

Том 5, Номер 1

Январь - Февраль 1997

ISSN 0869-592X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов



МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 5 № 1 1997 Январь–Февраль

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. Бибикова,
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,
В. А. Захаров, Д. Кальо, Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко,
Ю. Ремане, А. Ю. Розанов, Б. А. Соколов, Сунь Вейго, В. Е. Хаин,
К. Чинзей, Н. М. Чумаков

Зав. редакцией Т. В. Тришкина

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

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Том 5, номер 1, 1997

Основатель школы русских геологов (к 150-летию со дня рождения А.П. Карпинского – первого избранного президента Российской Академии наук)	3
Второй Гваделупский симпозиум по стратиграфии перми и его итоги <i>Э. Я. Левен, Т. Б. Леонова, Г. В. Котляр</i>	8
О пограничных отложениях перми и триаса северной и восточной окраин Сибирской платформы <i>Г. Н. Садовников, Э. Ф. Орлова</i>	14
Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? <i>А. Ю. Розанов, М. А. Семихатов, Б. С. Соколов, М. А. Федонкин, В. В. Хоментовский</i>	21
Среднеюрские бассейны Восточного Средиземноморья и их микробиота (фораминиферы, остракоды) <i>К. И. Кузнецова, М. Р. Доброва</i>	32
Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) <i>И. И. Сей, Е. Д. Калачева</i>	42
Континентальный мел Северо-Востока Азии и Аляски: сравнение флор и палеоклимата <i>А. Б. Герман, Р. Э. Спайсер</i>	60
Закономерности развития региональных фаун правильных археоциат <i>Е. Б. Наймарк, А. Ю. Розанов</i>	67
К вопросу о стратиграфическом объеме и возрасте капкатасской серии (нижний кембрий) Северного Тянь-Шаня <i>А. В. Миколайчук, А. М. Мембетов, П. П. Мисюс</i>	79
Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) по изотопным данным <i>В. Н. Волков, Ю. В. Гольцман, М. М. Аракелянц, Г. Т. Таджикибаев, Д. З. Журавлев</i>	86

ХРОНИКА

Международный симпозиум “Проблемы эволюции пермской морской биоты” и задачи изучения разрезов пермской системы стратотипического региона <i>Б. И. Чувашов, М. Ф. Богословская, Т. А. Грунт, Н. К. Есаулова, Г. П. Канев, Т. Б. Леонова, В. А. Чермных</i>	105
Авторский указатель тома 4, 1996 г.	109

Contents

Vol. 5, No. 1, 1997

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

The Founder of the School of Russian Geologists. On the Occasion of the 150th Anniversary of A.P. Karpinskii, the First Elected President of the Russian Academy of Sciences	3
The Second Quandalupian Symposium and Problems of the Permian Stratigraphy <i>E. Ya. Leven, T. B. Leonova, and G. V. Kotlyar</i>	8
Permian-Triassic Boundary Deposits in the Eastern Siberian Platform Framing <i>G. N. Sadovnikov and E. F. Orlova</i>	14
Decision on the Precambrian-Cambrian Boundary Stratotype: A Breakthrough or Misleading Action? <i>Yu. A. Rozanov, M. A. Semikhatov, B. S. Sokolov, M. A. Fedonkin, and V. V. Khomentovskii</i>	21
Middle Jurassic Basins of the Eastern Mediterranean and Their Microbiota (Foraminifers and Ostracodes) <i>K. I. Kuznetsova and M. R. Dobrova</i>	32
Jurassic-Cretaceous Boundary in the Boreal Realm (Biostratigraphy and Boreal-Tethyan Correlation) <i>I. I. Sei and E. D. Kalacheva</i>	42
The Continental Cretaceous Deposits in Northeastern Asia and Alaska: A Comparison of Floras and Paleoclimates <i>A. B. Herman and R. A. Spicer</i>	60
Trends in Evolution of Regional Faunas of Regular Archaeocyathids <i>E. B. Naimark and A. Yu. Rozanov</i>	67
On the Volume and Age of the Kapkatas Group of Northern Tien Shan <i>A. V. Mikolaichuk, A. M. Membetov, and P. P. Misyus</i>	79
Radiometric Age of Hyperacidic Volcanism in Late-Orogenic Troughs of the Chatkal-Kurama Zone, Central Tien Shan <i>V. N. Volkov, Yu. V. Goltsman, M. M. Arakelyants, G. T. Tadzhibaev, and D. Z. Zhuravlev</i>	86

CHRONICLE

International Symposium "Evolution of Permian Marine Biota" and Problems of the Permian Sections of Type Region <i>B. I. Chuvashov, M. F. Bogoslovskaya, T. A. Grunt, N. K. Esaulova, G. P. Kanev, T. B. Leonova, and V. A. Chermnykh</i>	105
Author Index to Volume 4, 1996	109

Сдано в набор 26.09.96 г.

