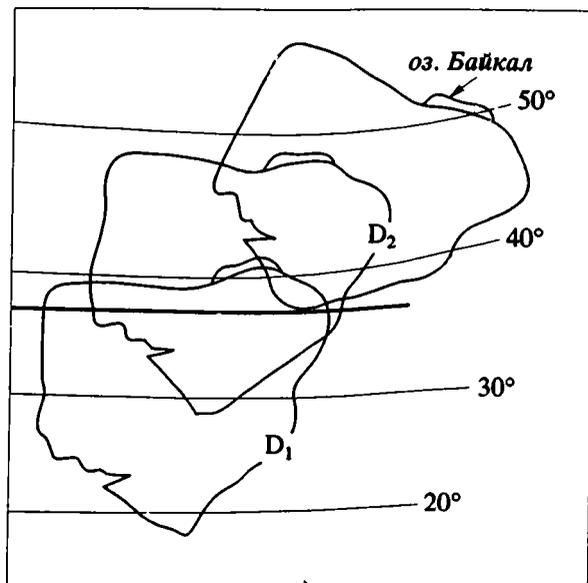


Рис. 3. Положение Сибирской платформы в различные эпохи девона. Жирной линией показана граница Бореальной и Тропической областей. В раннем девоне почти вся платформа находилась в пределах Тропической области, к концу девона она полностью перешла в Бореальную.

на север, а не потепления климата. В этом отношении ситуация совершенно аналогична той, которая была охарактеризована при рассмотрении девона (рис. 2, 3).

После образования Лавразии она продолжала общее движение на север. В среднем карбоне первым достиг 60° с.ш. Омолонский массив, и здесь спорадически начали появляться ледово-морские осадки (Устрицкий, Явшиц, 1971). В поздней перми 60° с.ш. достигла часть Сибирской платформы, прилегающая к Верхоянью, а в период гижигинского похолодания, относящегося, вероятно, к казанскому веку, ареал сплошного распространения ледово-морских осадков охватил все Верхоянье и Омолонский массив (Устрицкий, 1975). Во все остальные периоды климат был, вероятно, более теплым и следов замерзания моря и ледового разноса обломочного материала установить не удается.

Лавразия занимала значительную часть Северного полушария с позднего палеозоя, однако почти всю приполярную область севернее 65° с.ш. в это время еще занимал океан (Зоненшайн, Натопов, 1987; Устрицкий, Храмов, 1989; 1987). В пределах последнего находились геоблоки Новосибирских островов, Северной Чукотки, о-ва Врангеля (вероятно, вместе с Чукотским куполом) и Северной Аляски. В раннем карбоне они располагались еще в пределах Тропической климатической области, т.е. южнее 40° с.ш. и в течение позднего палеозоя смещались на север, о чем свидетельствует последовательная смена тропической фауны бореальной. В середине башкирского века

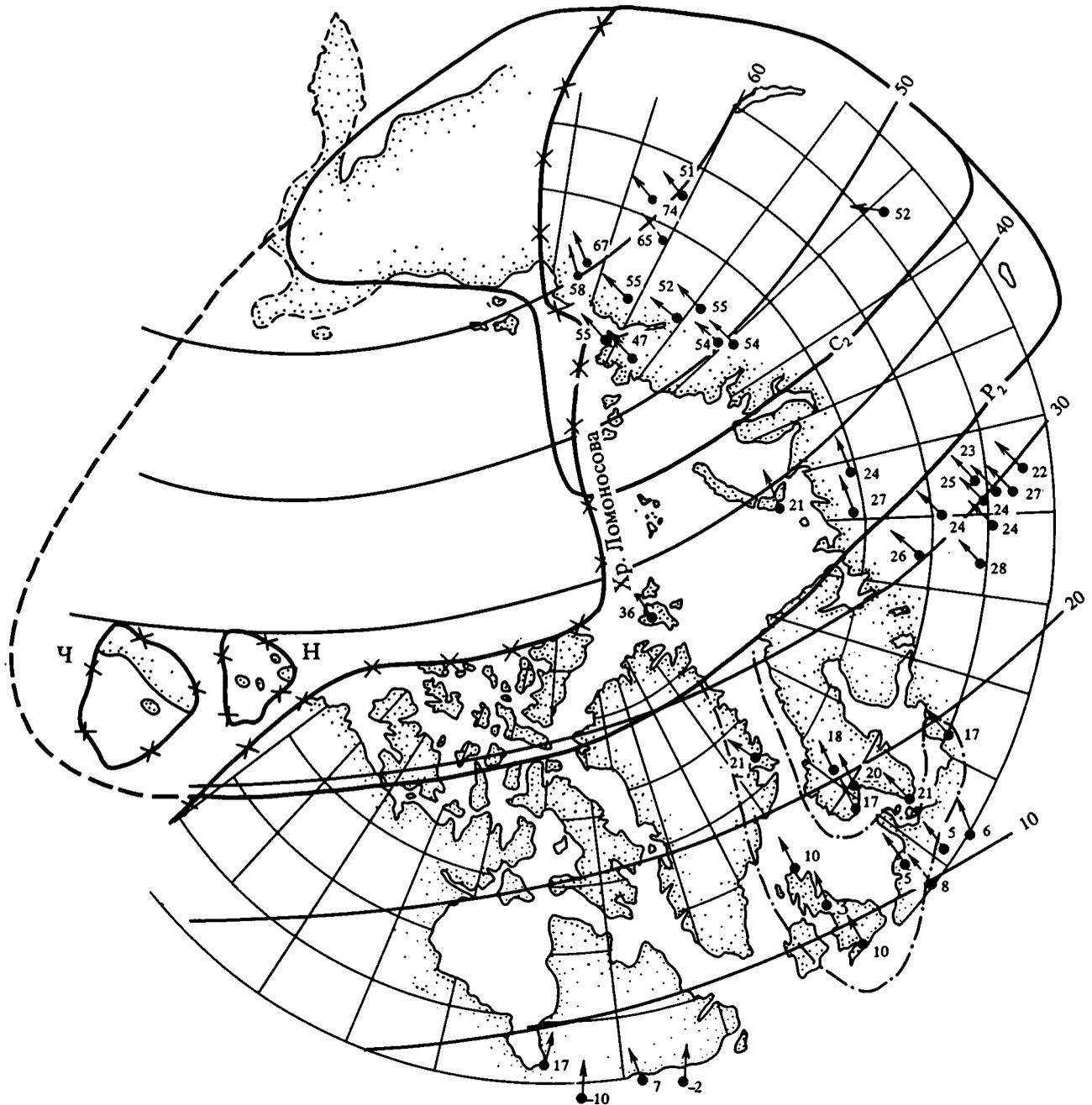


Рис. 4. Границы Бореальной биогеографической области в поздней перми и среднем карбоне на реконструкции, сделанной А.Н. Храмовым по палеомагнитным данным для поздней перми. Штрих-пунктиром показаны контуры позднепермского цехштейнового бассейна. Ч – Чукотско-Врангелевский микроконтинент, Н – Новосибирский.

исчезают последние фузулиниды на Новосибирских островах, в середине московского века – на северной Чукотке и о-ве Врангеля, в артинском – на Северной Аляске; повсюду они уступают место типичной бореальной фауне.

Разновременность исчезновения фузулинид на всех рассматриваемых геоблоках и, следовательно, разновременность перехода их из Тропичес-

кой области в Бореальную плохо согласуется с представлениями Л.П. Зоненшайна и Л.М. Натопова (Зоненшайн, Натопов, 1987) о том, что в позднем палеозое все перечисленные геоблоки были частями единого континента, названного этими исследователями Арктидой. Вероятно, в позднем палеозое Новосибирские о-ва, с-в Врангеля и Северная Аляска еще представляли само-

стоятельные микроконтиненты, причленившиеся к Лавразии в мезозое, при закрытии Анюйского океана, который в позднем палеозое был прямым продолжением (точнее, частью) Тихого (рис. 4).

ВЫВОДЫ

1. Рассмотрение палеобиогеографии показывает, что основным фактором, определяющим закономерности распределения фауны на Земле в палеозое, как и во все последующие эпохи, являлась климатическая зональность. Соответственно на весь палеозой может быть распространен тот же принцип выделения основных биогеографических подразделений, соответствующих климатическим зонам. На настоящей стадии изученности для палеозоя, по-видимому, следует ограничиться выделением Бореальной, Тропической и Нотальной областей (надобластей). В их пределах могут выделяться более мелкие биохории (провинции), длительность существования которых обусловлена конкретными особенностями палеогеографии того или иного периода. Наиболее принципиальное отличие областей от более мелких биохорий именно в том и состоит, что области, кроме Бореальной, возникшей в силуре, существуют на протяжении всего фанерозоя, независимо от особенностей палеогеографии того или иного периода (Устрицкий, 1986).

Наличие на границах областей широкой зоны смещения тропических и бореальных или тропических и нотальных элементов при дальнейшем изучении позволит, вероятно, выделить эти зоны в самостоятельные биохории (пояса) и перейти к выделению биогеографических поясов, т.е. создать единую систему биогеографии для всего фанерозоя.

2. Области наиболее четко выделяются по флоре и бентосным группам фауны, обитавшим в основном в эпиконтинентальных мелководных морях. Находки бентосной фауны в абиссальных осадках приполярных областей автору почти не известны. Ареал распространения большинства планктонных (граптолиты) и нектонных (конодонты) групп ограничен Тропической областью. С учетом этих замечаний характерными чертами палеозойских Бореальной и Нотальной биогеографических областей можно считать: а) отсутствие ряда крупнейших таксонов, распространенных лишь в пределах Тропической области (табуляты, колоннальные ругозы, почти все рифообразующие и планктонные организмы и т.п.) и обусловленное этим общее однообразие фауны; б) невысокий ранг эндемиков (обычно виды и роды, очень редко семейства); в) присутствие в составе фауны значительного количества таксонов, имеющих биполярное распространение.

3. Размеры Бореальной биогеографической области в течение среднего-позднего палеозоя остаются несравнимо меньшими, чем Нотальной

(Гондванской). Последняя в позднем палеозое охватывает почти все Южное полушарие Земли и даже Индостан, располагающийся уже в Северном полушарии. На протяжении палеозоя размеры ее практически остаются постоянными, хотя положение границы на конкретных континентах и меняется вследствие общего смещения Гондваны по отношению к полюсу. Огромные размеры палеозойской Нотальной области на современном лике Земли являются следствием распада Гондваны и перемещения на север составляющих ее континентов уже в мезозое (Палеонтология..., 1981; Хаин, Божко, 1989).

В отличие от Нотальной размеры Бореальной биогеографической области непрерывно увеличиваются на протяжении всего среднего - позднего палеозоя. Причиной этого является общее увеличение площади эпиконтинентальных морей с населявшей их бореальной фауной на континентах, перемещавшихся из тропической климатической области в бореальную.

4. Совместный анализ палеобиогеографии и палеомагнитных данных свидетельствует об их практически идеальном соответствии друг другу. Наиболее существенные изменения в составе биоты, определяющие границы областей во все периоды палеозоя, происходят между 30° и 40° южной и северной широты. Поскольку в карбоне и перми именно на этой широте отмечается смена вечнозеленой растительности листопадной, очевидно, что рубеж отвечает южной границе зоны устойчивых зимних отрицательных температур. Со значительной долей вероятности этот вывод может быть распространен и на все более ранние периоды палеозоя.

Автор выражает искреннюю признательность А.Н. Храмову за предоставленные новейшие палеомагнитные данные и за постоянную консультацию, без которых настоящая работа не могла быть выполнена.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Б.С., Григорьева А.Б. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука, 1983. 168 с.

Алексеева Р.Е. Центральное-Восточноазиатская палеозоогеографическая провинция раннего девона // Палеонтол. журн. № 1. 1985. С. 3 - 17.

Алексеева Р.Е. Биостратиграфия и палеозоогеография девона Монгольской Народной Республики: Автореферат дис... докт. геол.-мин. наук. М.: Палеонтол. ин-т, 1988. 46 с.

Астафьева М.М. Пермские иноцерамоподобные двустворчатые моллюски СССР: Автореферат дис... канд. геол.-мин. наук. М.: Палеонтол. ин-т, 1986. 25 с.

Вахромеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с.

- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Дубатов В.Н.* Зоогеография девонских морей Евразии. Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1972. Вып. 157. 128 с.
- Зезина О.Н.* Совершенные брахиоподы и проблемы барриальной зоны океана. М.: Наука, 1985. 247 с.
- Зенкевич Л.А.* Моря СССР, их фауна и флора. М.: Учпедгиз, 1956. 244 с.
- Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31 - 57.
- Ивановский А.Б.* Стратиграфический и палеобиогеографический обзор ругоз ордовика и силура. М.: Наука, 1965. 119 с.
- Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л.* Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тувы. М.: Наука, 1985. 208 с.
- Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М.: Аэрогеология, 1979. 83 карты.
- Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Тр. 21-й сессии Всесоюз. палеонтол. об-ва. Магадан: Кн. изд-во, 1981. 203 с.
- Прибалхашье – переходная зона биогеографических поясов позднего карбона. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Соломина Р.В.* Новый род брахиопод из верхней перми Северо-Востока СССР // Палеонт. журн. 1985. № 2. С. 117 - 121.
- Стратиграфия СССР, девонская система. Т. 2. М.: Недра, 1973. 376 с.
- Устрицкий В.И.* Зоогеография позднепалеозойских морей Сибири и Арктики // Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратиграфия. 1970. Вып. 29. С. 58 - 77.
- Устрицкий В.И.* История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА., 1975. С. 54 - 75.
- Устрицкий В.И.* О принципах выделения и номенклатуре крупнейших палеозоогеографических подразделений Земли // Палеонтол. журн., 1986. № 3. С. 3 - 10.
- Устрицкий В.И., Явшиц Г.П.* Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 437 - 440.
- Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История формирования современной структуры Арктики // Тектонические процессы. 28 сессия МГК: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1989. С. 122 - 130.
- Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса // Очерки по геологии северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1987. С. 239 - 276.
- Хаин В.Е., Божко Н.А.* Гондвана – исчезнувший суперконтинент // Природа. 1989. № 6. С. 36 - 46.
- Atlas of Palaeobiogeography. Amsterdam, 1973. 531 p.



Эволюция биосферы

УДК 56.017.2:551.763.11.331

АМКИНСКОЕ ПОХОЛОДАНИЕ И РАЗВИТИЕ ФЛОР НА РУБЕЖЕ РАННЕГО И ПОЗДНЕГО МЕЛА

© 1993 г. Е. Л. Лебедев

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

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

Показано влияние экстремального амкинского похолодания, происходившего в конце альба, на перестройку флоры и растительности от мезофита к кайнофиту. Теплолюбивые таксоны не переходят рубеж максимального похолодания, а у реликтовых родов голосеменных происходит резкая смена видового состава. В сеномане в связи с потеплением повсеместно происходит первая в позднем мелу вспышка видового разнообразия покрытосеменных.

На рубеже раннего и позднего мела произошла одна из крупнейших перестроек растительного мира Земли: вымерли или резко сменили состав многие мезофитные растения и получила широкое распространение новая группа растений — покрытосеменных.

Этой перестройке способствовало похолодание, происшедшее на данном рубеже. Оно было выявлено при изучении горных флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, на которых изменения климата сказывались более резко. По типовому району и флоре оно было названо амкинским экстремальным похолоданием. Среди осадочных отложений аналоги амкинских, наиболее холодных флор вулканогенного пояса отсутствуют.

На данном рубеже, т.е. в альб-сеномане отмечаются следующие климатические изменения. Оптимум в раннем альбе, далее последовательное похолодание с экстремальной фазой в конце альба и относительное потепление в сеномане. Причем потепления в раннем альбе и сеномане имеют глобальный характер, поскольку они выявлены по флоре в Северной Пацифике, и по изменению комплексов фораминифер в Южной Атлантике, т.е. практически на противоположных сторонах Земного шара (Крашенинников и др., 1990).

Указанные климатические изменения подтверждаются изменениями палеотемператур. Так, температуры бассейнов Крыма и Кавказа (в основном по соотношению кальция к магнию) снижаются в альбе от 21°C в раннем и 15°C в среднем, до 11°C в позднем альбе. В сеномане происходит повышение температур (Ясаманов, 1978).

Когда же произошло амкинское похолодание?

Выше амкинской флоры, отвечающей похолоданию, на Северо-Востоке Азии залегают флоры

гребенкинского типа, соответствующие новому потеплению, о чем говорит обилие цикадофитов и присутствие термофильных *Suscadites*. Их возраст по соотношению с морскими слоями в гинтеровской свите примерно соответствует среднему или части раннего сеномана (Пергамент, 1978; Лебедев, 1987). Потеплению отвечают и датированные по фауне среднесеноманские флоры Крыма (Красилов, 1984) и позднесеноманская флора Данвегана из Западной Канады (Bell, 1963; Stott, 1968).

Имеется мнение, что типовая гребенкинская флора, а следовательно и соответствующее потепление могло захватывать и поздний альб. Конечно, мы не можем исключать того, что начало сеноманского потепления могло происходить и в самом конце позднего альба, тем более, что судя по присутствию тепловодных фораминифер в Южной Атлантике это потепление продолжалось до конца сеномана, но из-за перерыва в отложениях его начало точно не установлено (Крашенинников и др., 1990). Вопрос заключается в том, какую часть позднего альба может захватывать это потепление? Отметим, что по мнению В.А. Вахрамеева (1988, с. 180), "большинство данных показывает, что поздний альб почти везде отмечен понижениями температур".

Резкое доминирование холоднолюбивых хвойных и исчезновение теплолюбивых цикадофитов в амкинских слоях свидетельствует с значительной интенсивности амкинское похолодание. Оно отразилось на изменении состава флор на обширных территориях Северного полушария от Западного Казахстана и Якутии до Северной Аляски. Во всех районах наблюдается увеличение роли хвойных и уменьшение роли цикадофитов от раннего альба к концу века (Лебедев, 1987). Поэтому амкинское похолодание, располагающееся меж-

ду раннеальбским и сеноманским потеплениями, так же как и последние, должно иметь глобальный характер, а следовательно и проявиться на значительной части земной поверхности, пример чего мы уже приводили.

При уточнении возраста амкинское похолодание важно сопоставление альб-сеноманских флор Охотско-Чукотского пояса и Северной Аляски, где возраст флор датирован по аммонитам, иноцерамам и фораминиферам из морских слоев, переслаивающихся с флороносными толщами или замещающих их по простиранию (Smiley, 1972). При этом наблюдается совпадение в развитии основных групп растений – индикаторов климата, прежде всего хвойных и цикадофитов. На Северо-Востоке Азии максимум развития хвойных (45%) падает на амкинские флоры, а в Северной Аляске (50%) на среднюю часть третьей флористической “зоны” (по Смайли), т.е. на конец позднего альба. Поэтому и амкинский пик хвойных мы также относим на конец позднего альба (рис. 1).

Конечно, для окончательного вывода необходимы уточнение возраста этого “пика хвойных” по фаунистическим данным, детальные палеоботанические и палеотемпературные исследования. Хотя последние в известной мере противоречивы, многие из них указывают, что похолодание приходится на конец альба (Ясаманов, 1978) – данные для Южной Украины, Крыма, Средней Азии и Мугоджар (рис. 2).

Рассмотрим характер амкинское похолодание и амплитуды снижения температур. В развитии амкинской флоры с резким доминированием хвойных выделяются три этапа. В нижнем – еще встречаются редкие цикадофиты, в среднем – они исчезают, а в верхнем – снова появляются цикадофиты, иногда образующие скопления. Таким образом, максимальная фаза похолодания приходится на среднеамкинское время, а в ранне- и особенно позднеамкинское время температуры, видимо, были несколько выше.

В течение альба в связи с последовательным похолоданием граница между умеренными и субтропическими флорами смещается к югу. Судя по величине этого смещения падение средней температуры поверхности Земли в среднеамкинское время составляло не менее 5°C (Лебедев, 1982), а с учетом роста широтного термического градиента в этапы похолоданий климата, это падение температур, возможно, достигало 5 - 8°C.

Амкинская флора четко отличается от подстилающих и перекрывающих флор по необычно высокому доминированию хвойных. Это создавало впечатление о резком (внезапном) начале и окончании экстремального похолодания. В последние годы в подстилающих слоях обнаружена одна из руководящих форм амкинское горизон-

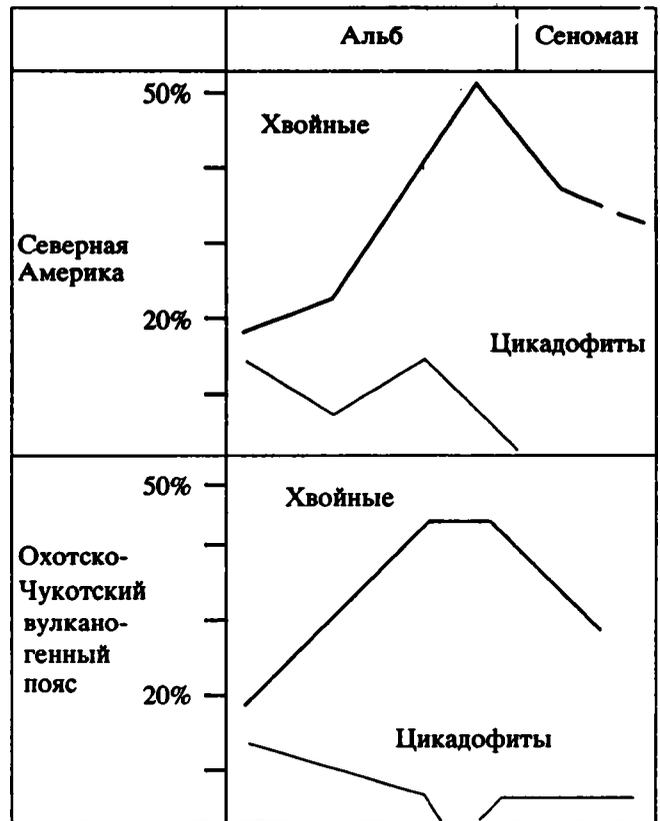


Рис. 1. Развитие хвойных и цикадофитов в средне-меловых флорах Северной Аляски и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (схематизировано по Smiley, 1972, Лебедеву, 1987).

та – хвойное *Metasequoia*, характерная, в целом, для периодов более прохладного климата.

Отсюда можно сделать вывод, что амкинское похолодание наступило хотя и достаточно быстро, но не так внезапно, как казалось ранее, и более постепенно сменилось потеплением в гребенкинское время.

Таким образом, амкинское похолодание является завершающей, финальной стадией последовательного похолодания, происходящего в альбское время. Но и на этом фоне оно выделяется как пик падения температур. Скорее всего, оно было вызвано катастрофическими эксплозивными извержениями, препятствующими через загрязнения атмосферы, проникновению солнечной радиации к поверхности Земли (Лебедев, 1982, 1987).

Амкинское экстремальное похолодание вследствие нарушения эколого-конкурентного равновесия способствовало вымиранию или смене состава мезофитных групп растений и адаптивной радиации кайнофитных покрытосеменных. Именно кайнофитные покрытосеменные наиболее полно отражают процесс данной перестройки, поскольку они определяют облик позднемеловой растительности и наиболее быстро эволюционируют в это время.

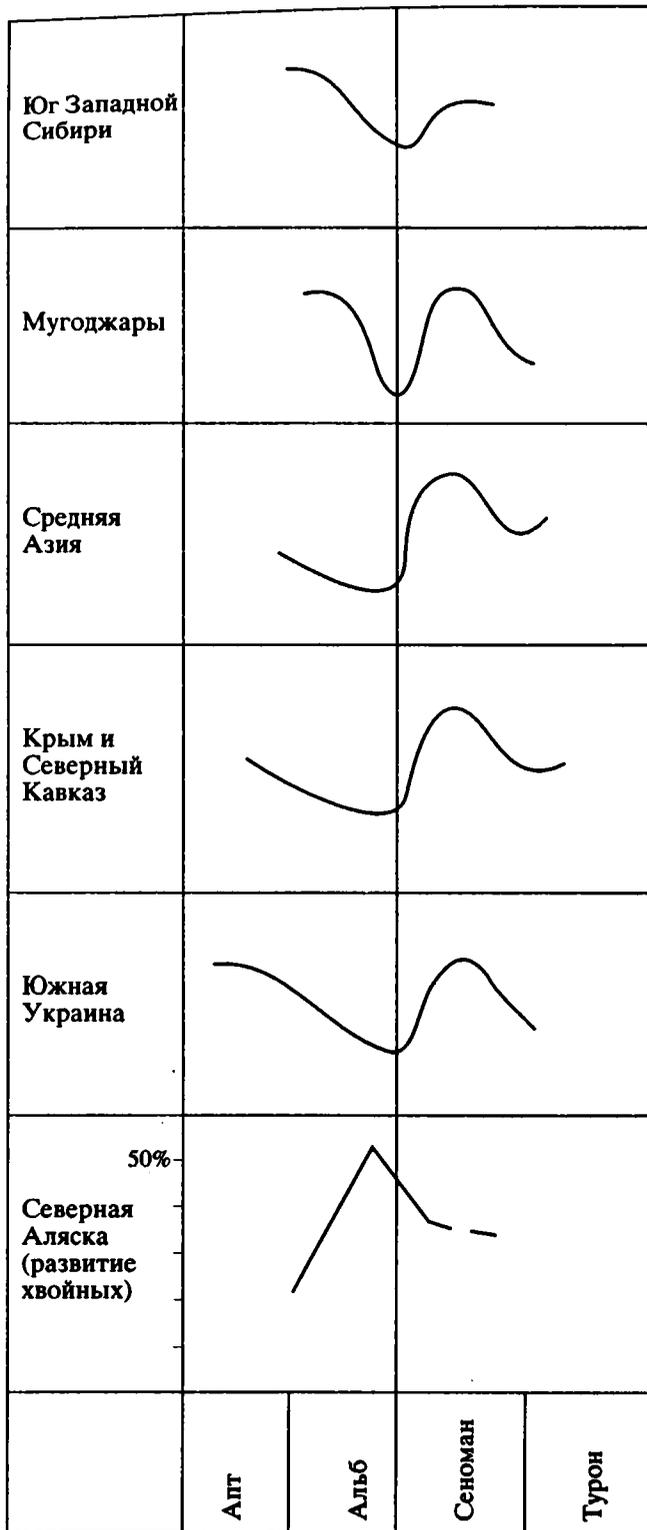


Рис. 2. Изменения климата в некоторых районах Северного полушария и развитие хвойных в Северной Аляске на рубеже раннего и позднего мела (схематизировано по Smiley, 1972, Ясаманову, 1978).

Рассмотрим процесс перестройки растительности в разных природных условиях Северного полушария от зоны умеренной растительности на севере до субтропиков на юге, в тех районах, где известны как альбские, так и сеноманские флоры. Палеофлористическое районирование приведено по данным В.А. Вахрамеева (1988).

За опорный мы принимаем район Северо-Восточной Азии. Здесь в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе наблюдается непрерывная последовательность альб-сеноманских флор горного ряда, на которых похолодание отразилось наиболее резко. Кроме того, здесь известны богатые флоры раннего альба и сеномана из равнинных местообитаний. Существенно, что эти флоры продолжали развиваться в условиях гумидного климата. Все это позволяет достаточно детально проследить процесс перестройки растительности и увязать его с изменениями климата.

В этом же районе в пределах Северо-Тихоокеанского рефугиума рубеж раннего и позднего мела пережили ряд мезофитных голосеменных, вымерших на остальной части планеты (Вахрамеев, 1981). В первую очередь это *Nilssonia*, *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera*. Причем переживание реликтов происходило по-разному в равнинных и горных местообитаниях, т.е. в разной климато-ландшафтной обстановке. Например, *Phoenicopsis* и *Sphenobaiera*, исчезнув в равнинных местообитаниях в начале позднего мела, в горных условиях Охотско-Чукотского пояса в массовом количестве переживали практически до конца мелового периода (Лебедев, 1987). Пережили данный рубеж и характерные для Северо-Востока папоротники *Birisia*, *Arctopteris*, появившиеся со второй половины раннего мела.

Первые покрытосеменные на Северо-Востоке Азии появляются в раннем альбе. Основное число их (22 вида) обнаружено в средней грубозернистой части буоркемюсской свиты (Самылина, 1960). Это *Cercidiphyllum potomacense*, *Crataegites*, *Dalbergites*, *Celastrophyllum*, *Dicotylophyllum* spp. и др. Они представлены мелколистными формами с не вполне оформившимся жилкованием. К этому типу относятся и листья покрытосеменных, известные из среднего альба.

А вот кайнофитные покрытосеменные появляются только в позднем альбе. Вначале – *Menispermities*, несколько позднее появляются *Trochodendroides*, *Platanus* и *Dalembia*, которые становятся обычными компонентами позднемеловых флор региона (рис. 3).

В сеномане в гребенкинских флорах в связи с потеплением происходит вспышка разнообразия покрытосеменных. Позднеальбские *Menispermities*, *Platanus*, *Dalembia* получают здесь дальнейшее развитие. Впервые появляются *Magnolia*, *Viburnum* и известные пока только для гребенкинского уровня *Grebenkia*, *Sorbites*. Присутствуют также

Leguminosites, Dalbergites, Myrtophyllum, Zizyphus, Araliaephyllum и др.

Папоротники *Birisia*, еще многочисленные в начале позднего альба, отсутствуют в амкинских слоях и снова появляются в сеномане в период потепления, но представлены здесь другими видами. Если в раннем альбе это были *B. acutata*, *B. alata*, *B. onychioides* и др., то в сеномане это – *B. oerstedtii*, *B. elisejevii*. То же относится и к *Arctopteris*, которые встречаются и в более холодных амкинских флорах. Представители рода *Coniopteris*, столь разнообразные в раннем альбе (9 форм), реже встречаются в сеноманских, гребенкинских флорах, где много теплолюбивых *Gleichenia*, *Birisia*, *Onychiopsis*.

Большинство цикадофитов, характерных для раннего мела, не переходят в сеноман. В середине альба исчезают роды *Neozamites*, *Anozamites*, а в реликтовых родах происходит смена видового состава. Состав хвойных меняется в начале альба, а в середине позднего альба появляется *Metasequoia*, род, существующий до настоящего времени.

Таким образом, в позднем альбе среди покрытосеменных появляется триада кайнофитных родов *Menispermities*, *Platanus*, *Trochodendroides*, получивших дальнейшее развитие в позднем мелу. В сеномане к ним добавляются *Magnolia*, *Viburnum*. Появившиеся на данном уровне формальные роды *Dalembia*, *Grebenkia*, *Sorbites* и др. достаточно специфичны и в будущем, вероятно, будут выделены в особые семейства.

У цикадофитов в отличие от покрытосеменных происходит элиминация родов, а у реликтовых родов, например, *Nilssonia*, происходит смена видового состава. Видимо, это относится и к поздне меловым *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera*, у которых, среди вулканогенных образований, к сожалению, не сохраняется кутикула, что препятствует уверенному разделению видов.

Амкинское похолодание несомненно способствовало резкой смене состава мезофитных групп растений на рубеже раннего и позднего мела. Особенно наглядно это видно на примере теплолюбивых цикадофитов и папоротников, которые не переходят рубеж похолодания, а после него представлены новыми видами (рис. 3). Показательно, например, что большинство видов папоротников (как и цикадофитов), существовавших в условиях раннеальбского температурного оптимума (около 60 видов) (Самылина, 1974), не переходят в сеноман, т.е. не переходят рубеж похолодания.

Таким образом, амкинское похолодание, способствовавшее резкой смене видового и родового (вычленение) состава мезофитных групп растений, способствовало разрушению существующих мезофитных растительных ассоциаций. С другой стороны, оно не ослабило существенным образом адаптивной радиации кайнофитных покрытосеменных и, тем самым, способствовало их внедре-

нию в растительный покров. Отсюда следует, что основные события перестройки растительности происходили в позднем альбе, скорее всего, во второй его половине.

Близкие тенденции в развитии покрытосеменных и других групп растений отмечаются и для альб-сеноманских флор Западного Казахстана. Здесь известны средне-, позднеальбские и сеноманские флоры. Последние две произрастали в экотонной зоне по южной окраине Сибирско-Канадской палеофлористической области (Вахрамеев, 1952; 1988).

Кайнофитные покрытосеменные, как и на севере, появляются с позднего альба. Это *Menispermities*, *Platanus*. Но в отличие от северных районов платановые здесь более разнообразны и многочисленны и достигают до 90% от общего числа отпечатков (Вахрамеев, 1952). В сеномане к ним присоединяется *Magnolia* и другие.

В позднем альбе среди 17 родов встречены *Menispermities*, *Platanus*, *Leguminosites*, *Dalbergites*, *Zizyphus*, *Sterculia*, *Araliaephyllum* и др. В сеномане присутствуют *Magnolia*, *Menispermities*, *Platanus*, *Anacardites*, *Paliurus*, *Zizyphus*, *Sterculia* и другие покрытосеменные, составляющие до 70% от общего числа видов.

Что касается среднеальбских покрытосеменных, то для них характерна мелколистность и не вполне оформившееся жилкование. Встречены *Nelumbites*, *Leguminosites*, "*Cercidiphyllum*" *potomacense*, *Celastraphyllum* и другие.

Показательно, что большинство мезофитных папоротников и все цикадофиты не переходят в сеноман. Папоротники в среднем альбе еще разнообразны (43%). Присутствуют *Adiantopteris*, *Phlebopteris*, *Weichselia*, разнообразные *Gleichenia*, стволы *Tempskya*. В позднем альбе папоротники менее разнообразны, а в сеномане они составляют менее 10% от общего числа видов.

Среди цикадофитов в среднем и позднем альбе встречены *Nilssonia*, *Otozamites*, *Zamites* (?). В сеномане цикадофиты отсутствуют.

Интересно, что близкие тенденции в развитии покрытосеменных и цикадофитов отмечаются и для флор, произраставших в зоне субтропиков. В качестве примера обратимся к флорам из серии Потомак на территории США. Здесь известны флоры апта, альба и сеномана (Berry, 1911, 1916; Doyle, Hickey, 1976; Fontaine, 1989).

Покрытосеменные в апте (свита Патуксент, низы серии Потомак) представлены древними формами с неформировавшимся жилкованием и слабой дифференциацией жилок различного порядка. Они отнесены к формальным родам *Asaceaphyllum*, *Proteaephyllum*, *Rogersia*, *Plataginopsis* и другим.

В альбе (свита Потапско, верхи серии Потомак – средний, вероятно поздний альб) разнообразие покрытосеменных увеличивается, жилко-

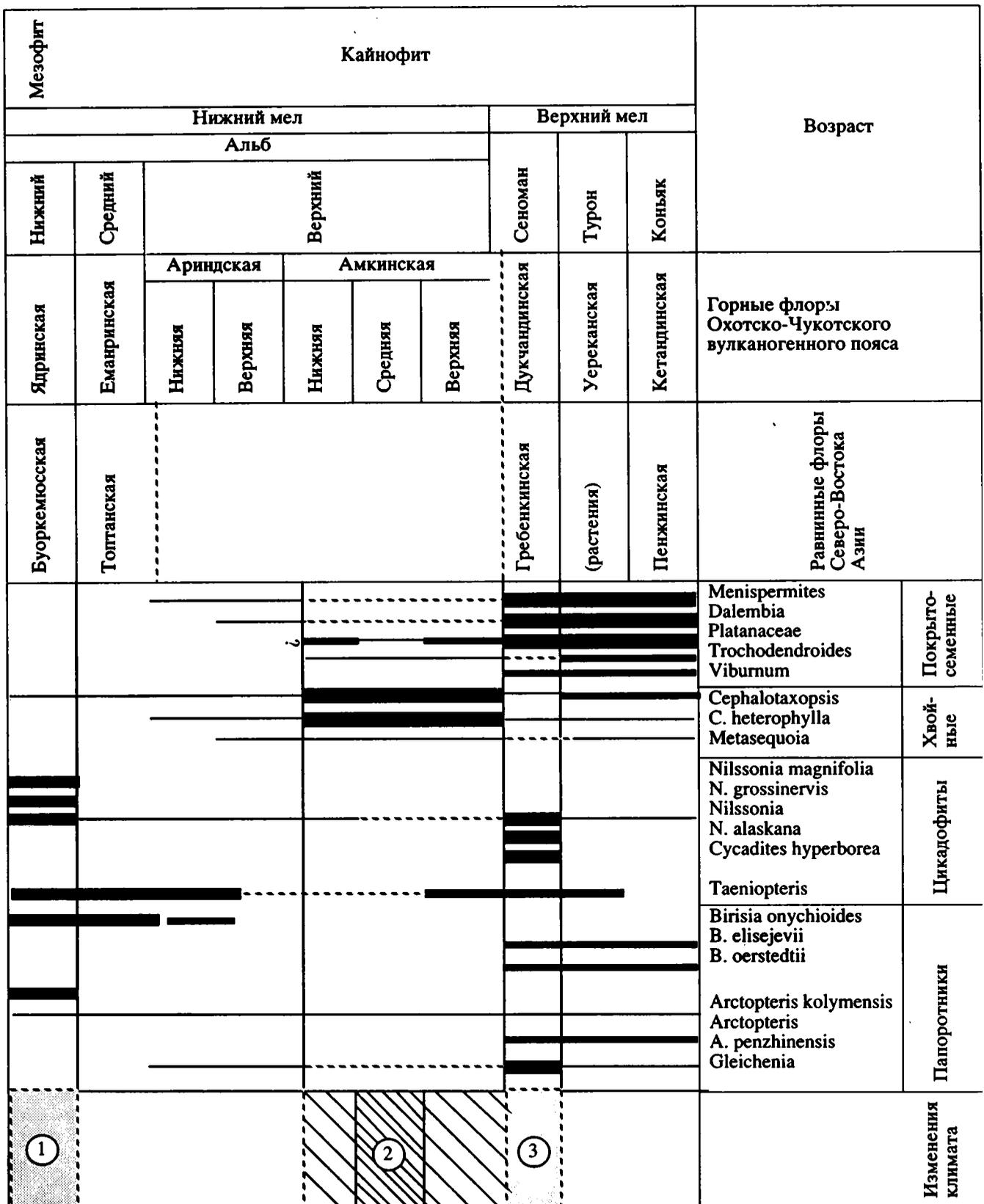


Рис. 3. Распространение отдельных таксонов меловых растений – на фоне изменений климата во флорах высоких широт Северо-Восточной Азии на рубеже раннего и позднего мела (составлено по данным Самылиной, 1974; Лебедеву, 1987 и новым материалам). Толщина линий соответствует встречаемости или видовому разнообразию таксона; косой штриховкой показано похолодание климата, точки – потепление; снизу вверх приведены температурный оптимум для раннего альба (1), амкинское экстремальное похолодание для конца альба (2) и относительное потепление в сеномане (3).

вание их более упорядоченно. Появляются *Menispermities*, а также *Nelumbites*, *Araliaephyllum*, *Alisophyllum*, "*Populus*" *potomacensis*, *Sapindopsis* spp.

В сеномане (свита Паритан) разнообразие покрытосеменных еще более возрастает. Присутствуют известные и в сибирских флорах *Magnolia*, *Menispermities*, *Platanus*, *Viburnum*, *Leguminosites*, а также характерные для субтропиков *Debeya* (*Devalquea*), *Liriodendron*, *Andromeda*, *Vauchinia* и др. (Berry, 1916). Отмечается обилие цельнокрайних и узколистных листьев.

Близкий состав имеют покрытосеменные из сеноманских (в основном) отложений свиты Дакота в центральной части США. Встречены *Magnolia*, *Menispermities*, *Platanus*, *Protophyllum*, *Aspidiophyllum*, *Viburnum*, *Araliaephyllum*, а также характерные для субтропиков *Liriodendron*, *Liriophyllum* и другие.

Папоротники еще многочисленны в апте. Присутствуют *Ruffordia*, *Onychiopsis*, разнообразные *Acrostichopteris*, стволы *Tempskya*. Но в альбе и особенно в сеномане разнообразие папоротников заметно сокращается. Среди цикадофитов в альбе вычленяются *Stenopteris*, *Zamiopsis*, не обнаружена *Nilssonia*. В сеномане в качестве реликтов встречены *Williamsonia*. В отложениях свиты Дакота (сеноман) *Nilssonia* отсутствует, как реликты отмечены *Enccephalartites* и *Williamsonia*.

Среди хвойных в апте присутствуют *Nageiopsis*, *Sphenolepis*, *Athrotaxopsis*, *Sequoia*. В альбе появляются *Agaucarites*, *Pinus*, в сеномане — *Protophyllocladus*, *Libocedrus* (*Androvettia*), сохраняется *Frenelopsis*.

Существенно, что несмотря на все отличия наблюдаются сходные тенденции в этапности развития покрытосеменных (и других растений) на рубеже раннего и позднего мела во всех зонах Северного полушария от субтропиков до высоких широт на севере.

Ранне- и среднеальбские (а на юге и аптские) покрытосеменные характеризуются мелколистностью и еще не оформившимся жилкованием, а иногда и слабой дифференциацией жилок различного порядка.

В Северо-Тихоокеанском рефугиуме эта древняя группа покрытосеменных, возможно, дожила до конца альба и сосуществовала с развитыми формами покрытосеменных. Здесь подобные листья встречены в нижнеамкинских слоях совместно с платанами.

Достоверные кайнофитные *Menispermities*, *Platanus*, а на севере и *Trochodendroides* появляются только с позднего альба. Причем платановые более обильны в южных районах.

В начале позднего мела, в сеномане, в связи с начавшимся потеплением, повсеместно наблюдается вспышка разнообразия покрытосеменных. Наряду с уже существовавшими *Menispermities* и *Platanus* появляются *Magnolia*, нередкие *Viburnum*.

Одновременно появляются роды, специфичные только для северных или южных флор.

Сходный состав покрытосеменных имеют и другие сеноманские флоры Северного полушария: Перучская флора Западной Европы, позднесеноманская флора Данвегана Западной Канады, флора Мелози-Кальтаг Аляски, расположенные в разных природных зонах. Для всех флор этого уровня наряду с крупнолистными платановыми отмечается заметное участие цельнокрайних, узколистных, небольших по размерам листьев. Во многих из них присутствуют реликтовые цикадофиты, более многочисленные в Северо-Тихоокеанском рефугиуме, где они переживают практически до конца позднего мела.