Подписано к печати 25.11.96 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 4.7 тыс.

Уч.-изд. л. 15.0

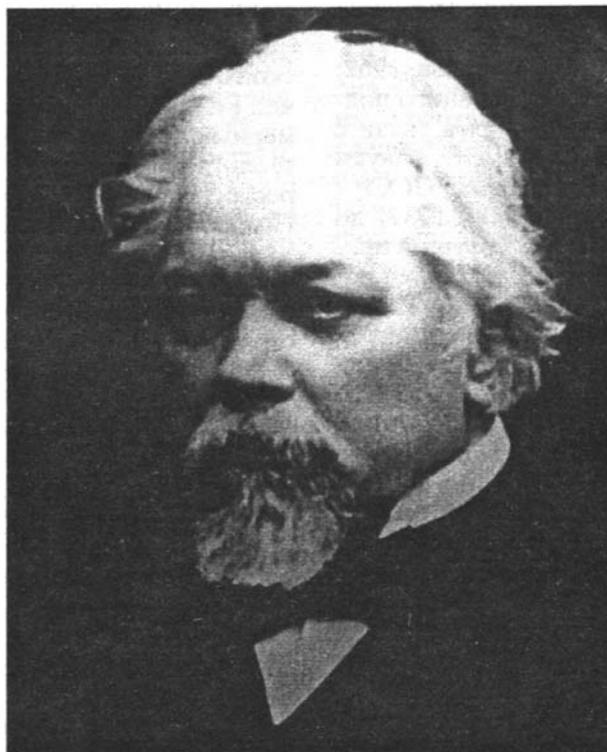
Бум. л. 7.0

Тираж 323 экз.

Зак. 1061

УДК (092):55

ОСНОВАТЕЛЬ ШКОЛЫ РУССКИХ ГЕОЛОГОВ (к 150-летию со дня рождения А.П. Карпинского – первого избранного президента Российской Академии наук)



Александр Петрович Карпинский родился 26 декабря 1846 года (7 января 1847 г. по новому стилю) в рудничном поселке при Богословском заводе Верхотурского уезда на Урале, ныне это город Карпинск. Он происходил из семьи потомственных горных инженеров. Его дед и отец окончили Горный кадетский корпус в Санкт-Петербурге – в то время полувоенное учебное заведение закрытого типа. По семейной традиции, в 12-летнем возрасте (1858 г.) в Институт корпуса горных инженеров поступил и А.П. Карпинский, окончив его с малой золотой медалью в июне 1866 года с чином поручика и званием горного инженера. С этого же года институт стал именоваться просто как Санкт-Петербургский горный институт. Институт имел длительную предысторию, давал широкое и очень разностороннее образование, имел превосходный профессорский состав и относился к числу самых лучших высших учебных заведений России.

Фамильные традиции старого горняцкого уральского рода Карпинских, казалось, заранее определяли дальнейшее направление деятельности Александра Петровича и он, действительно, около полутора лет проработал на уральских горных промыслах и месторождениях. Однако его судьба сложилась совсем по-другому. Уже по прошествии короткого времени он вновь оказался в Горном институте, теперь в качестве адъюнкта, готовившегося к профессорской деятельности. С этого времени (январь 1868 г.) началась и никогда не прерывалась его необычайно напряженная и разносторонняя научная, педагогическая, инженерно-геологическая, организационная и общественная деятельность, изумлявшая современников своей продуктивностью и чисто ломоносовской общевникательностью во всех областях, с которыми А.П. Карпинский соприкасался, даже, казалось бы, далеких от его непосредственных научных интересов.

В истории развития российской геологии, геологического образования, а затем возрождения и развития Российской Академии наук, он занимает совершенно особое место. И то, и другое направление в его многолетней деятельности нашло широкое отражение в отечественной и мировой литературе, в публицистике, в различных изданиях, связанных с жизнью и историей самой Академии, историей развития геологической службы страны, раскинувшейся на пространстве двух континентов. Может показаться только странным, что кроме нескольких популярных работ (Б.Л. Личков, 1946; О.А. Баян, 1955; Я.М. Черноусов, 1962; Я.Н. Кумок, 1978) и особого мемориального подбора статей и выступлений, изданных в связи с кончиной великого ученого и организатора науки (специальный выпуск “Вестника АН СССР”, 1936, № 7 и сборник “А.П. Карпинский”, 1937), до сих пор появился только один труд, могущий претендовать на достаточно полную научную биографию А.П. Карпинского (С.И. Романовский, 1981). Объяснить это обстоятельство я могу только тем, что из множества опубликованных, преимущественно небольших по объему статей (их более 500), около сотни из них имели столь полную завершенность и оригинальную идейную насыщенность, что они моментально входили в самый широкий научный обиход, становясь как бы общим достоянием, не требовавшим особого монографического анализа или комментаторского труда. Немалую роль сыграла и профессорская деятельность А.П. Карпинского в Горном институте, начавшаяся в 22 года и продолжавшаяся 30 лет. Ненавязчивая демократичная манера изложения взглядов Учителя, всегда основывавшихся на глубокой разработке фактических наблюдений опытейшего геолога, воспринималась как знание в его наиболее совершенной форме. Идейный багаж воспитателя становился идейным багажом и воспитанников, избравших в дальнейшем свои пути в науке. Таковыми из них были будущие члены Российской Академии наук: Ф.Н. Чернышев, В.А. Обручев, Е.С. Федоров, А.А. Борисяк, Н.Н. Яковлев, а позднее – Д.В. Наливкин и многие другие.