Рассмотренная этапность, с нашей точки зрения, обусловлена изменениями климата, имеющими глобальный характер (экстремальное похолодание в конце альба и потепление в сеномане).

Так, на Северо-Востоке Азии четко видно, что амкинское похолодание способствовало резкой смене видового состава цикадофитов и папоротников (рис. 3) и тем самым разрушению существующих мезофитных растительных ассоциаций. Но аналогичные тенденции в развитии цикадофитов и папоротников, как показано выше, наблюдаются и во флорах субтропиков. Отсюда, если тенденции в развитии отдельных групп растений совпадают в разных природных зонах Северного полушария, то и причины их обусловившие также, скорее всего, должны иметь глобальный характер, а такими является амкинское экстремальное похолодание, происшедшее во второй половине позднего альба. Хотя, конечно, влияние этого похолодания на южных флорах сказывалось менее резко, чем на флорах высоких широт.

Происшедшая в сеномане вспышка видового разнообразия покрытосеменных, скорее всего, связана с потеплением климата, которое также имеет глобальный характер и прослеживается как в Северном, так и Южном полушариях (Крашенинников и др., 1990).

Что касается хвойных, то на севере их роль повышается к концу альба, к моменту максимального похолодания, тогда как на юге, вследствие иного систематического состава хвойных в субтропиках, эта закономерность нарушается (Лебедев, 1987).

Таким образом, за относительно короткий промежуток времени (вторая половина позднего альба) резко изменился облик растительности. В позднем альбе на юге уже появились платановые леса (экатонная зона) или леса, состоящие из разнообразных покрытосеменных (зона субтропиков). А с началом позднего мела покрытосеменные по систематическому составу впервые преобладали над другими группами растений.

Исходя из изложенного, границу между мезофитом и кайнофитом следует проводить в основании позднего альба, как это и полагали В.А. Вахрамеев (1981) и В.А. Самылина (1974).

Иными словами, начало кайнофита, видимо, следует начинать с того момента, когда появляются покрытосеменные, обладающие типом жилкования, близким к современному, и которые позднее становятся обычными компонентами позднемеловых флор.

Иногда нижнюю границу кайнофита проводят в основании апта по первому появлению листьев покрытосеменных. Но в этом случае она разделяет неокомские и апт-среднеальбские флоры, в которых господствуют одни и те же мезофитные группы растений. Кроме того, по мере накопления материала можно ожидать находок все более древних покрытосеменных.

Итак, перестройке растительности на рубеже раннего и позднего мела способствовало амкинское похолодание, происшедшее во второй половине позднего альба, продолжительностью около 3 - 5 млн. лет. Это похолодание имело глобальный характер с падением средних температур на 5 - 8°C. Особенно резко его влияние сказывалось на изменении состава альб-сеноманских флор высоких широт и в первую очередь - горных флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Амкинское похолодание вызывало значительные латеральные и вертикальные миграции растительности и т.п. и вследствие нарушения эколого-конкурентного равновесия способствовало разрушению мезофитных растительных ассоциаций. Теплолюбивые таксоны, в целом, не переходят рубеж максимального похолодания, а у реликтовых родов, сохраняющихся в рефугиумах, происходит резкая смена видового состава. В самом начале позднего мела, в сеномане, в связи с глобальным потеплением происходит вспышка разнообразия покрытосеменных, которые с этого момента по количеству видов уже преобладают над другими группами растений.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрамеев В.А.* Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1952. Т. 1. С. 1 - 340.
- Вахрамеев В.А.* Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3 - 14.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука. 1988. 210 с.
- Красилов В.А.* Альб-сеноманская флора междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 4. С. 104 - 112.
- Крашенинников В.А., Лебедев Е.Л., Басов И.А.* О глобальных изменениях климата в альб-позднемеловое время // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 1 - 13.
- Лебедев Е.Л.* Вулканизм и климат мелового периода // Сов. геология. 1982. № 4. С. 61 - 70.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 1987. 175 с.
- Пергамент М.А.* Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука. 1978. 214 с.
- Самылина В.А.* Покрытосеменные растения из нижнемеловых отложений Колымы // Ботан. журн. 1960. Т. 45. № 30. С. 335 - 352.
- Самылина В.А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР // Комаровские чтения. Л.: Наука. 1974. Т. 27. С. 1 - 55.
- Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра. 1978. 234 с.
- Bell W.A.* Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heart and Milk River formation of Western Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1963. N. 94. P. 1 - 76.
- Berry E.W.* Lower Cretaceous. Maryland Geol. Surv. 1911. 622 p.
- Berry E.W.* Upper Cretaceous. Maryland Geol. Surv. 1916. 578 p.
- Doyle J.A., Hickey L.J.* Pollen and leaves from the Mid - Cretaceous Potomac Group and their bearing an early angiosperm evolution // Origin and early evolution of angiosperms. Ed. Ch. B. Beck. N.Y. - L.: Columbia Univ. press. 1976. P. 139 - 206.
- Fontaine W.M.* The Potomac or Younger Mesozoic flora // US Geol. Surv. Monograph. 1889. V. 15. P. 1 - 377.
- Smiley C.J.* Plant megafossil sequences, North Slope Cretaceous // Geosci. and Man. 1972. V. 4. P. 91 - 99.
- Stott D.F.* Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. John group, between smony and Peace river, Rocky Mountain foothills Alberta and British Columbia // Bull. Geol. Surv. Canada. 1968. N. 152. 279 p.



Эволюция биосферы

УДК 581.9:551.78(574 + 477 + 470.3)

ПЕРЕХОД ОТ ПАЛЕОКАЙНОФИТА К НЕОКАЙНОФИТУ КАК ОДНО ИЗ ПРОЯВЛЕНИЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭКОСИСТЕМНОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ НА РУБЕЖЕ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА

© 1993 г. М. А. Ахметьев, Н. И. Запорожец

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

Поступила в редакцию 14.04.92 г.

Статья посвящена проблемам одной из крупнейших экологических перестроек кайнозоя, происходящей на рубеж эоцена и олигоцена. На примере разных регионов Северного полушария (Северо-Восток и Дальний Восток России, Армения, Казахстан, Западная и Центральная Европа, Северная Америка) показано, что толчком к смене климаксных лесных сообществ позднего эоцена послужило похолодание климата в середине позднего эоцена, одновременно с регрессией эпиконтинентальных морей из высоких широт. Повторение фаз увлажнения и иссушения климата в раннем олигоцене ускорило разрушение старых и становление новых зональных типов растительности. С новой волной похолодания в позднем олигоцене в средних широтах Евразии и Северной Америки окончательно сформировалась теплоумеренная мезофильная растительность тургайского экотипа.

В геологической истории умеренных широт северного полушария второй половины палеогена выделяются два временных интервала существования устойчивых экосистем, каждый продолжительностью не менее 5 - 7 млн. лет. Их отличительной особенностью являлись относительная стабильность природной обстановки на обширных пространствах, занятых низменной суши и эпиконтинентальными морями, выровненный биотический фон в сочетании с однородностью наземных фитоценозов. В этих интервалах без труда узнаются позднеэоценовая и позднеолигоценная эпохи. Значительно сложнее воссоздание состава флоры и облика растительности для промежуточного этапа, разделяющего устойчивые экосистемы, т.к. фитоценозы стали носить мозаичный характер, а сама флора, при постепенном насыщении листопадными мезофильными компонентами и освобождении от вечнозеленых стала смешанной. Для флор Казахстана такого типа В.С. Корниловой было предложено название "шинтусайских".

Первая из них характеризовалась развитием лесов, часто называемых паратропическими. Основными лесообразователями выступали лавровые и буковые в сочетании с соснами и таксодиевыми, особенно в более северных районах. Главными ингредиентами этих лесов были аралиевые, анакардиевые, альтингиевые, платановые, гамелиевые, ниссовые. На больших площадях выдерживался также состав рипарийных и при-

брежных лесных формаций с папоротниками, блехнумом и птеридиумом, пальмами, восковниковыми. Отличительной особенностью позднеэоценовых флор являлось также участие в их составе формальных родов, унаследованных от предшествующей раннепалеогеновой флоры.

Вторая эпоха характеризовалась столь же широким развитием однородной флоры и лесной растительности, но умеренно-теплой, мезофильной, листопадной, называемой А.Н. Криштофовичем – тургайской. Ведущей группой лесообразователей, кроме таксодиевых и широкого спектра сосновых, выступали сережкоцветные (буковые, ореховые, березовые, в рипарийных формациях – тополевы и восковниковые). Включения составляли широколиственные: ильмовые, багрянниковые, кленовые, липовые и др., древесные и кустарниковые розоцветные. В позднеолигоценных флорах уже практически отсутствуют формальные роды.

Оба перечисленных выше типа растительности пространственно наследовали друг друга в Северной Америке, Западной и Центральной Европе, Русской равнине, Казахстане. Мало отличаясь по условиям влагообеспеченности, эти леса, разделенные отрезком времени около 5 млн. лет, существовали в совершенно различных термических режимах, которые отличались по среднегодовым температурам не менее чем на 8 - 10°C.

Столь значительное падение среднегодовых температур в сравнительно короткий отрезок времени до сих пор в истории позднего фанерозоя было известно только в пограничных интервалах мела и палеогена, а также плиоцена и плейстоцена. Причинно-следственные связи и последовательная цепочка событий на этих границах уже неоднократно обсуждалась. Соответствующая цепочка может быть построена и для интересующего нас рубежа и представлена в следующем виде (табл. 1).

Изменения в масштабах планеты не ограничиваются перечисленными выше. Начиная с олигоцена, акриогенный климат Земли мезозоя и раннего кайнозоя сменяется на криогенный, происходит заметное обновление морской и континентальной биот, в растительном покрове планеты начинают активно развиваться травянистые ценозы и пр.

Особенности перехода между двумя устойчивыми состояниями экосистем рассмотрены на примере изменений в составе флоры и характере растительности раннего олигоцена в экотонной зоне, разделявшей Бореальную и Тетисовую флористические области. В средних широтах Евразии этот экотон служил не только рубежом раздела основных климатических зон – теплоумеренной и субтропической, но и, как например в Казахстане, пространственно совпадал с переходом от гумидной области к аридной. Для сравнения с экотонными рассмотрены также нижнеолигоценовые

флоры регионов, удаленных от них, и приуроченных к умеренной и субтропической зонам (Северо-Восток, Дальний Восток, Армения). Полученные выводы базируются на изучении серии опорных разрезов пограничного интервала эоцена и олигоцена, в котором авторы принимали непосредственное участие.

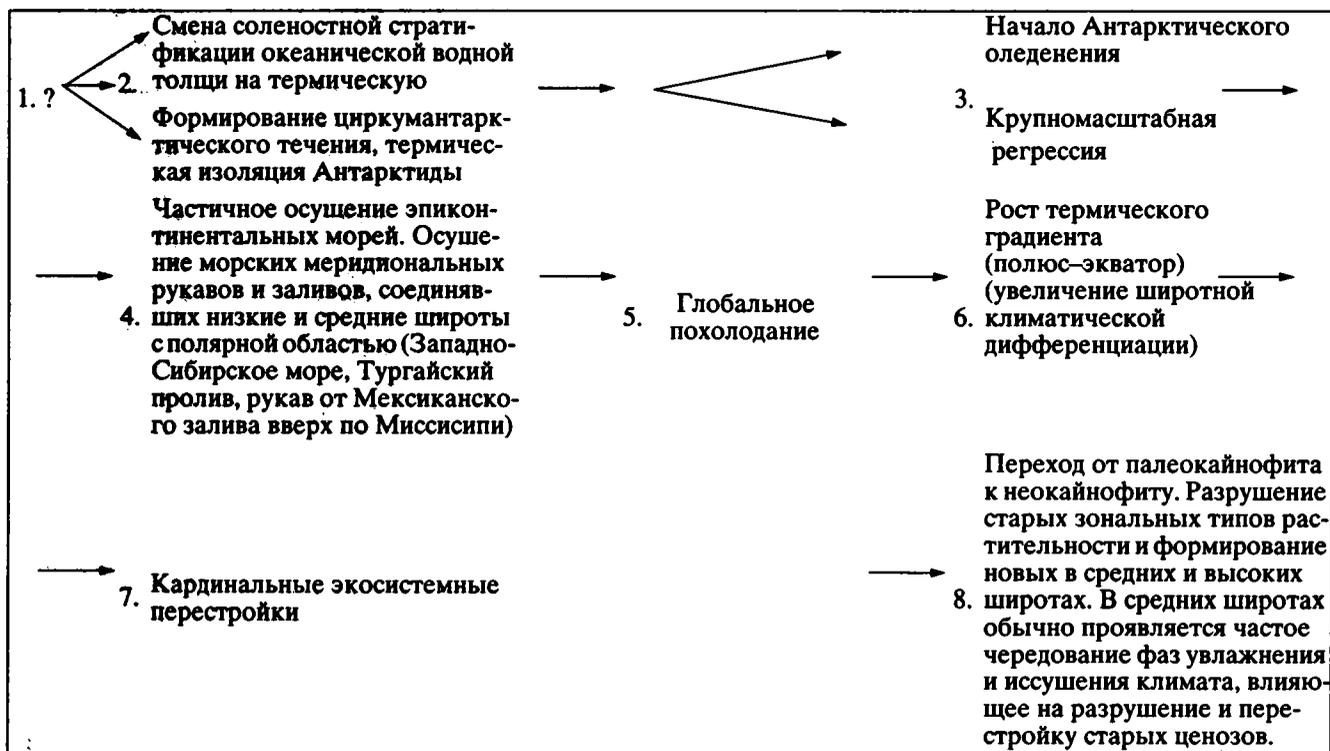
Одна часть изученных флороносных разрезов находится на Востоке России (хр. Рарыткин, Корякское нагорье, Северо-Западная Камчатка, Сахалин, Сихотэ-Алинь, Южное Приморье), другая часть – в Казахстане и Крымско-Кавказской области (Зайсанская впадина, Тургайский прогиб, Северное Приаралье, Устюрт, Северный Кавказ, Армения).

Рассмотрим примеры, иллюстрирующие изменения флоры и климата в позднем эоцене и олигоцене различных районов Северного полушария, прежде всего акцентируя внимание на “пласт” переходных нижнеолигоценовых флор.

Дальний Восток и Северо-Восток. Средние широты Притихоокеанского региона в палеогене находились вне экотонной зоны. Смену состава растительных сообществ проследить здесь значительно труднее, так как основной тип флор, теплоумеренных мезофильных, сохранялся на всем протяжении палеогена.

В более северных районах (хр. Рарыткин, Северо-Западная Камчатка, Пенжинская губа) к переходным относятся флоры верхней части умкин-

Таблица 1. Последовательность геологических и экосистемных событий на рубеже эоцена и олигоцена в средних широтах Северного полушария



ской, усть-пенжинской и иргирнинской свит, сочетающиеся в своем составе платановые, виды, сближаемые с *Trochodendroides* (на фоне более широкого проявления *Cercidiphyllum*), папоротники *Dennstaedtia* и *Osmunda*, *Ginkgo* и "*Acer*" *arcticum* с широким спектром современных родов североцветных, розоцветных и кленовых. Среди них нередко удается увидеть уже непосредственных предков некоторых современных видов. Эти же флоры отличаются и более широким спектром хвойных. В рарытчинской флоре кроме *Sequoia affinis* и сосен встречаются *Podocarpus*, *Taxus*, *Taiwania* (Ахметьев и др., 1989).

В южных районах Дальнего Востока переход от эоценовых к олигоценовым флорам удается проследить в верхней части нижнедуйской угленосной свиты Сахалина, в верхних горизонтах угловской серии Южного Приморья и ее возрастных аналогов. В Восточном Сихотэ-Алине характерные "коккулюсовидные" некрупные листья, относимые нами к роду *Trochodendroides*, сопутствующие им соплодия норденшельдии и мелкоплодного *Trochodendrocarpus*, а также листья платанов встречаются совместно с листьями ликвидамбра, дзельквы, ильма, ольхи, граба, каштана, клена, розоцветных и др. В отличие от северных притихоокеанских флор, переходные флоры Южного Приморья более мелколистны. В спектре хвойных как в эоцене, так и в олигоцене продолжали доминировать таксодиевые. Олигоценое похолодание отразилось на составе флор леснинской свиты хр. Рарытчин. Они содержат *Picea*, *Larix*, *Alnaster*, *Betula ex sect. Fruticosae*, *Vaccinium*, *Ledum*, хотя еще сохраняется *Osmunda* и *Dennstaedtia*.

Зайсанская впадина – классический регион, где в переходных слоях эоцена и олигоцене встречены остатки практически всех групп континентальной биоты. Смешанные флоры с участием как субтропических, так и теплоумеренных видов представлены по крайней мере четырьмя сменяющимися друг друга во времени комплексами и лишь верхнеолигоценовая – ашутасская, пятая, уже типичная тургайская, не включает таксонов, восходящих к субтропической эоценовой флоре (Ахметьев и др., 1989). Ряд переходных флор начинается верхнеэоценовая "болотного носорога", названная так из-за находок в алевритистых глинах непосредственно под подошвой флороносного слоя *Zaisanatumnodon borissovii* Bel. В ее составе "эоценовый комплекс" представлен лавровыми (*Cinnamomum*, *Lindera*), миртовыми (*Eucalyptus*), ксероморфными тополями, магнолией. Среди доминант на этом уровне встречаются последние находки *Hibiscus neuburgae* Iljinsk. В то же время в тонких прослоях "листовой" кровли встречены *Alnus*, *Ulmus*, *Zelkova* и другие листопадные растения. В целом флора "болотного носорога" отражает гумидный климат, переходный от субтропического к теплоумеренному.

В интервал разреза, который еще включает так называемый бронтотериевый комплекс позвоночных, распространение которого не выходит за пределы позднего эоцена - самого начала олигоцена, попадает и вторая флора, приуроченная к линзе, располагающейся непосредственно на контакте турангинской и тузкабакской свит, условно принимаемой за границу эоцена и олигоцена. Флора ксероморфна, что вполне согласуется и с красноцветным обликом перекрывающей глинистой пачки. Доминируют узколистный тополя (*Populus kryshstofovichii* и *P. arnaudii*), восковниковые (два вида жестколистных *Myrica*), два вида *Eotrigonobalanus* (= *Dryophyllum*), присутствуют мелколистный *Zelkova*, *Lindera* и пр. Умеренные таксоны здесь выступают еще как ингредиенты. В обеих рассмотренных флорах кроме единичных находок *Taxodium* других хвойных не встречено.

Иной облик имеет флора из средней части тузкабакской свиты, того интервала разреза, где бронтотериевый комплекс позвоночных уже сменился индрикотериевым. При сохранении ксероморфизма, однако, выраженного несравненно слабее, чем у предыдущего комплекса, эта флора уже на 80% состоит из представителей тургайских родов. Доминируют *Taxodium*, *Comptonia*, *Populus arnaudii*, *Alnus neuburgae*, *Cocculus schischkinii*, несколько видов *Quercus*. Разнообразен состав анакардиевых (*Rhus*, *Pistacia*, *Astronium*), встречены *Liquidambar*, *Platanus*, *Ailanthus*, *Eucommia* и др. Наиболее термофильные представители теплоумеренной листопадной флоры. Из верхнего эоцена сюда переходит *Populus arnaudii*.

Флора буранских слоев, которая, вероятно, может рассматриваться как переходная от раннего к позднему олигоцену, непосредственно предшествует ашутасской, типичной тургайской. В аллювиальных фациях она более крупнолистна и содержит *Eucommia*, *Tilia*, *Alangium*, *Alnus*, *Ulmus*, *Sassafras*, в озерных фациях – мелколистнее, с доминированием тополевых и ореховых. Здесь еще также сохраняется *Populus arnaudii*. Это его последнее проявление в зайсанских разрезах. Все нижнеолигоценовые флоры Зайсанской впадины несут признаки ксероморфности. Однако степень влажности климата постоянно менялась. Он был более сухим в начале олигоцена и в его конце (соленовский век). Горизонты красноцветных пород развиты в подошве тузкабакской свиты и близ ее кровли (в буранских слоях).

Армения. Ланджарский разрез в Еревано-Ордубадском прогибе вскрыт двумя скважинами, глубиной более 500 м (Запорожец, 1989; Крашенинников и др., 1989). В нижней мергелистой части разреза выделена вся последовательность зон планктонных фораминифер (P15 - P17). Олигоцен представлен мергелями (низы разреза), сменяющимися выше глинами, а затем – песчаниками и относится к зонам *Globigerina tapuriensis* (P18), *G. sellii* (P19), возможно частично и *G. ampliapertura*.

га (P20). Верхнеэоценовая и отчасти нижнеолигоценовая части разреза (базальные слои зоны P18) характеризуются высоким содержанием пыльцы голосеменных, что связано с похолоданием, начавшимся в верхнем эоцене (зона P16). Пик его падает на границу зон P17 и P18, принимаемую за рубеж эоцена и олигоцена. Хотя количество пыльцы покрытосеменных и сокращается до 9% и ее разнообразие невелико, присутствие преимущественно пыльцы субтропических растений свидетельствует, что климат и на этом рубеже продолжал оставаться субтропическим.