Огромную роль в геологическом изучении страны и, вместе с тем, в практической подготовке кадров геологов сыграло создание в России Геологического комитета в 1882 г. (ныне это Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского – ВСЕГЕИ). Фактически, важнейшее государственное геологическое учреждение России создавалось по инициативе геологов – профессоров Горного института и Санкт-Петербургского университета, имевших прямое отношение к Академии наук. Возглавил новое учреждение один из учителей А.П. Карпинского 80-летний академик Г.П. Гельмерсен – автор первой “Генеральной карты горных форма-

ций Европейской России”, но подлинной его душой был А.П. Карпинский, вскоре (с 1884 г.) занявший директорский пост и официально руководивший Геологомом более 20 лет. По существу же он не прерывал с ним связь на протяжении всей жизни, оставаясь почетным директором до 1936 г. Замечательно, что на двери его огромного научного кабинета в петербургском здании Геолокома – ВСЕГЕИ и по сей день располагается скромная табличка “А.П. Карпинский”.

Превосходно знавший полустолетний опыт геологических служб стран Европы (Великобританской с 1832 г.), А.П. Карпинский главнейшей задачей Геолокома в России ставил проведение планомерных геолого-съёмочных работ и вообще геологической картографии как исходной базы ресурсного обеспечения экономики государства. При этом он с предельной ясностью определял этот род деятельности геологов, как разностороннюю научно-исследовательскую работу, требующую основательных знаний в таких областях, как стратиграфия и палеонтология, петрография изверженных и осадочных пород, общая геология и тектоника, полезные ископаемые. Такой подход на многие годы стал основным стилем работы геологов Геологического комитета России и его наследников и создал славу русской геологической школы, как одной из лучших в мире. Естественная дифференциация наук о Земле открыла новые пути в специализации геологических знаний, но она не поколебала принципиального значения геолого-съёмочных работ, как научно-исследовательских, дающих неисчерпаемый материал для теоретических обобщений в геологии и наиболее эффективного приложения геологических знаний в практических целях. Но сегодня можно с сожалением говорить об отходе от принципов, заложенных А.П. Карпинским, и деструктивных процессах, связанных с федеральной бюрократизацией, регионализацией и чрезмерной специализацией геологической службы, что пагубно сказалось и на геологической разведке.

Яркую серию статей посвятил А.П. Карпинскому академик Н.С. Шатский; они собраны в IV томе его “Избранных работ” (Шатский, 1965, с. 233–273). В одной из них, переизданной в известных “Портретах геологов” (Шатский, Яншин, 1986, с. 93–110), он пишет, что “Среди русских геологов нынешнего и минувшего столетий нельзя назвать ученого, равного А.П. Карпинскому по разносторонности научных интересов, по размаху научного творчества, по глубине разработки научных вопросов. Карпинского называют отцом и основоположником русской геологии. Однако значение его деятельности как геолога шире. А.П. Карпинскому принадлежит первое место не только в деле организации геологической службы в России и в создании крупнейшей и лучшей геологической школы в Советском Союзе, – он

первый наш геолог-теоретик, непревзойденный мастер в геологии, оказавший крупное влияние на развитие геологических наук далеко за пределами нашей страны". Эти слова писались к 100-летию А.П. Карпинского через 10 лет после кончины великого ученого и изумительно гармоничного человека, оставившего неизгладимый след в умах и душах людей, имевших счастье у него учиться и с ним работать. Пройдут еще столетия и к сказанному нечего будет добавить.

А.П. Карпинский всегда был верен принятой широте подхода в геологических исследованиях, взятому на себя долгу в их организации, выработанным принципам геологического образования. Его очень радовали успехи товарищей и учеников, но он был очень скромнен в оценке собственных научных открытий и достижений, хотя они были выдающимися. Не без влияния профессора Н.П. Барбота де Марни, геология увлекла его больше, чем горно-инженерная деятельность, но на первых порах это были петрография и месторождения полезных ископаемых – рудных и осадочных, в первую очередь угольных. Он был первым, кто ввел микроскопический метод в изучении горных пород и по-своему подошел к их классификации. Но, несомненно, самые замечательные результаты дали исследования А.П. Карпинского в области стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии, исторической геологии и тектоники, причем он в совершенно новом ракурсе поставил проблему очертаний, распределения и строения континентов, которую мы бы теперь отнесли к проблемам "глобальной тектоники плит". Знание мировой литературы и разносторонность его геологических интересов были необычайными.