На палинодиаграммах обращает внимание неравномерное (противофазное) распределение ксерофильных и мезофильных компонентов. К первым относится пыльца эфедры, кедра, кипарисовых, трав и кустарничков (*Chenopodiaceae*, *Artemisia*), ко второй – споровая часть спектра. Такая динамика состава палиноспектров может быть связана только с чередованием фаз гумидизации и аридизации, так как доля соответствующих компонентов достигает в сумме 25% и более. Из шести фаз увлажнения первая приходится на зону P16, вторая – на базальную часть зоны P18, остальные четыре – на неразделенные зоны P19 и P20.

Из пяти фаз аридизации первая, вторая и четвертая более продолжительны. Они соответствуют нижней части зоны P18 (*Ephedra* > 17%), переходному интервалу от зоны P18 к P19 (суммы пыльцы трав и *Ephedra* – 20%), третья, четвертая и пятая фазы отвечают зонам P19 и P20), причем последняя проявилась непосредственно перед осушением морского бассейна.

Северный Устюрт, Приаралье, Тургай. В Северном Устюрте флора была изучена в опорной скважине 3006, пробуренной западнее мыса Актумсук Аральского моря, а также в типовых разрезах чеганской и ащайрыкской свит чинков Северного Устюрта. В скважине 3006 рубеж, связанный с заметным похолоданием, отчетливо выражен в верхнеэоценовой части разреза в пределах неразделенных зон *Globigerapsis tropicalis* и крупных глобигерин (P15 - P18). На этом уровне пыльца буковых, представленная в массовом количестве в отложениях среднего и начала верхнего эоцена, сменяется пыльцой голосеменных, которая достигала 90% (Крашенинников и др., 1989).

Фаза аридизации, так отчетливо проявившаяся в Армении в начале олигоцена, здесь также нашла подтверждение (более высокое содержание пыльцы *Cedrus* и *Ephedra*).

В разрезах чинков Северного Устюрта летопись переходного интервала представлена наиболее полно. Чеганская свита в ее типовом разрезе у г. Сандал включает обе подсвиты: нижнюю – глинистую и верхнюю – алевроито-глинистую (туранглинские слои). Граница эоцена и олигоцена по цистам динофлагеллат проходит по смене зон *Wetzeliella clathrata angulosa*–*Phthanoperidinium*

atopenum в 3-х метрах от кровли свиты. Этот уровень совпадает с самым верхним в разрезе горизонтом конкреций с моллюсками чеганского типа. Комплекс диноцист включает группу видов, обычную для зоны *W. clathrata angulosa*: *Deflandrea phosphoritica* (с подвидами), *D. heterophlucta*, *Thalassiphora pelagica*, *Areosphaeridium diktyoplokus*, *A. arcuatum*, *Cordosphaeridium* и др., хотя сам индекс-вид зоны встречен лишь в единичных экземплярах. Разнообразие органикостенного фитопланктона заметно снижается в верхнечеганской подсвите. Одновременно падает и показатель мористости. Палинокомплекс чеганской свиты характеризуется преобладанием двух групп пыльцы: сосновых (преимущественно сосен) и буковых, с доминированием мелкой пыльцы вечнозеленых дубов *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis* (40 - 60% от спектра пыльцы покрытосеменных). Пыльца *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Moraceae*, *Hamamelidaceae*, *Nyssa*, *Rhus* играют небольшую роль. Похолодание позднечеганского времени отразилось на составе палинокомплекса. Непосредственно в пограничном интервале эоцена - олигоцена пыльца сосны составляет 90 - 95%, в то время как буковых – редуцирует. Проявившееся похолодание, на первый взгляд, выглядит диссонансом по отношению к теплопроводному комплексу моллюсков из верхних конкреционных горизонтов свиты. Однако по мере обмеления бассейна, даже при более низких температурах, в хорошо прогреваемом поверхностном слое воды могли сохраняться благоприятные условия для переживания теплопроводных форм.

Нижнеолигоценовая ащайрыкская свита залегает на чеганской согласно, но лишь в осевой части Североустюртского прогиба без видимого перерыва. Следы же перемыыва подстилающих отложений на контакте двух толщ можно наблюдать практически повсеместно. В базальных слоях ащайрыкской свиты, относящихся к зоне P. *atopenum*, запечатлены события, с большой полнотой проявившиеся в соседних с востока Северном Приаралье и Тургае. Именно они отражают новое качественное состояние морского бассейна – понижение солёности, температуры, общее падение уровня моря, с амплитудой до 60 - 80 м. Показателем последнего служит глубина эрозионного вреза в чеганскую толщу древних долин, выполненных в Северном Приаралье кутанбулакской свитой. О масштабах регрессии можно косвенно судить по площади распространения попятной эрозии после падения уровня моря. Захватив все Приаралье, она достигла Тургай и прекратилась лишь с началом ащайрыкской трансгрессии.

Ащайрыкская свита ритмично построена. Выделяется три трансгрессивно-регрессивных ритма. В регрессивных фациях динофлагеллаты практически исчезают, уступая место *Micrhystridium*, *Pediastrum*, *Hydropteris*. В трансгрессивных – их численность и видовое разнообразие восстанавливаются. Состав динофаций ащайрыкской

свиты меняется по разрезу. К наиболее опресненным тяготеет группа *Cyclonephelium-Adnatosphaeridium-Glyphogocysta*, а также *Phthanoperidinium*. К уровням восстановления солености – *Deflandrea*, *Spiniferites*, к промежуточным – ветцелиеллиевая группа. Слои с ципринами приурочены к трансгрессивным ритмам средней и верхней пачки и принадлежат зонам *Wetzeliella gochtii*. Наряду с доминированием хвойных палинокомплексы свиты отличаются богатством пыльцы березовых и ореховых. В группе сосновых появляется несколько видов ели, тсуги и пихты. Соотношение же таксонов сосен постоянно меняется, что, возможно, отражает фазы увлажнения и иссушения климата. В группе сережкоцветных заметное место принадлежит пыльце граба и пекана. Появляются типичные олигоценые виды – *Juglans polygorata*, *Betula trigona*, *Carya sprackmania*.

Переход от ащайрыкской свиты к соленовскому горизонту постепенный. В овраге Ащайрык и к западу от него в верхней части ащайрыкской свиты появляется выдержанный горизонт ожелезненных крупнозернистых песчаников с рыбными остатками (позвонки, зубы акул). Выше лежащая песчано-глинистая пачка (10 м) в нижней части еще содержит циприны, указывающие на ее принадлежность к ащайрыкской свите. В кровле этой пачки – новый пласт ожелезненного песчаника (“плита”) с многочисленными фрагментами челюстных аппаратов и позвонков рыб, зубов акул, гастроподами. В этом же пласте, а также в подстилающих глинах обилие створок солоноватоводной *Rzehakia cimlanica* и остракод. Палинокомплекс соленовского горизонта близок ащайрыкскому, хотя состав спектров быстро меняется как по разрезу, так и по латерали. Комплекс фитопланктона указывает на опреснение бассейна: появляются *Ovoidites*, *Micrhystrydium*, *Pediastrum*, единично *Cyclonephelium*. Листовая флора верхних слоев ащайрыкской свиты и соленовского горизонта, наряду с типичными широколиственными, характерными для тургайской флоры (*Alnus*, *Acer*, *Fagus*, *Liquidambar*) содержит еще некоторые субтропические, переходящие из эоцена – *Mugica lignitum*, *Arosunophyllum* sp., лавровые. По макрофлоре верхи ащайрыкской свиты и соленовский горизонт хорошо сопоставляются с верхними горизонтами кутанбулакской свиты и большей частью чиликтинской свиты.

Уровню соленовского горизонта в разрезах залива Перовского Аральского моря отвечают средняя и верхняя пачки чиликтинской свиты. В первой из них в рыхлых ожелезненных песчаниках, переполненных остатками зубов акул *Odonthopsis* встречены *Rzehakia cimlanica* и *Corbula sokolovii*. Флора кутанбулакской свиты и нижних горизонтов чиликтинской, по данным С.Г. Жилина, И.В. Васильева, Г.С. Раюшкиной и авторов, переходная. В ее составе сочетание субтропических и арктобореальных видов. Флора верхних горизон-

тов чиликтинской свиты уже типично тургайская. Обе нижнеолигоценые свиты Приаралья прослеживаются и на восток, в Тургай, где выделены под местными названиями – уркимбайской и челкарнуринской. Последняя на востоке Тургай сменяется красноцветной – сарыинской. Нижняя – уркимбайская свита выклинивается к восточному борту прогиба. В типовом разрезе Челкар-Нур по “Пин-Саю”, где впервые был найден *Indricotherium transouralicum* она представлена ритмичной пачкой параллельно- и диагональнослоистых алевролитов (до 15 м). В нижней пачке, наряду с переложным фитопланктоном из подстилающей чеганской свиты, встречаются таксоны, обычные для зоны *Phthanoperidinium amoenum*, включая и зональный вид. Более сложно построена, но не менее надежно датирована челкарнуринская свита. Как и чиликтинская, она имеет трехчленное строение (глины–пески–глины), сохраняющееся и восточнее в разрезах сарыинской. В средней песчаной пачке в Челкар-Нуре найдены остатки крупных грызунов. Они также встречены на этом же уровне в Донгустау и в разрезе у Дулыгалинской мечети, где их сопровождают остатки ксерофитной флоры с *Rhus turcomanica*, *Palibinia*, *Cinnamomum*. Аналогичная флора была описана из рыхлых песчаников Жаман-Каинды, занимающих в разрезе сарыинской свиты то же стратиграфическое положение. Найденный в основании верхней глинистой пачки челкарнуринской свиты “Пин-Сая” комплекс динофлагеллат с *Cyclonephelium* условно позволяет сопоставлять его с соленовским горизонтом. В Донгустау на этом же уровне встречены массовые скопления зубов акул. Находки индрикотериевого комплекса позвоночных в осевой части Южно-Тургайского прогиба также приурочены к верхней глинистой пачке (в “Пин-Сая” костеносная линза располагается ближе к ее кровле), либо встречаются в подстилающей ее песчаной. Такова позиция всех основных находок крупных носорогообразных в Тургае (Кызыл-Как, Мыныске-Суек, Саты и др.). Палинокомплекс из слоев с *Indricotherium transouralicum* “Пин-Сая” содержит до 70% пыльцы маревых (*Chenopodiaceae*), свидетельствующих о развитии в конце раннего олигоцена в Тургае соленосных маршей (или солончаков). В то же время, судя по сборам из верхней глинистой пачки остатков растений в разрезе Мыныске-Суек, принадлежащих рипарийной фации – все они относятся к типичным представителям тургайской флоры – *Strelitzia*, *Alnus ex gr. schmalhauseni*, *Populus balsamoides*, *Nymphaeaceae*. Аналогичный по составу комплекс, содержащий наряду с растениями рипарийных группировок и плакорные, обнаружен в базальных слоях боллатамской угленосной пачки у подножий г. Берды, согласно перекрывающей сарыинскую свиту. Здесь обнаружены *Taxodium dubium*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Cyclocarya*, *Acer* и др.

Смены палеогеографических обстановок в Тургае, также как и в Приаралье, были тесно связаны с осцилляциями ащейрыкского моря. Они определяли или по крайней мере влияли на смену климатических ритмов. Подъем уровня моря приводил к заболачиванию прибрежной равнины, частичному уничтожению растительности, распространению галофитных формаций. Когда трансгрессии достигали кульминационных отметок, сброс вод из Тургайской ложбины прекращался и ранее подпруженный озерный бассейн становился на короткое время морским. С началом регрессии в позднем олигоцене по мере осушения территории, более возвышенные участки оказались занятыми полидоминантными хвойно-широколиственными мезофильными лесами тургайского экотипа. В наиболее прогнутах части впадины, обрамленной ныне Жиланчикской дугой, продолжало сохраняться обширное заболоченное пространство, где таксодиевые и таксодиево-ольховые леса в сочетании с массой водных растений явились хорошим углеобразующим материалом (Боллатамско-Жиланчикский угольный бассейн).

Что касается общей схемы трансформации растительного покрова Северо-Западного Казахстана в переходном интервале от эоцена к олигоцену, то она может быть представлена в следующем виде:

Верхний эоцен	Нижний олигоцен	Верхний олигоцен
“Паратропические” (субтропические) леса с доминированием вечнозеленых лавровых и буковых.	Саванноидные леса на плакорах, таксодиевые, таксодиево-нисовые и ольховые леса, тополево-ольховые леса по берегам водоемов, маревые марши на только что осушенных прибрежных равнинах.	Теплоумеренные влажные, хвойно-широколиственные леса тургайского экотипа.

Западная и Центральная Европа. В Западной Европе “пласт” переходных флор позднего палеогена диахронен. В более северных районах (Южная Англия, Парижский бассейн, Германия, Чехо-Словакия) заметный приток бореальных компонентов начинается с середины раннего олигодена (близко от границы нанопланктонных зон NP22 - NP23), что отвечает уровню соленовского горизонта в восточной части Протопаратетиса. Более южных районов эта волна достигла позже. Во всяком случае флоры глин Тард Венгрии с фауной соленовского горизонта в верхней части толщи еще содержат паратропическую флору. Ее вытеснение началось в кишцельский век

(в хатте) и завершилось в эгерский, в самом конце олигодена. Такое же положение эта граница занимает и на Балканах. В Западной Богемии переходные флоры известны из Чешской и Соколовской впадин, а также Чешского Среднегорья (Дуповский вулканический комплекс) (Buzek *et al.*, 1990). Верхнеэоценовые флоры свиты Старе Седло еще паратропические с участием *Rhodomyrtophyllum*, *Steinhauga*. Здесь в последний раз еще встречается пыльца *Normapollis*. Основной фон флоры составляют лавровые и вечнозеленые буковые. Нижнеолигоденовые флоры Дуповского вулканогенного комплекса включают два типа флор. Более ранний из них – переходный. Его типом является флора диатомитов Кучлина близ Билина. В ее составе – сосна, папоротники акростихум и птерис, пальмы, *Platanus neptunei*, а также вечнозеленые буковые. Большая часть лавровых позднего эоцена уже не переходит во флоры этого уровня. “Арктобореальные” компоненты здесь присутствуют еще в небольших количествах. Типом более молодых флор является флора Кондратице. Она отражает смешанные мезофильные леса с высоким содержанием листопадных (ильм, береза). В кровле пласта Иосиф свиты Ново Седло тафоценоз характеризует уже таксодиево-ольховые долинные леса.

В Парижском бассейне переход от паратропических к переходным флорам произошел практически на границе эоцена и олигодена, хотя еще в позднем эоцене термофильные элементы начали замещаться хвойными и травами, указывающими на похолодание и иссушение климата. Это проявляется в составе флоры пантинских мергелей, принадлежащих зоне P17. Времени существования переходных флор отвечает и известный скачок в изменении состава позвоночных – “гранд купюр”, когда европейские раннеолигоденовые комплексы стали насыщаться выходцами из Азии. В более северных районах Европы смена комплексов позвоночных (граница зон 20 и 21 Мейна), практически точно совпадает со временем экспансии бореальных флористических мигрантов. Происходит это в рюпеле на уровне смены нанопланктонных зон NP22 - NP23 более или менее синхронно в Южной Англии, Парижском бассейне, Рейнском грабене и Чехо-Словакии.

Северная Америка. Так же как и в Евразии, в умеренных широтах Северной Америки в позднем эоцене и олигоцене отчетливо выделялась переходная экотонная зона, флоры которой были наиболее чувствительны к климатическим изменениям. Наиболее богатые и лучше изученные местонахождения Иеллоустонского парка (свита Флориссант) и в расположенном западнее от него Оригоне (свиты Клэрно и Джон Дей). Климат и условия формирования свиты Флориссант, а также ее флора были очень сходны с зайсанскими. Флора раннего олигодена ксероморфна, мелколистна, представлена сочетанием субтропических

(в том числе вечнозеленых) и теплоумеренных представителей. В родовом спектре кипарисовые, *Salix*, узколистный *Populus*, различные анкардиевые (*Rhus*, *Pistacia*, *Astronium*), мелколистные розоцветные (*Crataegus*, *Rosa*, *Spiraea*) и пр.

Смена флор в свитах Клэрно и Джон Дей (Manchester, 1990) издавна рассматривалась как классический пример перехода от паратропической эоценовой флоры и теплоумеренной олигоцена. Одна их типовых флор формации Клэрно-Нат Бедс насчитывает более 150 родов по плодоносиям и 65 родов по листьям, 60% из которых – цельнокрайные. Большинство из них принадлежит вечнозеленым: пальмы, саговники, бананы, разнообразные лианы (*Menispermaceae*, *Icacinaeae*, *Vitaceae*), а также древесные (*Alangium*, *Mastixia*, *Nyssa* и др.).

Ранее предполагалось, что эта флора характеризует терминальную часть эоцена, однако новые радиологические датировки из игнимбритов флороносной пачки удревняют ее возраст (43, 47.4 млн. лет), а игнимбриты базальных слоев свиты Джон Дей, залегающие на 30 м выше по разрезу, также еще принадлежат верхнему эоцену (37 млн. лет). Что касается второй классической флоры Клэрно – Черри Крик, в которой наряду с вечнозелеными обычны и листопадные виды: *Ailanthus*, *Alnus*, *Platanus*, *Ulmus* и др.), то она оказалась также более древней, возможно еще среднеэоценовой, так как туфы, вмещающие флороносную пачку, имеют возраст 44.6 млн. лет.

Флоры базальных слоев свиты Джон Дей – Бридж Крик, Эррен Ренч и др. уже на 70% состоят из листопадных растений – *Metasequoia*, *Acer*, *Ulmus*, *Cercidiphyllum*, *Fagus*, *Quercus* и др. и включают еще до 10% ныне вымерших родов. Контраст флор Клэрно и Джон Дей в монофациальных осадках разителен. Однако они разделены интервалом в 10 - 12 млн. лет и решить вопрос, на каком уровне происходили наиболее заметные изменения флоры, пока трудно. Можно лишь определенно говорить, что похолодание началось еще в позднем эоцене.

Изучение переходного интервала от эоцена к олигоцену в разных регионах показало, что последовательность экосистемных преобразований во всей Бореальной области и в северной части Тетисовой происходило однонаправленно по сходному сценарию.

Толчком к распаду устойчивых сообществ послужило начавшееся в середине позднего олигоцена похолодание и регрессия эпиконтинентальных морей из более высоких широт обоих континентов Северного полушария. Все эти события привели к принципиальной перестройке зональных типов лесной растительности, смене лесообразователей, изменению в составе интразональных сообществ, особенно в экотонной зоне. Повторения фаз увлажнения и иссушения климата в

раннем олигоцене ускорили разрушение старых, становление новых зональных типов растительности. С новой волной похолодания в позднем олигоцене в средних широтах Евразии и Северной Америки окончательно сформировалась теплоумеренная мезофильная лесная растительность тургайского экотипа.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее заметные признаки похолодания начали проявляться еще в середине позднего эоцена, а в некоторых районах практически на границе среднего и позднего эоцена. Оно не было внезапным, пессимальный пик приходится непосредственно на границу эоцена и олигоцена. В первой половине раннего олигоцена повсеместно произошло небольшое повышение среднегодовых температур и этот ровный фон с небольшими колебаниями сохранился до позднего олигоцена. В конце олигоцена среднегодовые температуры вновь стали снижаться, придя к абсолютным пессимальным для палеогена.

2. Судя по изменению состава нижнеолигоценовых флор в экотонной зоне, влияние на перестройку растительного покрова оказывало не столько само снижение среднегодовых температур, сколько чередование фаз аридизации и увлажнения, которые, судя по материалам из Армении, только в раннем олигоцене пятикратно сменяли друг друга. Именно это обстоятельство оказалось губительным для многих растений, широко распространенных в первой половине палеогена (виды *Dryophyllum*, *Trochodendroides*, *Hibiscus neuburgae*, узколистные тополя типа *Populus arnaudii* и *P. celastrophylla*, "*Acer*" *arcticum* и др.).

3. Смена флор в экотонной зоне продолжалась не менее 5 млн. лет. На смену "пласту" субтропических флор сначала пришел "пласт" переходных, а затем мезофильных умеренно теплых. Переходные флоры характеризовались неоднократно меняющимся во времени сложным сочетанием более умеренных листопадных мезофильных компонентов с субтропическими, среди которых доминировали вечнозеленые лавровые, буковые, а также тополя. Последние более устойчивыми оказались в рипарийных формациях, откуда исчезли лишь к началу позднего олигоцена.

4. Решающим фактором, непосредственно повлиявшим на экосистемные перестройки и весь ход климатических процессов, явилось осушение меридиональных морских рукавов (Тургайского, Миссисипского), а также более значительных по площади акваторий эпиконтинентальных морей (Западносибирское), отходящих от тепловодных частей океанов.

5. Климат позднего эоцена в экотонной зоне, несмотря на начавшееся похолодание, до начала олигоцена оставался субтропическим, гумидным. Лишь в Казахстане, особенно в его восточной час-

ти, он был переходным от субтропического к теплоумеренному. Таким же он был и в Южном Приморье, в остальной части Дальнего Востока и Северо-Востока – теплоумеренным. Климат первой половины олигоцена оставался субтропическим в Центральной и Южной Европе, а также во всей Крымско-Кавказской области, и лишь на востоке ее периодически засушливым. В Северном Приаралье, Тургае и Призайсанье климат раннего олигоцена был периодически засушливым, возможно сезонным, также переходным от субтропического к умеренно теплому, в Притихоокеанском регионе влажным, умеренно теплым. Различия в климатических условиях отдельных регионов в раннем олигоцене определяли индивидуальные черты экологических систем, соответствующих их рангу. Это в конечном счете отразилось как на масштабах, так и на характере экологических перестроек.

ЛИТЕРАТУРА

Ахметьев М.А. Флоры Зайсанской впадины на рубеже эоцена и олигоцена (с описанием новых видов из буранских слоев) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 11. С. 76 - 85.

Ахметьев М.А., Дворянкин А.И., Милехин А.И., Самсоненко В.Л., Филатова Н.И., Запорожец Н.И. Палео-

ген хребта Рарыткин (Северо-Восток Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 44 - 55.

Жилин С.Г. Основные этапы формирования умеренной лесной флоры в олигоцене - раннем миоцене // Комаровские чтения. Л.: Наука. 1984. 112 с.

Запорожец Н.И. Палинокомплексы и комплексы фитопланктона верхнеэоценовых и олигоценых отложений скважины № 1 (пос. Ланджар, Армения) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя. М.: Препринт ГИН АН СССР. 1989. С. 85 - 103.

Крашенинников В.А., Запорожец Н.И., Кургалимова Г.Г. Корреляция разнофациальных отложений верхнего эоцена - нижнего олигоцена (океаны и континенты) // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука. 1989. С. 199 - 219.

Buzek C., Fejfar O., Konzalová M., Kvacek Z. Floristic changes around stehlin's grande coupure in Central Europe // Proc. of the Symposium Paleofloristic and Paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary. Prague, August 28th - September 1st, 1989. Prague: Geological Survey Publisher. 1990. P. 167 - 181.

Manchester S.R. Eocene to Oligocene floristic changes recorded in the Clarno and John Day formations, Oregon, USA // Proc. of the Symposium Paleofloristic and Paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary. Prague, August 28th - September 1st, 1989. Prague: Geological Survey Publisher. 1990. P. 183 - 187.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.7:551.7621.763.1(571.63)

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИМОРЬЯ (ГОРБУШИНСКАЯ ТОЛЩА)

© 1993 г. Н. Ю. Брагин

Геологический институт РАН, 109017 Москва, Лыжковский пер., д. 7, Россия

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

Наиболее представительный разрез мезозоя в Восточном Приморье вскрывается в районе пос. Дальнегорск в составе кремнисто-терригенных отложений так называемой горбушинской толщи. В составе этой небольшой по мощности (300 - 400 м) толщи выделяются все три отдела триаса, нижняя юра, верхняя юра и нижний мел. Однако расчленение этих отложений до настоящего времени остается недостаточно обоснованным. Если триасовая часть толщи детально расчленена на зоны по конодонтам и радиоляриям (Брагин, 1988; Брагин и др. 1988), то юрские и нижнемеловые отложения, охарактеризованные радиоляриями, пока не имеют подобного расчленения и их возраст определяется лишь с точностью до эпохи. Причиной этого является относительно слабая изученность радиолярий. Настоящая статья ставит целью восполнить этот пробел. Строение горбушинской толщи описано в статье Н.Ю. Брагина, Л.М. Олейник и В.П. Парнякова (1988), в которой показано, что в типовом разрезе толщи по р. Рудной выделяются четыре тектонические пластины.

Нижнеюрские отложения в разрезе второй тектонической пластины (Красилов, Парняков, 1984) залегают без видимого перерыва на верхнетриасовых, представленных кремнями серыми, светло-серыми, сиренево-серыми, плитчатыми, стекловатыми с остатками радиолярий Triassosampre pova Yao и др. позднекарнийско-среднеюрского возраста (слой 2/17) (Брагин и др., 1988). Ниже приводится послонное описание развитых здесь юрских отложений. J₁p? Слой 2/18. Кремни светло-серые и серые, массивные, реже плитчатые, с радиоляриями Parahsuum simplum Yao, P. longiconicum Sashida, P. cf. ovale Hori et Yao, Jacus cf. sandspinensis Pessagno, Whalen et Yeh, Praeconocaryomma immodica Pessagno, Trillus sp., юрского, скорее всего плинсбахского возраста. 5 м. J₁p₂ - t₁. Слой 2/19. Кремни плитчатые, стекловатые, в низах слоя темно-серые до черных, выше светло-серые, иногда с мелкими включениями углистого детрита. В нижней части слоя (до уровня 4.5 м от подошвы) встречены радиолярии Parahsuum longiconicum Sashida, P. simplum Yao, P. kanyoense Sashida, Parvicingula (?) aff. gigantocornis Kishida et Hisada, Jacus cf. sandspinensis Pessagno, Whalen et

Yeh, Praeconocaryomma immodica Pessagno, Trillus aff. elkhornensis Pessagno et Blome, Triactoma sp., Hagiastrum sp., Hsuum sp., позднеплинсбахско-раннетриасового возраста. Возраст комплекса позднеплинсбахско-раннетриасовый (табл. 1).

Выше обнаружены радиолярии Crubus wilsonensis Carter, Hsuum cf. rosebundense Pessagno et Whalen, H. sp. B (Carter, 1988), Paronaella cf. variabilis Carter, Praeconocaryomma immodica Pessagno, Pseudocrucella среднего тоара (табл. 2).

В нижней части слоя встречены обломки перетолженных триасовых конодонтов. 8 м. J₂c1 - t₁ слой 2/20. Кремни грязно-серо-зеленые, глинистые, туффовые. Нижняя граница слоя очень резкая, но видимых следов размыва или несогласия нет. В нижних 2 м слоя встречаются радиолярии Eucyrtidiellum ptyctum (Riedel et Sanfilippo), Gueuxella nudata (Kocher), Hsuum ex gr. maxwelli Pessagno, Protunuma cf. ochiensis Matsuoka, Ristola dhimenaensis (Baumgartner), Stichocapsa robusta Matsuoka, Stylocapsa oblongula Kocher, Tricolocapsa pentagona Aita. Возраст келловей-оксфордский. Выше обнаружены многочисленные радиолярии кимериджа - раннего титона: Archaeodictyomitra apiara (Rüst), Dictyomitrella (?) kanoensis Misutani et Kido, Emiluvia orea Baumgartner, Mirifusus mediodilatatus (Rüst), Podocapsa amphitreptera Foreman, Ristola altissima (Rüst), Spongocapsula aff. perampla Pessagno, Tetradytyma aff. pseudoplena Baumgartner. 7 м. J₂t₂ - K₁v. Слой 2/21. Флишеподобное переслаивание кремней серо-зеленых сильно глинистых (только в нижней части слоя), аргиллитов и алевролитов темно-серых и черных тонкоплитчатых и песчаников серых мелко- и среднетернистых массивных и толстоплитчатых, градационных, иногда косослоистых. Снизу вверх постепенно увеличивается мощность прослоев грубообломочных пород, которые становятся преобладающими в верхней части слоя. В кремнисто-глинистых породах и аргиллитах обнаружены радиолярии Alievium helenae Shaaf, Ditrabs sansalvadorensis (Pessagno), Mirifusus mediodilatatus (Rüst), Pantanelium berriasianum Baumgartner, Pseudodictyomitra carpatica (Lozynyak), Ristola altissima (Rüst), R. cosmoconica среднетитонско-валанджинского возраста. В песчаниках верхней части слоя встречены перетолженные радиолярии триаса: Pseudosty-

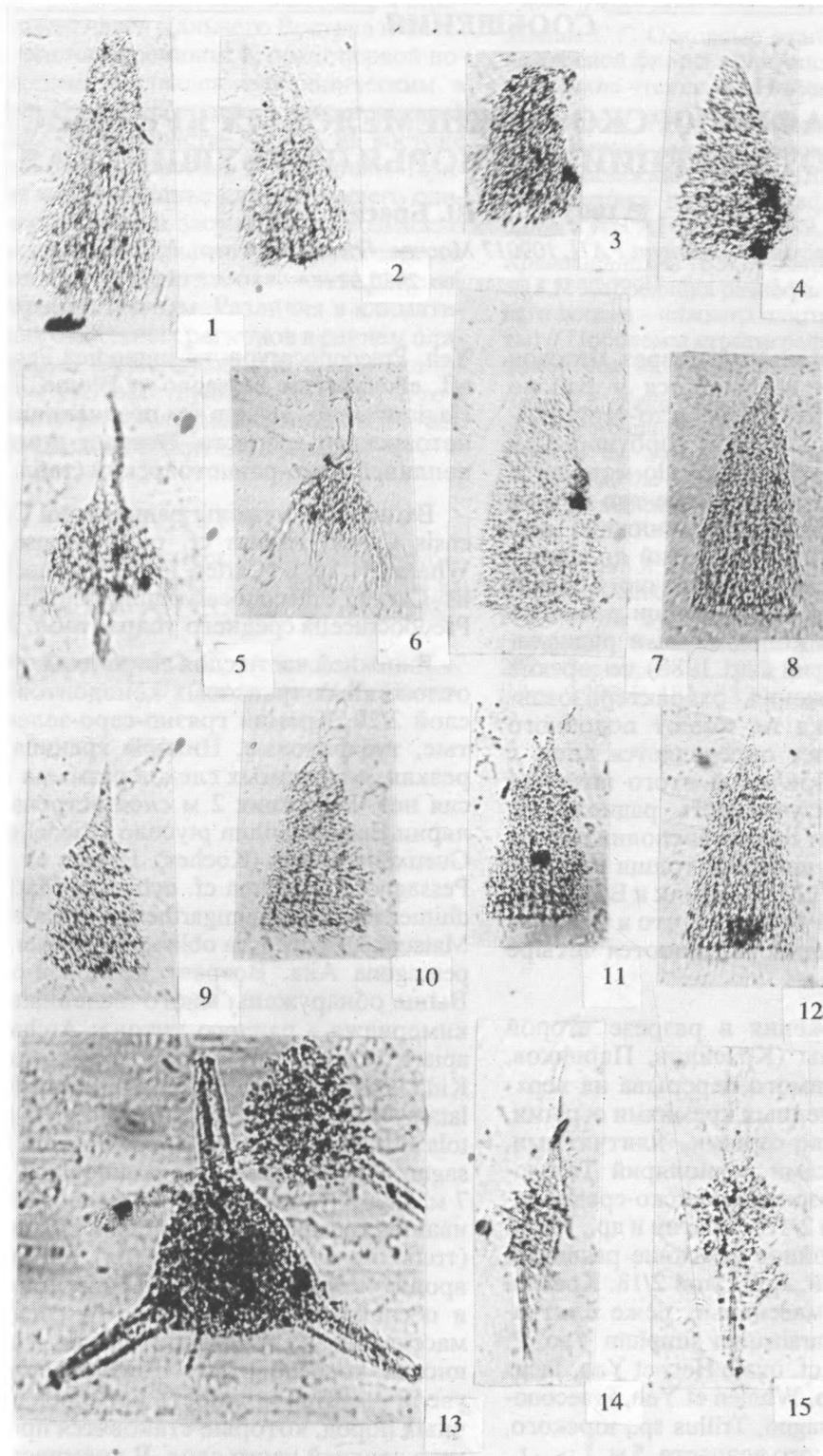


Таблица 1. Радиолярии плинсоаха - раннего тоара.

1, 2 – *Parahsuum simplum* Yao. 3 – *Parahsuum* cf. *ovale* Hori et Yao. 4 – *Parahsuum* sp. 5, 6 – *Jacus* cf. *sandspinensis* Pessagno, Whalen et Yeh. 7, 8 – *Parahsuum longiconicum* Sashida. 9 – *Parvicingula* aff. *gigantocornis* Kishida et Hisada. 10, 11, 12 – *Parahsuum kanyoense* Sashida. 13 – *Triactota* sp. 14, 15 – *Trillus* aff. *elkhornensis* Pessagno et Blome. Все формы увел. в 120 раз.

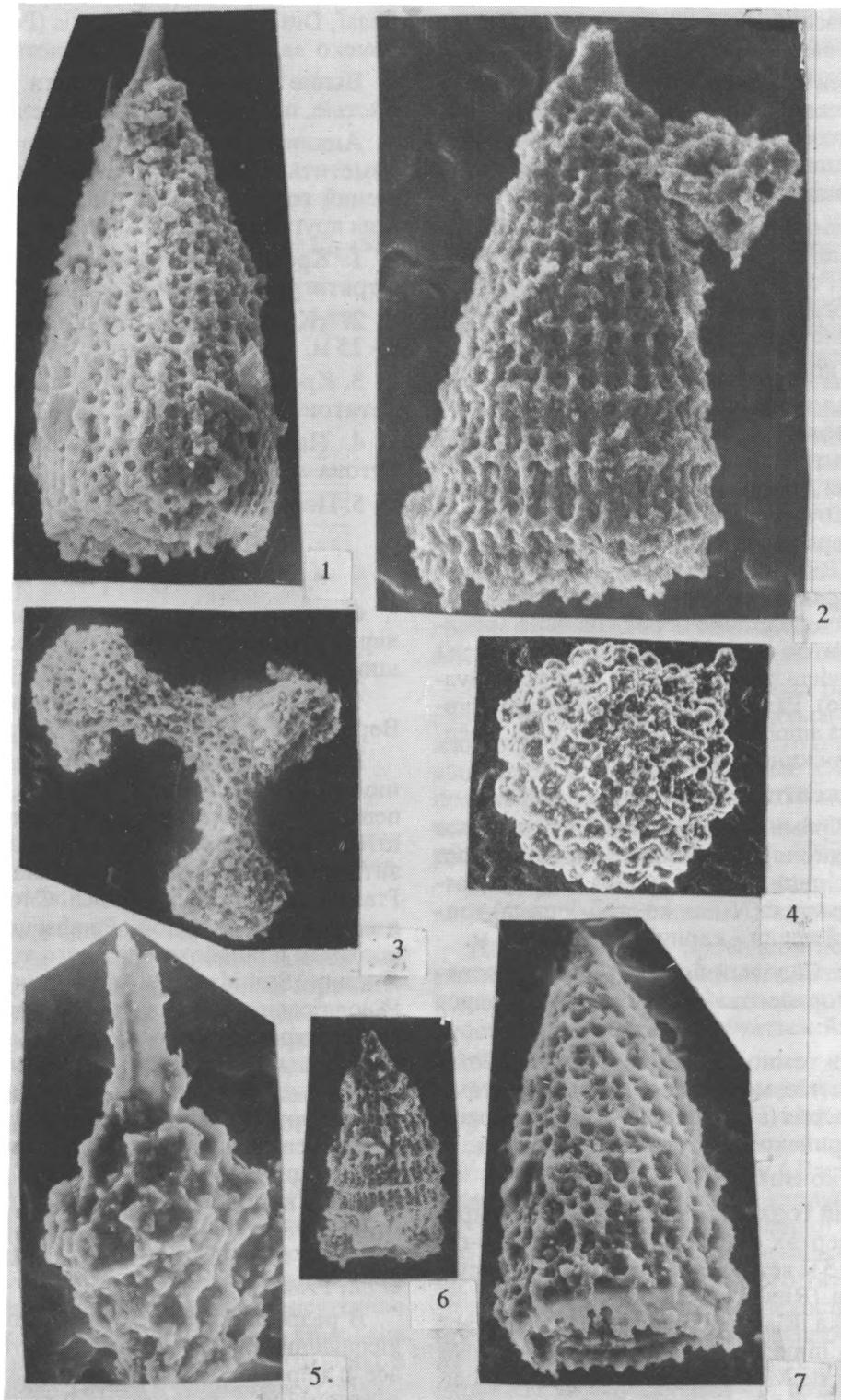


Таблица II. Радиоларии среднего тоара.

1 – *Hsuum* cf. *rosebundense* Pessagno et Whalen, увел. 200. 2, 6 – *Crubus wilsonensis* Carter, 2 – увел. 200, 6 – увел. 75.
 3 – *Paronaella* cf. *variabilis* Carter, увел. 200. 4 – *Praeconocaryomma immodica* Pessagno, увел. 120. 5 – *Trillus* aff. *elkhornensis* Pessagno et Blome, увел. 250. 7 – *Hsuum* sp., увел. 200.

Iosphaera sf. *japonica* (Nakaseko et Nishimura), *Triasocampe* sp., *Yeharaia* sp. 35 м. К₁. Слой 2/22. Песчаники серые массивные, мелко- и среднезернистые, полимиктовые. 35 м.

Аналоги слоев 2/20 и 2/21 встречаются и в составе 1 тектонической пластины опорного разреза горбушинской толщи (рис. 1), где они слагают отдельные тектонические блоки. Строение одного из таких блоков следующее:

J₃km - t₁. 1. Кремни темно-серо-зеленые глинистые, туффитовые, с остатками радиолярий *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Tetraditryma corallitosensis* Pessagno, *Spongocapsula* sp. и др., кимеридж-раннетитонского возраста. Видимая мощность 10 м.

Тектонический контакт.

J₃km - t₁. 2. Аналогичные кремнистые породы с остатками радиолярий *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Emiluvia orea* Baumgartner, *Mirifusus mediodilatatus* (Rüst), *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Ristola altissima* (Rüst), *Spongocapsula perampla* Pessagno, *Triactoma tithonianum* (Rüst), *Tritrabs ewingi* (Pessagno), и др., кимеридж-раннетитонского возраста. 7 м.

J₃t₂ - K₁v. 3. Флишеподобное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Встречены радиолярии *Alievium helenae* Shaaf, *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno), *Pantanellium berriasianum* Baumgartner, *Podocapsa amphitreptera* Foreman и др., среднетитонско-валанджинского возраста. 6 м.

Тектонический контакт.

T₂t₂ - T₃k. 4. Кремни светло-зеленовато-серые плитчатые с радиоляриями *Plafkerium cochleatum* (Nakaseko et Nishimura), *Sarla dispiralis* Bragin, *Triasocampe ex gr. deweveri* (Nakaseko et Nishimura) триасового (поздний ладин - карний) возраста. 5 м.

В районе пос. Садовый более полно представлены нижние горизонты верхней юры. Разрез здесь следующий:

T₃n₂. 3. 1. Кремни темно-серые, массивные, местами толсто плитчатые, мощность (м) с конодонтами *Erigondolella abneptis* (Huckriede), *E. postera* (Kozur) среднепозднеюрского возраста. 10 - 12 м.

Тектонический контакт.

J₃cl - t₁. 2. Кремни тонкоплитчатые, серые и сиренево-серые, в верхах слоя глинистые, темно-серые. В нижних 15 м встречены радиолярии *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel et Sanfilippo), *Protunuma ochiensis* Matsuoka, *Ristola dhimenaensis* (Baumgartner), *Stichocapsa himedaruma* Aita, *S. paradaniensis* Matsuoka, *S. robusta* Matsuoka, *S. oblongula* Kocher, *Theocapsa pentagona* Aita, келловей-оксфордского возраста. Верхние 5 м слоя характеризуются ассоциацией радиолярий *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *Mirifusus mediodilatatus* (Rüst), *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Ristola altissima* (Rüst) и др., кимеридж-раннетитонского возраста. 20 м.

J₃t₂ - K₁v. 3. Флишеподобное переслаивание кремней серых глинистых туффитовых, алевролитов и

аргиллитов черных, песчаников серых мелкозернистых. Встречены радиолярии *Alievium helenae* Shaaf, *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno) среднетитонско-валанджинского возраста. 15 м.

Выше залегают песчаники серые среднезернистые, по-видимому, раннемелового возраста.

Анализ приведенных результатов позволяет наметить в составе юрско-нижнемеловых отложений горбушинской толщи несколько сменяющих друг друга пачек:

1. Кремнистая пачка плинсбаха-тоара. 13 м. Стратиграфический перерыв.

2. Кремнистая пачка келловей-оксфорда. 2 - 15 м.

3. Кремнисто-глинистая пачка кимеридж-раннетитонского возраста. 5 - 7 м.

4. Пачка терригенных флишоидов среднего титона-валанджина. До 25 м.

5. Песчаники нижнего мела (?). 35 - 200 м.

Анализ комплексов

С учетом распространения ассоциаций радиолярий этот разрез может быть расчленен следующим образом (снизу вверх - табл. 1):

1. Слой с *Parahsuum longiconicum* - *P. kanyoense*. Верхний плинсбах - нижний тоар.

Нижняя граница слоев проведена по появлению *P. longiconicum*, *P. cf. ovale*, *Jacus cf. sandspiniensis*. В пределах верхней части слоев встречаются *P. kanyoense*, *Parvicingula gigantocomis*. Транзитными видами являются *Parahsuum simplum* и *Paraconosargomma immodica*. Слои могут быть сопоставлены с зоной *Parahsuum takazawaense* верхнего плинсбаха - нижнего тоара центральной Японии (Sashida, 1988) по наличию общих видов: *P. longiconicum*, *P. kanyoense*, стратиграфическое распространение которых ограничено пределами этой зоны. Возрастной интервал слоев с *P. longiconicum* - *P. kanyoense* может быть подтвержден также присутствием следующих видов: *Jacus cf. sandspiniensis*, известного в плинсбахе Британской Колумбии (Pessagno *et al.*, 1986), *P. simplum*, отмеченного в плинсбахе Японии (Hori, Yao, 1988; Sashida, 1988), *P. immodica*, распространенного в верхнем плинсбахе - тоаре запада США (Carter *et al.*, 1988).