Как-то полушутя Д.В. Наливкин сказал, что геолог только тогда становится настоящим геологом, когда поработает на Урале: так поучительна и сложна структура и геологическая история этого уникального горного сооружения. В этом смысле А.П. Карпинский был подлинно уральским геологом – не только по своему происхождению, но и по всему геологическому опыту, сопровождавшемуся не только блестящими картографическими работами, но и немалыми открытиями, особенно в верхнем палеозое. Среди последних необходимо назвать такое фундаментальное открытие, как артинский ярус пермской системы (1874 г.), отложения которого со времен Палласа, Грегори и Мурчисона не имели ясной трактовки и скрывались в неопределенном понятии "пермо-карбона". К расшифровке таких трудных стратиграфических понятий у А.П. Карпинского был особый вкус, что привело его к созданию общего представления о "переходных слоях" в стратиграфической классификации, ставшего предметом многолетних теоретических дискуссий стратиграфов, неутихающих до сих пор.

В такой же мере, как и сложно дислоцированный складчатый Уральский хребет, А.П. Карпинского интересовала геологически совершенно иначе устроенная гигантская территория Европейской России (Восточно-Европейская или Русская платформа), представлявшая собой как бы "столовую страну", характеризующуюся совершенно иным типом тектонических движений – "колебаниями земной коры", которые обнаруживаются в виде "пологих синклинальных и антиклинальных изогнутостей". Почти на три десятилетия (1880–1919 гг.) исследовательскую мысль А.П. Карпинского захватила геологическая история территории Европейской России, обрамленная хребтами Урала и Кавказа. Он видел в последних не просто ограничительную складчатую раму поднятых "кряжей", но структуры в разное время и по разному влиявшие на тектонику и формирование рельефа платформ, постепенные деформации которой подчинялись и своим законам, определявшим ход перемещения береговых линий древних морей (трансгрессии и регрессии) на протяжении длительной геологической истории. Уже в самом начале своих исследований на юге Европейской России (1883 г.) – области геологически наиболее активной, он установил зону особых дислокаций, по его терминологии – "зачаточной кряжевой полосы", получившей в дальнейшем от Э. Зюсса название "линии Карпинского" (в нее вошел и Донецкий бассейн). Но наиболее выдающееся значение в области историко-тектонического анализа и связанных с ним обобщений, имели, конечно, работы, характеризующие общий характер колебаний земной коры в пределах всех Европейской России.

Здесь необходимо назвать эти работы, совсем небольшие по своему объему, но открывшие совершенно новую эпоху в методах изучения древних платформенных областей Земли. Это: "Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды" (1887 г.), "Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России" (1894 г.), "К тектонике Европейской России" (1919 г.), переизданные под общим названием "Очерки геологического прошлого Европейской России" (1947 г.). В ходе подготовки этих очерков непрерывно совершенствовалась международная геологическая карта Европы, в российской части которой А.П. Карпинский с самого начала играл руководящую роль. Первая из названных выше работ имела основополагающее значение для применения палеогеографического метода при реконструкции геологического прошлого, хотя термином "палеогеография" А.П. Карпинский и не пользовался. В Северной Америке аналогичная работа была проведена только в 1910 г. Ч. Шухертом, но, как пишет Н.С. Шатский (1947 г.), она "не повлекла за собой таких важных тектонических выводов,

как те, которые были сделаны в труде А.П. Карпинского". Не менее фундаментальное значение имела и разработка представления о роли колебательных движений земной коры в формировании особых пликативных структур платформы и в динамике береговых линий древних морей. Почти одновременно с А.П. Карпинским о "колебаниях литосферы" писал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1893 г.). И в этом случае, рассматривая представления многих европейских геологов и геоморфологов об истории береговой линии Средиземного моря – эвстатических по их толкованию, замечательный французский геолог Э. Ог (Haug, 1913) отдавал предпочтение взглядам русских геологов перед "французской стратиграфической школой", хотя в их время (80–90-е годы прошлого столетия) еще не были достаточно выяснены различия между эрогеническими и эпйрогеническими движениями.

На протяжении всей своей долгой жизни и напряженной деятельности А.П. Карпинский почти никогда не был занят только каким-либо одним делом. Разнообразие его интересов в области геологии, естествознания вообще (да и не только в них, если вспомнить гуманитарную сферу, музыку) требовало частого переключения с одной темы на другую и обращений к бесчисленным научно-организационным и общественным обязанностям; и во всем он был безукоризненно точен, обязательен и инициативен. Но была одна область, которая его особенно привлекала – это палеонтология с ее прикладным значением в стратиграфии и геологической картографии, собственными палеобиологическими и эволюционными задачами и расшифровкой природы загадочных организмов. Как вдумчивый стратиграф с хорошей палеонтологической и петрографической (теперь бы мы сказали литологической) подготовкой, он уже в начале деятельности Международного геологического конгресса в 1878 г. (Франция) вошел в состав членов Русского комитета по унификации геологических изображений на геологической карте, а в 1881 г. на II-й сессии МГК в Болонье (Италия) был удостоен премии конгресса за свой "Опыт систематической унификации графических изображений в геологии". Его классификация и номенклатура, которой обозначаются подразделения осадочных толщ земной коры, не претерпели существенных изменений до сих пор, хотя общих и частных проблем в самой стратиграфии возникло теперь превеликое множество.

А.А. Борисяк (1962), характеризуя А.П. Карпинского как палеонтолога, писал, что он был "не только геологом, но и биологом. И как биолог он подходил к палеонтологическим остаткам, когда впервые вводил в нашу литературу онтогенетический метод при изучении аммонитов или гистологический метод при изучении рыб. Поэтому его палеонтологические работы имеют

крупнейшее значение. Крайне тщательные исследования позволили А.П. Карпинскому установить филогенетические отношения изученных им аммоней, т.е. построить их родословное древо". Как известно, за эту работу он получил от Французской академии наук премию имени Кювье. Совершенно уникальной является серия его работ (едва ли не десятков статей), посвященных очень загадочной рыбе *Helicorpiion* и вообще позднепалеозойским акуловым рыбам. И совершенно особняком стоит монография, посвященная тщательному изучению оогоний девонских харовых водорослей, которая, несомненно, могла бы сделать честь специалисту-палеоботанику. После этих публикаций к А.П. Карпинскому стали стекаться остатки загадочных ископаемых из разных стран и их изучение продолжалось многие годы, породив особое направление в палеонтологии – изучение проблематики.

Еще в прошлом веке А.П. Карпинский стал самым известным русским геологом в странах Западной Европы и Америки. Множество академий наук и научных обществ (не только геологических) избрали его своим почетным членом или членом-корреспондентом, присудило ему почетные медали и другие награды. Он был активным участником многих международных геологических конгрессов, деятельным членом различных его комиссий, первым лауреатом Спендиаровской премии МГК (1900 г.), вице-президентом VI (Цюрихской) сессии МГК в 1894 г., президентом VII сессии МГК в 1897 г., впервые проходившей в нашей стране. В августе 1935 г. он был избран почетным председателем Оргкомитета XVII сессии МГК, которая состоялась в Москве в 1937 г., но Александр Петрович в ней уже не участвовал, так как скончался 15 июля 1936 г. на 90-м году жизни.

Вся деятельность А.П. Карпинского, бегло очерченная выше, проходила в бытность его профессором Санкт-Петербургского горного института, главой Геологического комитета России, академиком и президентом Российской Академии наук, перебазировавшейся в 1934 г. из Ленинграда в Москву. К Академии Александр Петрович относился почти благоговейно, дорожил честью в ней состоять и всемерно старался беречь честь самой Академии, испытывавшей в 30-е годы немалые трудности. Действительным членом Академии он стал еще в 1886 г., единогласно пройдя ступени адъюнкта по Физико-математическому отделению (геология), экстраординарного академика (1889 г.) и ординарного академика (1896 г.). Это были годы самой напряженной деятельности А.П. Карпинского на посту директора Геологического комитета России, который он, по причине увеличивающихся академических обязанностей, официально оставил лишь весной 1903 г., но был почетным директором до конца жизни. За всю историю Российской Академии, начиная с

1724/1725 гг., он был всего лишь шестым геологом-академиком, но области, в которой протекала его деятельность и самой личности А.П. Карпинского, с его авторитетом и мировой известностью, Академия придавала особое значение. Его речь на торжественном Общем собрании Академии была "О физико-географических условиях Европейской России в минувшие геологические периоды". Год спустя в 1887 г. она была опубликована в Записках Академии наук. Выводы и представления автора заключали в себе столько новизны, что работа сразу же вошла в золотой фонд мировой геологической литературы. А.П. Карпинский ввел геологические науки в стены Академии наук как бы заново, необыкновенно широко раскрыв их общенаучное значение. Это был важнейший шаг, навсегда упрочивший положение наук о Земле в структуре Российской Академии наук. основополагающую роль А.П. Карпинского здесь трудно переоценить.