В разрезе горбушинской толщи слой с *P. longiconicum* - *P. kanyoense* залегают на верхнем триасе с перерывом, причем полностью выпадают геттангский и синемюрский ярусы. В силу этого точное стратиграфическое положение нижней границы определить не удастся.

2. Слой с *Crubus wilsonensis* - *Hsuum cf. rosebundense*. Средний тоар.

Нижняя граница слоев проведена по появлению *C. wilsonensis*, *H. cf. rosebundense* и *Paronaella cf. variabilis*, известных в среднем тоаре запада

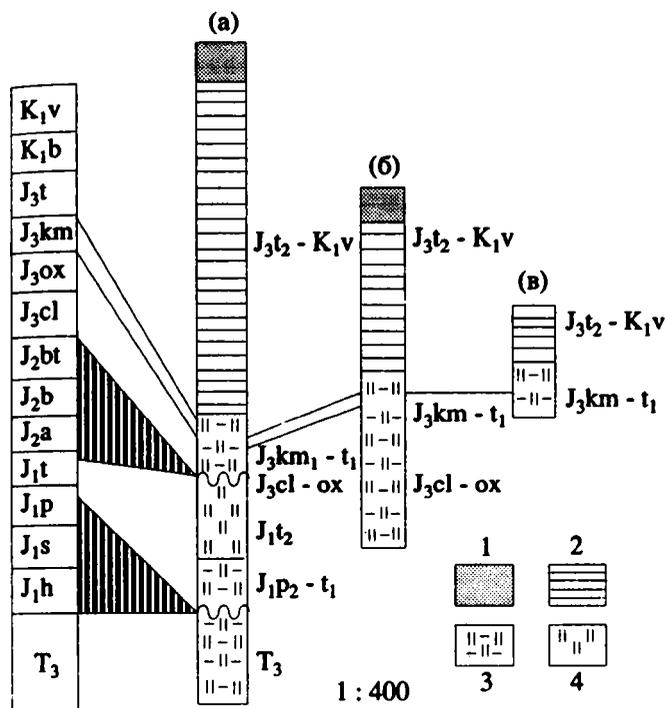


Рис. 1. Разрезы юрско-раннемеловых отложений горбушинской толщи и их сопоставление. а. Опорный разрез, II тектоническая пластина; б. Разрез у пос. Садовый; в. Опорный разрез, I тектоническая пластина; 1 – песчаники; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – глинистые кремни; 4 – кремни.

США (Carter *et al.*, 1988). Транзитным является вид *Prasopnocyrtoma immodica*. Слои соответствуют среднему тоару.

Верхняя граница слоев не может быть точно определена, так как эти слои перекрываются уже верхнеюрскими отложениями. Средняя юра полностью выпадает из разреза. Ранее выделявшиеся в Дальнегорском разрезе предположительно среднеюрские отложения (Брагин и др., 1988) соответствуют нижеописанному тоарским слоям, что удалось установить после детального изучения радиолярий.

3. Слои с *Ristola dhimenaensis* – *Stylocapsa oblongula*. Келловей - оксфорд.

Нижняя граница слоев проведена по появлению *R. dhimenaensis*, а также *Hsuumex. gr. maxwelli*, *Protunuma ochiensis*. Характерно присутствие таких видов, как *Eucyrtidiellum ptyctum*, *Gueuxella pudata*. Все эти виды широко распространены в келловее - оксфорде Тетиса и тропических областей Пацифики (Baumgartner, 1984; Aita, 1987).

В настоящее время разработаны детальные схемы деления келловее и оксфорда по радиоляриям (Baumgartner, 1984; Aita, 1987). К сожалению, для разреза горбушинской толщи их пока невозможно применить из-за недостаточной полноты имеющихся материалов. Положение ниж-

ней границы слоев с *R. dhimenaensis* – *S. oblongula* остается не вполне ясным, не исключено, что нижняя часть верхней юры так же выпадает из разреза, как и среднеюрские отложения.

4. Слои с *Podocapsa amphitrepta* – *Ristola altissima*. Кимеридж - нижний титон.

Нижняя граница слоев проводится по появлению *P. amphitrepta*. Здесь, на этом же уровне, появляются *R. altissima*, *Mirifusus mediodilatatus*. Обычным является присутствие таких форм, как *Acaeniotyle diaphragona*, *Triactoma echioides*. Указанные виды распространены в кимеридже - титоне тропических областей Пацифики и Тетиса, причем по всем данным *P. amphitrepta* появляется только в кимеридже (Baumgartner, 1984; Pessagno *et al.*, 1984; Aita, 1987). Для видов *R. altissima* и *M. mediodilatatus* единого мнения нет. Европейские и некоторые японские специалисты считают, что эти населлярии встречаются еще в келловее - оксфорде (Baumgartner, 1984; Aita, 1987). Иного мнения придерживается Песаньо, (1984); по его данным, *R. altissima*, представители рода *Mirifusus* впервые появились в кимеридже. Относительно слабая охарактеризованность другими группами фауны всех разрезов как Тетиса, так и Калифорнии затрудняет решение проблемы.

Следует отметить, что виды радиолярий этих слоев продолжают встречаться и в вышележащих отложениях, которые, однако, могут быть выделены в самостоятельные слои по первому появлению новых таксонов. Подобная практика используется при выделении зоны по радиоляриям (Baumgartner, 1984; Aita, 1987).

5. Слои с *Ditrabs sansalvadorensis* – *Ristola cosmoponica*. Средний титон - валанжин.

Нижняя граница проведена по появлению *D. sansalvadorensis*, а также *Alievium helenaе*, *R. cosmoponica*, *Sethocapsa pseudouterculus*. В пределах слоев продолжают встречаться *R. altissima*, *Mirifusus mediodilatatus*.

Уровень появления *D. sansalvadorensis* и сопутствующих видов различные исследователи определяют по-разному. Так, Baumgartner (1984) помещает его в верхний титон (Baumgartner, 1984); Aita (1987), основываясь на данных по совместному распространению радиолярий и нанопланктона, считает, что этот вид появляется в пределах интервала среднего - верхнего титона (Aita, 1987). Эти различия во мнениях и недостаточная изученность стратиграфического распространения радиолярий вынуждает определить нижнюю границу слоев с *D. sansalvadorensis* – *R. cosmoponica* и пределах среднего титона с известной долей условности.

Положение верхней границы данных слоев еще менее ясно, так как они перекрываются песчаниками, не содержащими остатков фауны, кроме переотложенных радиолярий. Тем не менее в составе терригенных флишюидов и песчаников горбушинской толщи есть и нижнемеловые слои,

Схема расчленения юрско-нижнемеловых отложений горбушинской свиты по радиоляриям.

Триасовая	Юрская					Меловая	Система
Верхний	Нижний		Верхний			Нижний	Отдел
Норийский	Плинсбах	Тоар	Келловей - оксфорд	Кимеридж	Титон	Берриас	Ярус
	P. l. - P. k	C. w. - H. cf. r.	R. d. - S. o.	P. a. - R. a.		D. s. - R. c.	Слой с фауной
Кремни	Кремни 13 м		Кремни 2 - 15 м	Глинистые кремни 5 - 7 м		Флишонды 35 м	

-----	<i>Parahsuum longiconicum</i>	
-----	<i>Jacus cf. sandspiniensis</i>	
-----	<i>Parahsuum simplum</i>	
-----	<i>Parahsuum cf. ovale</i>	
-----	<i>Trillus aff. elkhornensis</i>	
-----	<i>Praeconocaryomma immodica</i>	
-----	<i>Parahsuum kanyoense</i>	
-----	<i>Parvicingula aff. gigantocornis</i>	
-----	<i>Crubus wilsonensis</i>	
-----	<i>Paronaella cf. variabilis</i>	
-----	<i>Hsuum cf. rosebundense</i>	
-----	<i>Ristola dhimenaensis</i>	
-----	<i>Hsuum ex gr. maxwelli</i>	
-----	<i>Stylocapsa oblongula</i>	
-----	<i>Gueuxella nudata</i>	
-----	<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i>	
-----	<i>Podocapsa amphitreptera</i>	
-----	<i>Acaeniotype diaphragona</i>	
-----	<i>Ristola altissima</i>	
-----	<i>Triactoma echioides</i>	
-----	<i>Triactoma tithonianum</i>	
-----	<i>Emiluvia orea</i>	
-----	<i>Mirifusus mediodilatatus</i>	
-----	<i>Ditrabs sansalvadorensis</i>	
-----	<i>Pseudodictyomitra carpatica</i>	
-----	<i>Ristola cosmoconica</i>	
-----	<i>Sethocapsa pseudouterculus</i>	
-----	<i>Alievium helenae</i>	

на что указывают находки берриас-валанжинских флористических остатков *Alsophylites nipponensis* (Dishi) Krassilov.

Таким образом, юрско-нижнемеловые кремнисто-терригенные отложения горбушинской толщи в настоящее время могут быть расчленены

по радиоляриям на слой с фауной, которые достаточно уверенно прослеживаются в различных разрезах. Выявленные ассоциации радиолярий являются типичными для открытых морских и палеоокеанических бассейнов и имеют ярко выраженный тропический облик, что позволяет достаточно уверенно сопоставить выделенные

биостратиграфические подразделения с зонами различных схем юры - мела Средиземноморско-Альпийской области и Тихоокеанского пояса. Результаты проведенных исследований окончательно доказывают, что в пределах горбушинской толщи имеются значительные стратиграфические перерывы, охватывающие геттангский и синемюрский ярус, а также средний отдел юрской системы.

ЛИТЕРАТУРА

- Брагин Н.Ю.* Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР. 1988. 22 с.
- Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П.* Стратиграфия и структура опорного разреза горбушинской свиты мезозоя Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 23 - 34.
- Красилов В.А., Парняков В.П.* Рудоносная тетюхинская свита – олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 669 - 671.
- Aita Y.* Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily // Tohoku Univ. Sci. Rep. 1987. 2-nd ser. Geol. V. 58. N 1. P. 1 - 91.
- Baumgarther P.O.* A Middle Jurassic - Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of tethyan radiolarites // Eclogae Geol. Helv. 1984. V. 77. N 3. P. 729 - 837.
- Carter E.S., Cameron B.E.B., Smith P.L.* Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia // Geol. Surv. Canada. 1988. V. 31. Art. 3. Bull. 386. 109 p.
- Hori R., Yao A.* Parahsuum (Radiolaria) from the Lower Jurassic of the Inuyama Area, Central Japan // J. Geosci. Osaka City Univ. 1988. V. 31. Art. 3. P. 47 - 61.
- Pessagno E.A., Blome C.D., Longoria J.F.* A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of Western North America // Bull. Amer. Paleont. 1984. V. 87. N 320. P. 1 - 51.
- Pessagno E.A., Whalen P.A., Yeh K.-Y.* Jurassic Nassellariina (Radiolaria) from North American geologic terranes // Bull. Amer. Paleont. 1986. V. 91. N 326. P. 1 - 74.
- Sashida K.* Lower Jurassic multisegmented Nassellaria from the Itsukaichi area, western part of Tokyo Prefecture, Central Japan // Sci. Repts. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. Sec. B. 1988. V. 9. P. 1 - 27.



Эволюция биосферы

УДК 565.393:551.732.41.733.1

УТОЧНЕНИЕ НАЧАЛА ЭВСТАТИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ ЛЭНК РЭНЧ НА ГРАНИЦЕ КЕМБРИЯ И ОРДОВИКА

© 1993 г. С.В. Дубинина

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

Поступила в редакцию 25.03.92 г.

Как известно, в качестве границы кембрийской и ордовикской систем предлагается рубеж наиболее заметной перестройки в составе основных групп фаун – трилобитов и конодонтов, коррелируемый с основанием конодонтовой зоны *proavus* (Чугаева и др., 1989; Дубинина, 1990). Многие исследователи связывают фаунистические изменения на данном рубеже с глобальным эвстатическим событием, названным Д. Миллером (Miller, 1984) событием Лэнк Рэнч (ЛР)¹ (наиболее ярко оно выражено в разрезе Лэнк Рэнч центрального Техаса). Начало события ЛР или иначе – события *Aserogare* (Erdtmann, 1986) зафиксировано Д. Миллером и Б. Эртманом (Erdtmann, Miller, 1981) также в основании зоны *proavus*.

Одновременность проявления эвстатии отмечается 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 (Erdtmann, 1982; Fortey, 1984; Miller, 1984).

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 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 *intermedius* событие Лэнк Рэнч завершается: стабилизируется уровень моря, устанавливается низкоэнергетический режим осадконакопления (Miller, 1984).

В относительно глубоководных палеообстоянках континентального склона у западной окраины Североамериканского континента (разрезы центральной Невады) событие ЛР проявилось в изменении ритма и скорости осадконакопления и выражено, прежде всего, в различных соотношениях грубо- и тонкообломочного материала – брекчий и тонких турбидитов (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

¹ Следующие за Лэнк Рэнч эвстатическое событие Блэк Маунтин (Miller, 1984) или *Peltoscare* (Erdtmann, 1986) и событие *Seratopuge* (Erdtmann, 1986) в данной статье не рассматриваются.

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 свидетельствуют 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 Североамериканского континента. В период ЛР режимы осадконакопления на этих склонах 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 *primitivus* и *proavus*.

Еще один пример проявления события ЛР можно видеть в разрезах Скандинавии. Многие из них лишены осадков зоны *Aegocare*; тремадокские же отложения с несогласием перекрывают более древние отложения с *Peltura* (Erdtmann, 1982).

Для мелководных отложений Балтийско-Ладожского глинта установлен более сложный характер эвстатических колебаний уровня моря вблизи границы систем (Попов и др., 1989). Между тем, пик регрессии ЛР в этих разрезах приходится также на основание зоны *proavus*.

В разрезах Казахстана (Батырбай и Сарыкум) эвстатическое событие ЛР детально изучено В.Г. Жемчужниковым (1987). В батырбайском разрезе первое кратковременное обмеление бассейна до обстановки литорали фиксируется на отметке 107 - 107.5 м; второе – на отм. 126.5 м, которое, возможно, соответствует повторной регрессии, установленной Д. Миллером в мелководных карбонатных разрезах Североамериканской платформы в начале события ЛР, но не в подошве, а в кровле трилобитовой зоны *aropsis*.

В кремнисто-карбонатных фациях Северо-Западного Прибалхашья (разрез Сарыкум) отмечается однократность проявления эвстатии ЛР (Жемчужников, 1987).

Цель данного исследования – уточнение начала события ЛР – обращает наше внимание на разрез Батырбай Малого Каратау. Недавние детальные седиментологические исследования, проведенные В.Г. Жемчужниковым и Х. Куком (Cook *et al.*, 1989b, 1991), показали, что в раннем палеозое Малый Каратау представлял собой сложенную карбонатами подводную гору (Айша-Биби), изолированную от континентального массива. Батырбайский и соседний с ним Кыршабактинский разрезы располагались на северо-восточном краю этой горы. Очевидно, относительная маломощность эрозионных процессов на склонах подводной горы Айша-Биби (в отличие от таковых на континентальных склонах) и предопределила сохранность осадков (начальной) регрессивной фазы события ЛР в разрезе Батырбай.

Рассмотрим интервал 102 - 109 м батырбайского разреза (Жемчужников, 1987, рис. 1), соответствующий зоне *Cordylodus primitivus*. Глубоководные известняки (отм. 102 - 107 м) сменяются мелководными (отм. 107 - 107.5 м), то есть регрессию ЛР предваряет резкая кратковременная трансгрессия (Жемчужников, 1987). Однако стоит особо отметить “пик” трансгрессии (отм. 103.4 - 104 м – черные кальцисилтиты с микроградационной слоистостью) и “пик” регрессии (отм. 107 - 107.5 м – известняки с фенестральной текстурой – признак крайнего мелководья). Таким образом, в интервале разреза от 104.1 до 107.5 м мы уже имеем осадки регрессивной фазы события ЛР.

Теперь проанализируем конодонтовые сообщества времени *Cordylodus primitivus*. Оно связано с появлением в переходной (П) и холодноводной (Х) фаунистических областях (Dubinina, 1991) примитивных кордилодусов типа *C. primitivus* и *C. andresi*. Проникновение же этих видов в тепловодную (Т) область происходит немного позднее – со времени *proavus*.

Данные по разрезу Батырбай показывают, что время *primitivus* можно разделить на две фазы (Dubinina, 1991). В раннюю фазу, соответствующую накоплению осадков 102 - 104 м интервала разреза, в П области (Батырбай) примитивные кордилодусы сосуществуют с прото-, параконодонтами, *E.(E.) notchpeakensis*, и более редкими (чем в предыдущий период времени *alisonae*) *T.nakamurai* и *E.(E.) alisonae*. Аналоги конодонтовых сообществ Батырбая отмечаются для ранней фазы *primitivus* как в Т, так и в Х областях. В первой (тепловодной) области (Эпиконтинентальные моря Северной Америки, Северного Китая, Австралии) они практически ничем не отличаются от сообществ времени *alisonae*; холодноводные же сообщества Северо-Западной Европы претерпевают заметные изменения. В них доминирует *C. andresi*, дополненный прото-, параконодонтами и *E.(E.) notchpeakensis*.

К концу первой фазы типичный для П области E.(E.) alisonae вымирает (Батырбай). В синхронно переотложенных ассоциациях из тонких турбидитов батырбайского разреза исчезают, соответственно, редкие тепловодные элементы Proconodontus и E.(Cambrooistodus), что объясняется естественным процессом вымирания данных видов на мелководье. Этот факт дает основание полагать, что к концу ранней фазы primitivus вымирание тепловодных видов Proconodontus и E.(Cambrooistodus) происходило в Т области в целом. Возможно, оно, действительно, было связано с сильным похолоданием, приведшим к резкому падению уровня моря и, как следствие, – к перерывам в мелководных отложениях Северной Америки, Северного Китая, Австралии (Т область), Северной Эстонии (Х область). Подобные явления, несомненно, отвечают эвстатическому событию Лэнк Рэнч, начавшемуся, однако, не со времени proavus, как считал Д. Миллер (Miller, 1984), а с середины времени primitivus.

Сообщества второй фазы времени primitivus, соответствующей накоплению осадков регрессивной фазы события ЛР в интервале разреза 104.1 - 107.5 м, представлены кордилодусами, E.(E.) notchpeakensis, прото- и параконодонтами. Аналогов конodontовых сообществ батырбайского разреза не удастся сейчас обнаружить не только в мелководных бассейнах Т и Х областей, но и в проксимальных или более или менее дистальных частях океанических акваторий П области (Западный Ньюфаундленд) из-за перерывов в осадконакоплении на шельфах и интенсивности эрозионных процессов на континентальных склонах. Возможно, глубоководные обстановки Х области (Центральный Казахстан, Северо-Западный Китай) окажутся перспективными для поиска аналогичных сообществ.

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. 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, на котором можно было его установить, является разрез Батырбай и, наконец, 3) показывает, что перестройку в конodontовых и трилобитовых сообществах на границе систем (основание зоны proavus) можно рассматривать как непосредственное следствие этого события.

ЛИТЕРАТУРА

Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам // Автореф. канд. диссертации. М.: ГИН АН СССР. 1990. 25 с.

Жемчужников В.Г. Эвстатическое событие на границе кембрия и ордовика в Казахстане // Вестник АН Каз ССР. 1987. Т. 6. С. 78 - 82.

Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной обломовой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука., 1989. 222 с.

Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г. Батырбайский разрез Южного Казахстана – возможный стратотип границы кембрия и ордовика // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 84 - 106.

Cook H.E., Taylor M.E. Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lower Ordovician of Nevada // Soc. Econom. Paleontol. and Mineralog. Spec. Publ. 1977. N 25. P. 51 - 81.

Cook H.E., Egbert R.M. Late Cambrian-Early Ordovician Continental Margin Sedimentation, Central Nevada // Short Papers for the 2-nd Internat. Symp. Cambrian System. Open-File Report 81 - 743. 1981. P. 50 - 56.

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: 28th IGC. Field Trip Guidebook. 1989. V.125. P. 28 - 36.

Cook H.E., Taylor M.E., Zhemchuzhnikov V.G., Apollonov M.K., Ergaliev G.Kh., Dubinina S.V., Melnikova L.M., Sargaskaev Z.S., Zakharov A.V. Evolution of Early Paleozoic Carbonate Seamount, Maly Karatau Range, Southern Kazakhstan, USSR: New evidence for Early History of Kazakhstan // 28th Intern.Geol.Congress.Abstr. Washington. 1989. V. 1, 3. P. 322 - 324.

Cook H.E., Taylor M.E., Zhemchuzhnikov S.V., Apollonov M.K., Ergaliev G.Kh., Sargaskaev Zh.S., Dubinina S.V., Melnikova L. Comparison of two Early Paleozoic carbonate submarine fans – Western United States and Southern Kazakhstan, U.S.S.R. Paleozoic paleogeography of the Western United States – 11. Book 67. The Pacific Section Society Economic Paleontologists and Mineralogists. Los Angeles, California. U.S.A. 1991. P. 847 - 872.