По исторически сложившейся традиции президенты Российской Академии наук, называвшейся Императорской, всегда и назначались императорскими указами. Но последний президент великий князь Константин Константинович Романов скончался 2 июня 1915 г., вскоре скончался и вице-президент. Война и безвременье сильно затрудняли работу Академии, поэтому Николай II дал согласие на утверждение А.П. Карпинского временно исполняющим обязанности вице-президента с 15 мая 1916 г., что, фактически в то время означало общее руководство Академией. Пришедшее к власти после февральской революции 1917 г. Временное правительство впервые в России утвердило выборность президента и вице-президента Академии наук из своей среды, т.е. ординарных академиков. Кандидатура А.П. Карпинского на пост президента Академии для всех была бесспорной, поэтому Экстраординарное общее собрание Академии единогласно избрало его президентом Академии наук 15 мая 1917 г.; слово "императорская" из наименования Академии было устранено позднее особым постановлением Временного правительства: "бывшую императорскую Академию наук именовать Российской Академией наук"¹.

Таким образом, акад. Александр Петрович Карпинский возглавил Российскую Академию наук еще до октябрьских событий 1917 г. и с тех пор был бессменным ее президентом на протяжении чуть более 19 лет. Он скончался 15 июля 1936 г. на даче под Москвой. Его прах покоится в Кремлевской стене.

¹ ЛО ААН, ф. 2, оп.-1-1917, д. 4, л. 25; цитируется по С.И. Романовскому, 1981.

Открывая этот номер журнала небольшой статьей, посвященной 150-летию со дня рождения академика Александра Петровича Карпинского — одного из крупнейших геологов XIX и XX веков и первого избранного президента Российской Академии наук, редакция предполагает на протяжении всего 1997 года публикацию серии статей, связанных с разработкой научного наследия этого выдающегося ученого, отражающих развитие его идей и связанных с его необычайно широкими геологическими интересами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баян О.А.* Отец русской геологии. (Рассказы о жизни и деятельности академика А.П. Карпинского). Л.: Детгиз, 1955. 262 с.
- Борисяк А.А.* Александр Петрович Карпинский. 1847–1936 // Люди русской науки. Геология и география. Под ред. И.В. Кузнецова. М.: Госиздат физ.-мат. литературы, 1962. С. 46–53.
- Вестник Академии наук СССР. 1936. № 7. 72 с.
- Карпинский А.П.* Собрание сочинений. Т. I–IV. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1945–1949.
- Карпинский А.П.* О жизни и деятельности основоположника советской геологии. Сб. материалов и выступлений, связанных с кончиной президента АН СССР. М.: Изд-во ВЛКСМ. Молодая Гвардия, 1937. 93 с.
- Кумок Я.Н.* Карпинский. Серия "ЖЗЛ". М.: Наука, 1978. 304 с.
- Личков Б.Л.* Карпинский и современность. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 72 с.
- Романовский С.И.* Александр Петрович Карпинский. 1847–1936. Л.: Наука, 1981. 484 с.
- Черноусов Я.М.* Академик А.П. Карпинский (1847–1936). Свердловск: Кн. изд-во, 1962. 106 с.
- Шатский Н.С.* Избранные труды. Том IV. История и методология геологической науки. М.: Наука, 1965. С. 233–273. (Статьи: Александр Петрович Карпинский, 1958; А.П. Карпинский как ученый (к 100-летию со дня рождения), 1948; О работах А.П. Карпинского по тектонике Восточно-Европейской (Русской) платформы, 1947; Представления А.П. Карпинского о причинах складкообразования, 1965; О влиянии Н.П. Барбота де Марни на формирование А.П. Карпинского как геолога).
- Шатский Н.С., Янишин А.Л.* Портреты геологов. М.: Наука, 1986. 304 с.
- Naug E.* Traité de Géologie. Paris, 1913 (цитируется по русскому изданию: Э. Ог. Геология. Т. I. Геологическое явление. Под ред. А.П. Павлова. М.: Типогр. В. Зихтер, 1914. 591 с.).
- Б.С. Соколов,*
председатель комиссии
по научному наследию А.П. Карпинского

УДК 551.7:551.736(0.63)

ВТОРОЙ ГВАДЕЛУПСКИЙ СИМПОЗИУМ ПО СТРАТИГРАФИИ ПЕРМИ И ЕГО ИТОГИ

© 1997 г. Э. Я. Левен*, Т. Б. Леонова**, Г. В. Котляр***

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

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

*** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

199026 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Поступила в редакцию 29.05.96 г.

Статья информирует о Втором Гваделупском симпозиуме, состоявшемся в апреле 1996 г., и приуроченной к нему работе Международной подкомиссии по стратиграфии перми. Основным объектом обсуждения как на симпозиуме, так и в Подкомиссии, был проект общей шкалы пермской системы и, в особенности, вводимый в шкалу гваделупский отдел. В результате дискуссий рекомендовано подразделять пермь на три отдела – предуральский с ярусами ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским, гваделупский с ярусами роадским, вордским и кэптенским, а также лопинский с ярусами учжапинским и чансинским.

Ключевые слова. Пермь, стратиграфия, общая шкала, Гваделупский симпозиум, Международная Подкомиссия по стратиграфии перми.

10–13 апреля 1996 г. в г. Элпайн (Alpine, Западный Техас, США) состоялся Второй Гваделупский симпозиум, к которому было приурочено заседание Международной подкомиссии по стратиграфии перми (SCPS). Организация симпозиума осуществлялась Геологической службой США, Государственным университетом Sul Ross и Пермской подкомиссией. В его работе участвовали, главным образом, американские специалисты. В числе приглашенных присутствовали представители России (Т.А. Грунт, В.И. Давыдов, Г.В. Котляр, Э.Я. Левен и Т.Б. Леонова), Китая (Джин Юган), Канады (Т. Тозер, М. Орчард), ФРГ (М. Мейнинг), Венгрии (Х. Коцур) и Швейцарии (А. Боу). Повестка дня симпозиума была ориентирована, в основном, на обоснование Гваделупского отдела и связанные с этим вопросы ревизии общей шкалы пермской системы. Этим проблемам посвящено 18 докладов и двухдневные экскурсии на разрезы перми Стекланных и Гваделупских гор. Эти же проблемы обсуждались на заседании SCPS, где приняты важные решения, касающиеся усовершенствования пермской шкалы. Цель настоящей статьи – осветить ход дискуссии и прокомментировать эти решения. Однако прежде необходимо коротко остановиться на предыстории обсуждавшихся вопросов.

В марте 1991 г. на Первом Гваделупском симпозиуме было решено выступить с предложением ввести в шкалу пермской системы третий отдел – гваделупский – со стратотипом в Делаварском бассейне Западного Техаса (США). Официально это предложение внесено Б. Гленистером (Университет Айовы, США) на Конгрессе “Пермь Земного шара”, состоявшемся в августе этого же

года в Перми (Glenister et al., 1992). Тогда же во время дискуссии по этому вопросу на заседании SCPS было предложено расчленять пермскую систему не на три отдела, а на две подсистемы (или отдела) по два отдела (или подотдела) в каждой (Leven, 1992). В этой схеме гваделупию отвечал нижний отдел (подотдел) верхней подсистемы (отдела) (таблица). Эта идея нашла отражение в проекте хроностратиграфической схемы перми (Operational Scheme of Permian Chronostratigraphy), обсуждавшейся во время Международного симпозиума по стратиграфии перми (International Symposium on Permian stratigraphy, environments and resources), состоявшемся в августе 1994 г. в городе Гуйан, Китай (Jin Yugan et al., 1994a) (таблица). Пермская система подразделялась в этой схеме на 4 отдела: уральский, чияньский (каседральский), гваделупский и лопинский. Проект схемы вызвал оживленную дискуссию и не был принят. Его наиболее уязвимым местом было положение кубергандинского яруса ниже роадского вопреки давно известному сходству характеризующих эти ярусы комплексов аммоноидей. Очень существенными были расхождения в определениях конодонтов и оценке их стратиграфического положения на верхней границе гваделупского отдела.

Сразу после окончания симпозиума был опубликован обновленный вариант схемы, учитывающий высказанные замечания (Jin Yugan et al., 1994b) (таблица). Критическому рассмотрению обоих вариантов посвящена специальная статья (Левен и др., 1995) и ряд выступлений на страницах *Petromorphiles* (№ 25, 1994) и здесь нет необходимости повторяться. Отметим лишь, что во второй вариант схемы введены существенные изменения.

Варианты расчленения пермской системы на отделы и ярусы

Glenister, 1992	Leven, 1992		Jin Yugan et al., 1994		Permophiles, 1994			Элпайн, 1996	
Верхний отдел	Верхняя подсистема	Верхний отдел	Лопинский	Чансинский Джюльфинский (Учжапинский)	Верхний отдел	Лопинский	Чансинский Учжапинский	Лопинский	Чансинский Учжапинский
		Нижний отдел	Гваделупский	Кэптенский Вордский Рoadский		Гваделупский	Кэптенский Вордский Рoadский	Гваделупский	Кэптенский Вордский Рoadский
Нижний отдел	Нижняя подсистема	Верхний отдел	Чисанский (каседраль)	Кубергандинск. Болорский	Нижний отдел	Ленердский	Каседральский Хэсский	Предуральский	Кунгурский Артинский
			Уральский	Артинский Сакмарский Ассельский		Предуральский	Артинский Сакмарский Ассельский		Ассельский

При этом очевидно, что сделано это не потому, что получены какие-то новые данные (для этого просто не было времени), а лишь под давлением критики. Поэтому, по сравнению с первым, второй вариант не выглядел более убедительным. Требовались дополнительные исследования особенно в части уточнения границ предлагаемых отделов и возможностей их трассирования.

За полтора года, предшествующих Второму Гваделупскому симпозиуму, было сделано следующее.