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

Erdtmann B.D. Palaeobiogeography and environments of planktic dictyonemid graptolites during the Earliest Ordovician // In: Basset M. G., Dean W. T. The Cambrian-Ordovician boundary: Sections, Fossil Distributions, and Correlations Nat. Mus. Wales. Geol. Ser. 1982. N 3. P. 9 - 27.

Erdtmann B.D. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution // Lecture Notes in Earth Sciences. 1986. V. 8. P. 139 - 152.

Erdmann B.D., Miller J.F. Eustatic control of lithofacies and biofacies changes near the base of the Tremadocian // *Taylor M.E.* (ed.). Short Papers for the 2-nd Intern. Symp. Cambrian System Open File Rep. U.S.Geol.Surv.1981. Pap. 81 - 743. P. 78 - 81.

Fortey R.A. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications // *Bruton D.L.* (ed.). Aspects of the Ordovician System. Palaeontol. Contrib. Univ. Oslo. 1984. N 295. P. 37 - 50.

Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism // *Clark D.L.* (ed.). Conodont Biofacies and Provincialism. Geol. Soc. America. Sp. Paper 196. 1984. P. 43 - 68.

Stevens R.K., Stouge S. The Cambrian-Ordovician boundary and the possible choice of the stratotype in Newfoundland // *O'Driscoll C.F., Gibbon R.F.* (eds.). Current research. Dep. Mines and Energy. Mineral Devel. Division. Rep. 82. 1982. N 1. P. 22 - 29.



Эволюция биосферы

УДК 565.393:551.352+551.732.4(571.511)

СООБЩЕСТВА ТРИЛОБИТОВ И ФАЦИИ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1993 г. А. И. Варламов, К. Л. Пак

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский пр., д. 3, Россия

Поступила в редакцию 20.03.92 г.

В 1979 г. Кембрийская комиссия МСК в качестве биостратиграфического стандарта верхнего кембрия территории СССР приняла ярусное расчленение, разработанное на разрезах Южного Казахстана – аюсокканский, сакский и аксайский ярусы (Решения..., 1983). С тех пор названные ярусы фигурируют в большинстве схем стратиграфического расчленения верхнего кембрия Сибирской платформы. При корреляции разрезов Норильско-Хараулахского фациального региона с принятым стандартом серьезных проблем не возникает. Но корреляция этих ярусов с разрезами двух других фациальных регионов – Игаро-Котуйского и Турухано-Иркутского весьма дискуссионна, причем, расхождения в различных вариантах корреляции часто превышают объем яруса (Розова, 1964, 1968; Даченко и др., 1968; Решения..., 1983; Захаров, 1991).

Это обстоятельство вносит значительную путаницу в различные корреляционные построения и ставит под сомнение целесообразность использования южноказахстанских ярусов для расчленения верхнего кембрия Сибирской платформы.

В этой связи представляется чрезвычайно важным привлечение к решению данной проблемы новых методов или направлений исследований. В статье предпринята попытка выявления закономерных связей между таксономическим составом и разнообразием сообществ трилобитов, с одной стороны, и конкретными литофациями и фациальными поясами – с другой. Поскольку в северо-западной части Сибирской платформы разрезы всех выделенных для верхнего кембрия фациальных регионов сближены географически, мы сконцентрировали усилия на главных из них – разрезах рек Курейки, Кулюмбэ и Чопко.

Мы надеемся, что результаты проведенных исследований позволят хотя в какой-то мере правильнее прогнозировать распределение сообществ трилобитов на данной территории и по разрезу, будут способствовать воссозданию особен-

ностей развития позднекембрийских трилобитов и послужат косвенным критерием оценки корректности межрегиональных корреляций.

Биогеографическое районирование Сибирской платформы для позднекембрийской эпохи, проведенное на основе изучения сообществ трилобитов, было предложено А.В. Розовой, выделившей Хараулахскую, Игарскую и Курейскую провинции, в пределах которых существовали соответствующие ассоциации трилобитов (Розова, 1979). Границы этих биогеографических провинций были близки границам выделенных ранее фациальных регионов (Писарчик и др., 1967, 1975; Решения..., 1983). На рассматриваемой нами территории А.В. Розовой выделены норильское, игарское и курейское сообщества трилобитов, обитавшие в пределах Норильского, Игарского и Туруханского фациальных районов.

Принимая предложенное фациальное и биогеографическое районирование, подчеркнем, что изменение границ фациальных районов и биогеографических провинций проходило в течение всей позднекембрийской эпохи и было весьма существенным, поэтому районирование, проведенное в целом для отдела, носит условный характер.

Прежде чем приступить к рассмотрению литофаций и связанных с ними сообществ трилобитов, целесообразно остановиться на общих закономерностях осадконакопления в позднекембрийскую эпоху. Оговорим, что за основание верхнего кембрия нами принимается подошва зоны *Glyptagnostus reticulatus*, совпадающая с основанием чопкинской свиты в Норильском районе, и коррелируемая с основанием мадуйского горизонта, т.е. с верхними частями орактинской и устьпеляд-кинской свит Игарского и Туруханского районов.

К началу позднекембрийской эпохи на рассматриваемой территории сформировалась мелководная карбонатная платформа, занимавшая Туруханский и почти весь Игарский фациальные районы (рис.1). В северо-западном направлении

глубина морского бассейна возрастала, и на территории Норильского района существовали условия сравнительно глубоководного морского бассейна. В это время рельеф дна бассейна был наиболее расчлененным, и контраст литофаций был выражен наиболее ярко. По мере аккумуляции осадков в верхней части склона фронт карбонатной платформы проградировал на север, и к концу позднего кембрия карбонатная платформа охватывает всю рассматриваемую территорию.

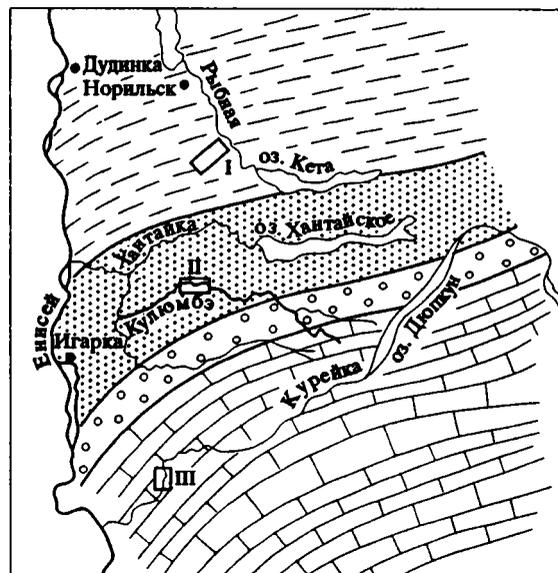
В шельфовой лагуне, характеризовавшейся незначительными (0 - 50 м) глубинами, низкой или умеренной гидродинамической активностью формировались полициклические осадки, представленные мадстоунами, биолитокластовыми вакстоунами и пакстоунами, оолитово-литокластовыми пакстоунами и грейнстоунами, пеллоидальными пакстоунами, водорослевыми известняками и различными доломитами.

В пределах фронтальной части карбонатной платформы, отличавшейся значительно более активной гидродинамикой, но примерно теми же глубинами, накапливались литокластовые и оолитовые грейнстоуны и пакстоуны и водорослевые биогермные известняки. Полициклический характер осадконакопления, вероятно, является основной причиной проградации фронта карбонатной платформы в север-северо-западном направлении, что создавало неблагоприятные условия для формирования рифовых систем.

Обстановка верхней части склона охватывала акваторию с глубинами от базиса действия нормальных волн до базиса действия штормовых волн, характеризовалась умеренной гидродинамической активностью, не считая моменты штормовых волнений. Основными литофациями этой зоны являются породы, слагающие известняково-мергельные ритмы, венчающиеся биотурбированными известняками, штормовые брекчии и другие темпеститы, редко встречаются подводно-оползневые конгломератобрекчии.

Северная часть рассматриваемой территории представляла собой в начале позднего кембрия глубоководный морской бассейн, простиравшийся на север и северо-восток, в котором на глубинах ниже базиса действия штормовых волн накапливались пелагические темноцветные тонкослоистые битуминозные известняки, часто с обильными спикулами губок, сменявшиеся в регрессивные моменты дистальными и медиальными известняковыми турбидитами, характерными для нижней части склона.

Эта латеральная фациальная зональность достаточно отчетливо устанавливается и в вертикальном направлении. Поскольку анализ фаций не является целью данной статьи, а служит базисом для биофациального анализа, мы ограничимся лишь одним примером – разрезом р. Чопко (рис. 2). Нижняя часть верхнего кембрия, пред-



1 — 2 — 3 — 4 — 5

Рис. 1. Палеофациальное районирование и местонахождение районов работ.

1 – фации нижнего склона и бассейна: темно-серые и черные мадстоуны, кальцисилиты и мергели, карбонатные турбидиты; 2 – фации верхнего склона: серые мадстоуны, пакстоуны, конгломератобрекчии, ракушняки; 3 – фации окраины карбонатной платформы: светлые пакстоуны, грейнстоуны, водорослевые баундстоуны, биокластовые грейнстоуны, 4 – фации шельфовой лагуны: светло-серые мадстоуны, вакстоуны, оолитовые грейнстоуны, пеллоидальные пакстоуны, желтые доломиты; 5 – местонахождение разрезов: I – р. Чопко, II – р. Кулумбэ, III – р. Курейка.

ставленная нижней подсвитой чопкинской свиты, соответствующей зонам *Glyptagnostus reticulatus*, *Erivanium sentum* и *Glyptagnostototes elegans* – *Irvingella perfecta*, формировалась в условиях глубоководного бассейна и нижней части склона карбонатной платформы. Средняя и верхняя подсвиты чопкинской свиты, отвечающие зоне *Tagenarella* и слоям с *Tukalandaspis egens*, образовались в верхней части склона карбонатной платформы.

Очень узкий стратиграфический интервал (низы тукаландинской свиты) соответствует фронтальной части карбонатной платформы, а большая часть тукаландинской свиты, охватывающая зоны *Ketyna* и *Dolgeuloma*, накапливалась в условиях шельфовой лагуны.

При выявлении связей между местонахождениями трилобитов и типами литофаций было установлено, что большинство находок остатков фауны трилобитов связано со следующими литофациями: 1) пелагическими микрозернистыми тонкослоистыми известняками, 2) биокластовыми и литокластовыми вакстоунами, пакстоунами, грейн-

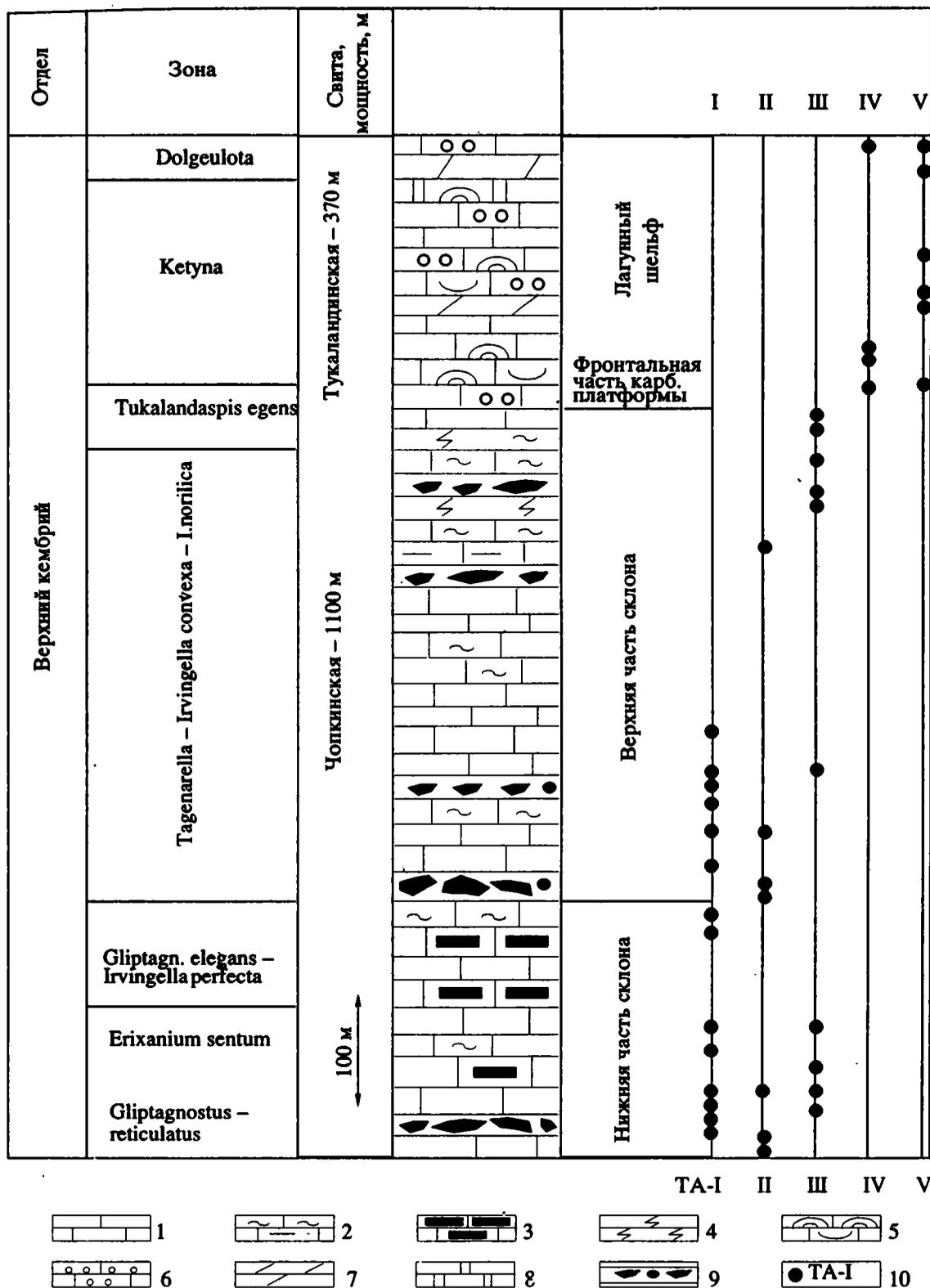


Рис. 2. Разрез верхнекембрийских отложений по р. Чопко и распределение в нем тафономических ассоциаций трилобитов.

1 – темные микрозернистые бассейновые мадстоуны; 2 – серые и зеленовато-серые кальцисилтиты и мергели; 3 – серые мадстоуны, биокластовые и литокластовые вакстоуны-пакстоуны; 4 – серые, светло-серые биотурбированные известняки; 5 – водорослевые баундстоуны, трилобитово-брахиоподовые ракушняки; 6 – оолитоволитокластовые грейнстоуны; 7 – доломитовые мергели; 8 – доломиты; 9 – карбонатные конгломераты; 10 – тафономические ассоциации трилобитов (I – V) и их положение в разрезе.

стоунами, переотложенными гравитационными потоками, 3) детритовыми известняками (биокластовыми, реже и литокластовыми вакстоунами - пакстоунами), образованными штормами, 4) литокластово-оолитовыми грейнстоунами с различным содержанием биокластического материала и 5) водорослевыми биогермными известняками.

Из приведенного перечня литофаций видно, что прижизненное захоронение трилобитов связано только с первой и последней литофациями, тогда как находки трилобитов, приуроченные к литофациям 2 - 4, характеризовались различной степенью транспортировки и смешивания. Поэтому в дальнейшем комплексы трилобитов, связанные с теми или иными литофациями, мы будем называть тафономическими ассоциациями (ТА).

Пелагические известняки (рис. 3а), с которыми связаны трилобиты первой ТА, характеризуются черным, темно-серым, зелено-серым цветом окраски, тонкой параллельной слоистостью, тонкоплитчатой или листоватой отдельностью, различной степенью обогащенности органическим веществом и глинистым материалом. Следы транспортировки материала практически отсутствуют, раковинный детрит тоже. Трилобиты, присутствующие в этой литофации, отличаются великолепной сохранностью, часто находятся целые экземпляры, на поверхностях напластования наблюдаются следы ползания трилобитов, количество экземпляров, как правило, небольшое. Таксономическое разнообразие также не столь велико, обычно - это представители надсемейства Agnostidae и семейств Olenidae и Komaspidae; число таксонов - не больше 5 - 10 родов или видов, зато большинство их являются космополитными. Например, первая тафономическая ассоциация, стратиграфически приуроченная к зоне *Irvingella perfecta* - *Glyptagnostotes elegans* содержит кроме зональных видов *Olenaspella aff. borealica* (Lerm.), *Pseudagnostus securiger* (Lake), *P. idalis* Öpik.

Состав трилобитов этой же ТА на уровне зоны *Tagenarella* содержит виды *Parabolinella ?fortunata* Laz., *Pseudagnostus aff. parvus* Sherg.

Биокластово-литокластовые вакстоуны, залегающие в виде глыб и галек гравитационных конгломератобрекчий (рис. 3б, рис. 4а), характеризуются, как минимум, двукратным переотложением и определенной сортировкой. Здесь практически не встречаются ни полные экземпляры, ни полные головные щиты, а остатки трилобитов второй ТА представлены различной степенью сохранности кранидиями и пigidиями. Таксономический состав трилобитов здесь значительно более разнообразен. Например, в основании зоны *Tagenarella* из различных глыб пласта подводно-оползневой конгломератобрекчии нами собраны следующие виды: *Irvingella perfecta* N.Tchern., *Onchonotellus trisulcatus* Ivshin, *Convexocephalus granularis* Varl., *Proceratoryge captiosa* Laz., *Entsyna anti-*

qua Varl., *Pterocephalia sp.indet.*, *Tchopkina spinosa* Varl., *Tchopkina tchopkinica* Varl.et Rosova, *Eoacidaspis amplicauda* Laz., *Sigmocheilus aphles* Varl., *Pseudagnostus aff.mortensis* Sherg., *Heilocephalus sp.* и многие другие.

Аналогичное разнообразие видового состава наблюдается и в других пластах подобного типа зоны *Tagenarella* и зоны *Glyptagnostus reticulatus*, в которых распространены идентичные литофации.

Детритовые известняки, переотложенные, главным образом, в результате штормов, с которыми связана третья ТА, характеризуются большим сходством по количеству видов и таксономи-

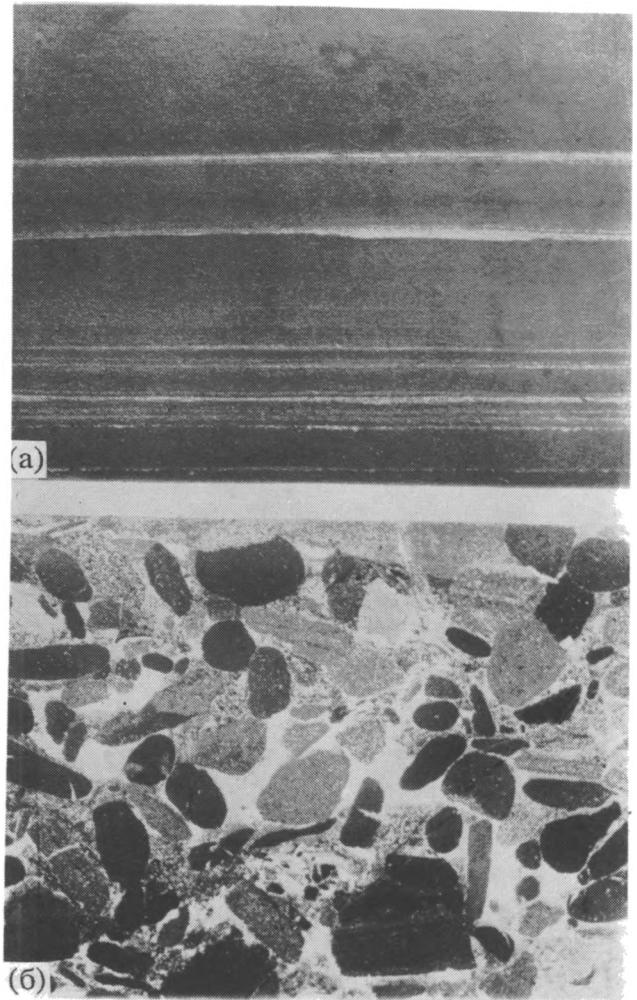


Рис. 3. а. Пелагический микрозернистый известняк с тончайшими прослоями калцисилтитов, раковинный детрит отсутствует. Вмещающая порода тафономической ассоциации I; шифр, × 8, чопкинская свита, р. Чопко.

б. Литокластовый грейнстоун из глыбы подводно-оползневой конгломератобрекчии. Вмещающая порода одной из разновидностей тафономической ассоциации II, обломки трилобитов весьма редки; шифр, × 8, чопкинская свита, р. Чопко.

ческому составу трилобитов со второй тафономической ассоциацией, но отличается худшей сохранностью палеонтологических остатков. Здесь нередко наблюдаются случаи, когда детритовый материал на 50 и более процентов неопределим.

Литокластовые и оолитовые грейнстоуны, содержащие трилобиты четвертой ТА (рис. 4б), несущие признаки крайнего мелководья и содержащие то или иное количество детритового материала, характеризуются незначительным количеством видов трилобитов – не более 5, обычно 1 - 3. Степень сохранности может быть различной – от практически неопределимых остатков до крацидиев и пигидиев хорошей сохранности, но целые экземпляры в этой литофации нами не найдены.

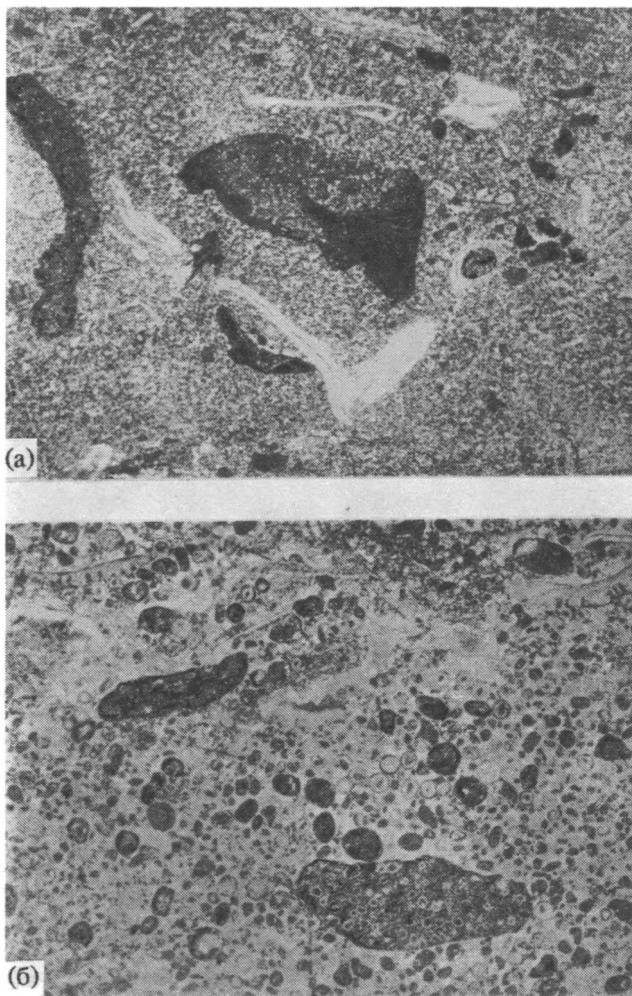


Рис. 4. а. Биолитокластовый вакстоун с обломками трилобитов и брахиопод, разновидность породы, связанной с тафономической ассоциацией II; шлиф, $\times 10$, чопкинская свита, р. Чопко.

б. Литокластово-оолитовый грейнстоун с обильными обломками трилобитов и брахиопод; вмещающая порода тафономической ассоциации IV; шлиф, $\times 8$, тукаландинская свита, р. Чопко.

Водорослевые биогермы, с которыми связана пятая ТА, сложены не только остатками водорослей, но преимущественно – известняковым илом, что свидетельствует о весьма низкой гидродинамической активности и характеризуются весьма бедным видовым составом, хорошей сохранностью трилобитов, среди которых попадаются и целые экземпляры. Примечательно, что трилобиты в биогермах имеют самую различную ориентировку, вероятно, прижизненную, но в межбиогермном пространстве они практически отсутствуют.

Понятно, что нами охарактеризованы только основные литофации, с которыми связаны скопления трилобитов, но именно они наиболее широко распространены в рассмотренных разрезах, и подавляющее большинство находок трилобитов, на основе которых разработаны схемы биостратиграфического расчленения, приурочено к рассмотренным литофациям. Следует подчеркнуть, что структурно-текстурные характеристики этих литофаций и качественный и количественный состав комплексов трилобитов могут варьировать в определенных пределах, но основные из перечисленных особенностей сохраняются с удивительным постоянством.

С целью выяснения закономерностей пространственного распределения тафономических ассоциаций трилобитов мы нанесли на составленный нами схематический фациальный профиль, построенный на основе изучения верхнекембрийских отложений по разрезам рек Курейки, Кулюмбэ и Чопко, тафономические ассоциации, зафиксированные в этих пересечениях (рис. 5). Из рисунка видно, что первая и вторая ТА приурочены к бассейновым и нижнесклоновым отложениям, реже встречаются в верхнесклоновых, третья ТА чаще всего встречается в верхнесклоновых отложениях, реже – в нижнесклоновых, четвертая и пятая ТА приурочены к собственно карбонатной платформе, как к фронтальной, так и к лагунно-шельфовой ее частям.

Изложенные материалы послужили основой для следующих выводов:

1. Северо-западная часть Сибирской платформы в позднем кембрии представляла собой мелководную карбонатную платформу, выклинивающуюся в север-северо-западном направлении, в сторону открытого моря сравнительно глубоководного бассейна. Фронтальная часть карбонатной платформы, располагающаяся в начале позднего кембрия на широте г. Игарки, в результате проградации сместилась к концу позднего кембрия на широту г. Норильска, т.е. не менее чем на 150 - 200 км к северу (рис. 1, 5).

2. Качественный состав комплексов трилобитов I, II и III ТА, включающий обычно не менее 15 - 30 видов, практически не имеет общих таксо-

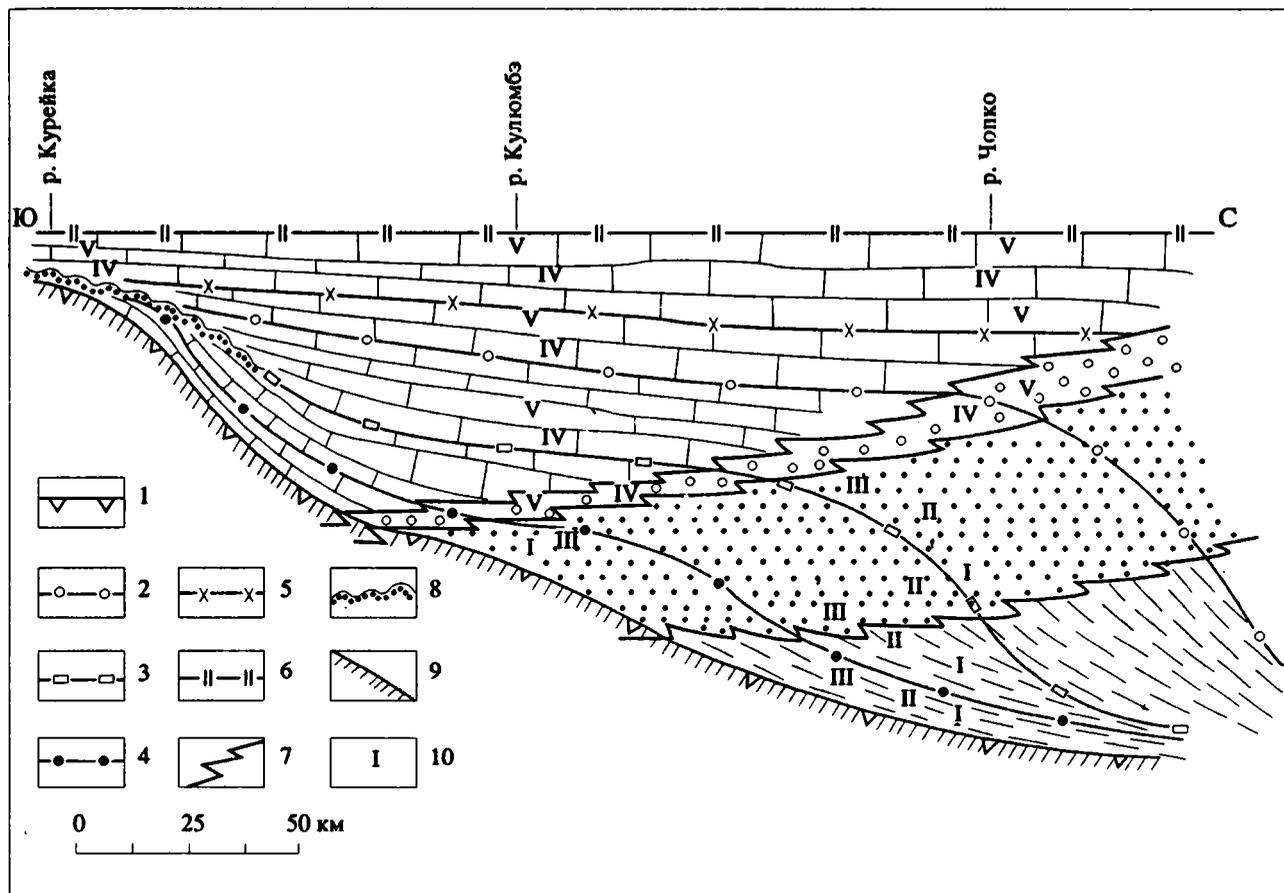


Рис. 5. Палеофациальный профиль верхнекембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы и положение в нем тафономических ассоциаций трилобитов.

1 - 6 - границы биостратиграфических подразделений: 1 - подошва мадуйского горизонта (р. Кулюмбэ) и зоны *Gluyriagnostus reticulatus* (р. Чопко); 2 - подошва энцийского горизонта (р. Кулюмбэ) и слоев с *Erixanum sentit* (р. Чопко); 3 - подошва юракийского горизонта (р. Кулюмбэ) и зоны *Tagenarella* (р. Чопко); 4 - подошва кетыйского горизонта (р.р. Кулюмбэ и Чопко); 5 - подошва мансийского горизонта (рр. Кулюмбэ, Чопко), 6 - подошва ныйского горизонта (рр. Курейка, Кулюмбэ, Чопко); 7 - фациальные границы; 8 - поверхность стратиграфического несогласия; 9 - среднекембрийские отложения; 10 - тафономические ассоциации трилобитов (I - V). Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2.

нов с IV и V одновозрастными ТА, содержащими не более 5 - 8 видов.

3. Об эволюционной смене комплексов трилобитов в разрезах можно уверенно говорить только в тех случаях, когда изменение это наблюдается в пределах одной и той же тафономической ассоциации. Если же вертикальная смена комплексов трилобитов сопровождается и сменой тафономической ассоциации, в этих случаях возможной причиной изменения таксономического состава может быть не эволюция, а миграция.

4. Анализ смены комплексов трилобитов по разрезу и связь этих рубежей с седиментационной цикличностью свидетельствуют о том, что большинство биостратиграфических границ приурочено к основаниям седиментационных циклов, совпадающих с началами трансгрессий. Реже биостратиграфические границы совпадают с на-

чалом регрессивных фаз седиментационных циклов (рис. 2). Вероятно, существует закономерная связь между эпохами седиментогенеза и качественным обновлением комплексов трилобитов.

ЛИТЕРАТУРА

Даценко В.А., Журавлева И.Т., Лазаренко Н.П. и др. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Л.: Наука. 1968. 213 с.

Захаров А.В. Проблема границы аюсокканского и сакского ярусов в Котуйско-Игарском фациорегione Сибирской платформы // Палеонтология и корреляция разнопровинциальных и полифациальных отложений. Тез. докл. 38 сессии ВПО. Новосибирск: ИГ СО АН СССР. 1991. С. 54.

Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Информ. сообщение ВСЕГЕИ, ОНТИ ВИЭМС, Сер. Геол. месторождений полезных ископаемых, региональная геология, 1967. № 13. 36 с.

Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. 1975. Л.: Недра. 195 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1. Новосибирск: СНИИГТ и МС. 1983. 215 с.

Розова А.В. Биостратиграфия и описание трилобитов среднего и верхнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука. 1964. 146 с.

Розова А.В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука. 1968. 195 с.

Розова А.В. Биогеография Сибирской платформы в позднем кембрии и раннем ордовике (по трилобитам) // Среда и жизнь в геологическом прошлом (вопросы эко-стратиграфии). Новосибирск: Наука. 1979. С. 87 - 99.

УДК (092):55

СТИЛЬ РАБОТЫ В. П. МАСЛОВА¹ (к столетию со дня рождения)

© 1993 г. Б. В. Поярков

Ярославский педагогический институт, 150000 Ярославль, Россия

Поступила в редакцию 20.02.92 г.

“Научное знание есть единая форма духовной культуры, общая для всего человечества, не зависящая в своей основе от исторического или географического места и времени”

(В.И. Вернадский, 1988, с. 308)

Я думаю, что феномен науки мог возникнуть только в силу того, что выдающиеся открытия научной мысли цементировались в единое целое совершенно особым, своеобразным стилем работы многих ученых. На этот стиль, который был присущ многим, работавшим в Геологическом институте АН СССР, – в том числе и Владимиру Петровичу Маслову – мне хотелось обратить внимание. Надеюсь, что эти заметки помогут осознать особый, присущий ему стиль работы.

Мне везло в жизни на встречи с интересными людьми, но в их ряду Владимир Петрович, удивительный человек, занимает совершенно особое место. Впервые я узнал имя Владимира Петровича Маслова в 1953 г., когда поступил в аспирантуру Ленинградского университета и начал заниматься фораминиферами среднего палеозоя. Тогда я с большим трудом достал 1-ое издание его “Атласа породообразующих организмов”, который произвел неизгладимое впечатление широтой информации и простотой ее изложения. Поэтому, когда шесть лет спустя, я написал свой первый отчет о результатах изучения девонских харофитов Тянь-Шаня, мне захотелось послать его на рецензию именно Владимиру Петровичу. Дело в том, что в те годы умбелл относили к фораминиферам. Я же пришел к выводу, что умбеллы – это своеобразные харовые водоросли. Так ли это, прав ли я в своем противостоянии общепринятому мнению, мог решить, как я думал, только Владимир Петрович.

Экземпляр отчета ушел к нему. Через месяц я получил его обратно с очень доброжелательной и хорошей рецензией, в которой были поддержаны все мои выводы, а отдельно письмо – в нем лежала кипа листочков с замечаниями, в основном по терминологии. В письме была и лестная оценка сделанного мной: В.П. Маслов писал, что после некоторой доработки моя работа может стать

кандидатской диссертацией. К тому времени я уже был кандидатом, и вопрос о диссертации отпал, но завязалась переписка, а потом и личное знакомство в стенах ГИНа. ГИН тех времен был удивительным учреждением, которое воспринималось по-особенному – ведь в нем одновременно работали такие замечательные личности, как В.П. Маслов, Д.М. Раузер-Черноусова, В.В. Меннер, Н.С. Шатский.

И вот состоялся первый просмотр шлифов с Владимиром Петровичем. Он мне запомнился следующим разговором: “А не кажется ли Вам, Будимир Владимирович, что если ориентировать сечение вот так, то оно будет выглядеть естественно?” Переворачиваю шлиф на 180 градусов. И действительно начинаю видеть удивительные вещи, под аккомпанемент разъяснений Владимира Петровича – “Вверху Вы увидите апикальную крышечку, а внизу базальную пластину, базальную пору, базальные утолщения”. В этой связи я хотел бы обратить внимание на два момента в мимолетной сценке между Мастером и молодым, совершенно зеленым исследователем.

Во-первых, это наивысшая степень деликатности старшего коллеги в своем обращении с молодым: “Не кажется ли Вам, что...”. Такой стиль обращения западает в душу навсегда. Потом я встретил такой же стиль у В.В. Меннера. Он сильно контрастировал с бытующей в те годы манерой критики. И благодаря В.П. Маслову, Д.М. Раузер-Черноусовой и В.В. Меннеру этот стиль для меня воспринимался как стиль общения в ГИНе в те годы.

Во-вторых, это умение В.П. Маслова подмечать малейшие детали строения, мастерски пользоваться ими для своих реконструкций. Эта черта восхищала меня. Конечно, для этого необходимо не только великолепное знание мировой литературы, но и еще многое другое. И главное, исходя из общего, знать, что надо искать в частном.

Мне весьма нравилось работать с монографиями В.П. Маслова “Ископаемые известковые водоросли” и “Багряные водоросли”. Описания в

¹ В основу текста положено выступление 21 мая 1991 г. на заседании МОИП, ГИН АН СССР и Совета “Проблемы палеобиологии и эволюции органического мира”, посвященное столетию со дня рождения В.П. Маслова.

них сильно отличались от внедряемого канонического порядка описания видов, а рисунки, сопровождавшие текст, помогали вникнуть в его смысл, органически сливаясь с ним. Мне нравилось вникать в смысл написанного, размышляя, почему написано именно так и отдаваясь очарованию слитности текста и рисунков, великолепно сделанных самим В.П. Масловым. Это была живая мысль, идущая к тебе со страниц его работ. И в ней слит был анализ и синтез.

Как-то узнав, что я собираюсь поехать во Львов, В.П. Маслов обратил мое внимание на плиты, которыми выложены во Львове улицы и лестницы. “Это богатейшая коллекция багрянок, которая многое мне открыла и многому научила”. Я был несколько шокирован – черпать материал для научной работы, для монографий, на улицах и мостовых! Потом, присмотревшись к каменным плитам, я понял правоту слов Владимира Петровича. Это действительно богатейший по обилию и разнообразию материал, отшлифованный не на станке, а сотнями тысяч ног. Он в самом деле давал богатейшую пищу для размышлений. Ни одна коллекция, собранная руками исследователя, не могла сравниться с ним.

Следующий момент, о котором я хочу рассказать, связан с моей работой над систематикой фораминифер. Для ряда форм я никак не мог для себя решить вопрос – кому они принадлежат: водорослям или фораминиферам. Морфология, сколь детально я ее ни изучал, не давала однозначного ответа. Тогда я обратился к В.П. Маслову: “Как быть?” Он ответил: “Посмотрите на вопрос шире. Если морфология не дает однозначного ответа, обратите внимание на особенности встречаемости интересующих Вас форм – с кем они чаще встречаются: с заведомыми водорослями или фораминиферами. Подойдите к решению вопроса через фациальную приуроченность, найдите его место в целостной картине прошлого”. Это действительно помогло. И не только в том конкретном случае. Такая разноплановость, разномастность в исследованиях была присуща стилю работы В.П. Маслова. Нам еще предстоит оценить эту сторону его трудов. Свой подход, свой опыт, свое видение изучаемого Владимир Петрович передавал ненавязчиво, мимолетными замечаниями и пожеланиями. От этого они запоминались крепче.

Еще на одну особенность стиля работы В.П. Маслова я обратил внимание несколько позднее, когда из печати вышел водорослевый том “Основ палеонтологии” и 2-ое издание “Атласа породообразующих организмов”. В этих работах его перу принадлежат не только очерки о тех группах ископаемых организмов, знатоком которых он бесспорно был, но и те разделы, которые посвящены наименее изученным и “трудным” группам окаменелостей. Это давало представление о широте интеллекта Владимира Пет-

ровича, подчеркивая энциклопедичность и глубину его знаний. А он просто говорил: “Не нашлось специалиста, пришлось мне самому написать”. Сейчас я вижу в этом особое стремление В.П. Маслова к целостной картине того явления природы, которое он описывал, будь то ископаемые водоросли или породообразующие организмы.

Мне посчастливилось участвовать в двух коллективных сводках, работой над которыми он руководил и душой которых он был. Это “Ископаемые харовые водоросли” и 2-ое издание “Атласа породообразующих организмов”. Во время работы вместе с ним, мне открылись еще несколько граней этого удивительного человека. Во-первых, капитальность его подготовки к коллективной работе. Перед коллективной работой “Ископаемые харовые водоросли СССР” он специально выпустил “Введение в изучение ископаемых харовых водорослей”, как бы создав методологическую базу для совместных трудов. Второе, это огромное уважение к будущим читателям. Он добивался при работе с нашими текстами полной ясности и удобства для читателей, особенно обращая внимание на составление таблиц и объяснений к рисункам и фотографиям. Общий настрой в науке тех времен ориентировал на важность открытия нового, образно говоря, на “езду в неизвестное”. В этом виделась главная цель науки. В подходе к редактированию у Владимира Петровича чувствовалась несколько иная расстановка акцентов; которая, по крайней мере для меня, стала ясна позднее. Получение нового знания – это не конечный результат исследования, а всего лишь промежуточное средство построения нового действия, новой деятельности. Впервые я это почувствовал при общении с Владимиром Петровичем, хотя осознал и смог выразить словами значительно позднее.

У меня всегда было ощущение, что В.П. Маслов относится к тем, кто бережно хранит традиции, что общаясь с ним, я соприкасаюсь со своими предшественниками. Сейчас же могу сказать, что в стиле мышления, в своем подходе, в умении органично сочетать глубокий анализ и блестящий синтез В.П. Маслов во многом опережал свое время. Не всегда это понималось окружающими. Но в ответ не было ни слова критики, а только милая добрая улыбка, которая как бы говорила: “придет время, и Вы поймете смысл моих действий”. Никогда я не слышал от В.П. Маслова ни о междисциплинарном синтезе, ни о деятельностном подходе, но, вспоминая наши краткие и несчастные встречи, невольно приходишь к мысли, что общение с ним подготовило меня к восприятию этих подходов. От наших встреч в душе оставалось что-то большое и светлое. Может быть потому, что стремление к трем ценностям, существующим в мире, – истине, доброте и красоте, – были присущи всей деятельности и жизни Владимира Петровича. Спасибо ему.

Сдано в набор 17.12.92 г.

Подписано к печати 19.02.93 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отг. 4.8 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

Бум. л. 7.0

Тираж 338 экз.

Зак. 4022

Цена 15 р. 00 к.

15 р. 00к.
Индекс 73390

ISSN 0869-592X Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, том 1, №2