1. Х. Коцуром (H. Kozur, Венгрия) и Ван Цихао (Wang Zhihao, Китай) переопределены конодонты из разреза Луодиань Южного Китая (личное сообщение Коцура). В результате установлено, что типично роадские, т.е. нижнегваделупские, конодонты появляются не внутри мургабского яруса, как это показано в первом, гуйанском, варианте схемы, а в слое 25b (Excursion Guidebook, 1994), относящемся, по мнению Э.Я. Левена, к низам кубергандинского яруса. Это полностью отвечает данным по аммоноидеям и позволяет коррелировать нижнюю границу роадского яруса, а следовательно, и Гваделупского отдела, американской шкалы с основанием кубергандинского яруса тетической шкалы.

2. Ревизованы определения конодонтов пограничных слоев гваделупия и лопингия и уточнено их стратиграфическое положение в разрезах (Kozur, 1995). В результате установлено, что в кровле гваделупской серии Делаварского бассейна (в нескольких верхних сантиметрах известняков Лямар и формации Альтуда) присутствуют конодонты *Clarkina crofti* и *S. postbitteri*, характерные для основания серии Лопин (яруса учжапин) Южного Китая (Kozur, 1996). Эти данные позволяют

решать вопрос о границе гваделупского и лопинского отделов в пользу проведения ее в основании зоны *S. postbitteri*–*S. crofti* яруса учжапин, который по объему превышает джюльфинский ярус Закавказья, поскольку зона *S. leveni*, начинающая собой последний, располагается внутри яруса учжапин.

3. Проанализированы биотические изменения, приуроченные к концу сакмарского–началу артинского веков и охватывающие разные группы морских организмов. Установлены их глобальный характер и связь со сменой трансгрессивно-регрессивных циклов, вероятно сопровождавшейся климатическими изменениями (Левен и др., 1996). Все это является существенным аргументом в пользу расчленения нижней перми на два самостоятельных отдела.

4. Проведено дополнительное изучение разрезов перми Стекланных и Гваделупских гор и уточнены конодонтовые границы каседральского, роадского, вордского и кэптенского ярусов.

Новые данные, несомненно, свидетельствовали в пользу возможности выделения в пермской шкале гваделупского отдела. И ранее граница между нижней и верхней пермью проводилась в основании роадского яруса американской шкалы и кубергандинского яруса тетической. Подтверждение изохронности этой границы в Тетисе и Америке говорит о ее значимости как границы отделов. К ней приурочено существенное обновление комплексов ископаемых, связанное с глобальной трансгрессией, хорошо проявленной как в Тетисе, так и в Северной Америке (Левен, 1993). Не менее значимыми были события на рубеже между гваделупием и лопинием. Глобальная регрессия привела к вымиранию многих групп

морских организмов, доминирующих в гваделупское время, например, крупных фузулинид из отрядов швагеринид и неошвагеринид, гониатитов, агониатитов, многих кораллов и др. (Котляр и др., 1983, 1989; Leven, 1993). Отложения лопинского отдела в большинстве разрезов резко отличаются от таковых гваделупского как литологически, так и составом ископаемых. Корреляция основания лопинской серии Южного Китая с кровлей гваделупской серии Северной Америки доказывает одновременность этих событий, их планетарный характер, а также возможность трассирования границы отделов в морских разрезах разных континентов.

Если вопрос о возможности выделения гваделупского отдела и его границах современными данными решается положительно, то этого пока нельзя сказать о подразделении нижней перми на два самостоятельных отдела (подотдела) – предуральский и ленэрдский, как это предложено во втором варианте проекта рабочей схемы расчленения перми (Jin Yugan et al., 1994b). В принципе, масштабность событий, происходивших в середине ранней перми, соизмерима с масштабностью событий начала и конца гваделупской эпохи и необходимость деления нижней перми на два отдела или подотдела логична и обоснована. Однако делать этого нельзя до тех пор, пока не решен вопрос об их границе. По имеющимся данным следы событий, о которых шла речь, несколько не совпадают с современными границами сакмарского и артинского ярусов, а наблюдаются внутри последнего (Leven, 1994; Левен и др., 1996). Поэтому решение вопроса о границе предполагаемых отделов, скорее всего, потребует ревизии объема артинского яруса в сторону его уменьшения за счет причленения нижней части к сакмарскому ярусу. В свете сказанного совершенно неприемлемо решение вопроса о границе предуральского и ленэрдского подотделов, принятое во втором варианте рабочей схемы, где эта граница проведена между артинским и хесским ярусами. Действительно, хесский ярус его автором Ч. Россом целиком сопоставлялся с артинским, а нижележащий ленокский – с сакмарским (Ross Ch. & J., 1987). В предлагаемом варианте большая часть формации Хесс, которую Ч. Росс выделил в хесский ярус, причленена к каседральскому ярусу. Хесский ярус сохранен в сильно редуцированном виде (нижние 15 м формации Хесс в стратотипическом разрезе). Найденные в нем конодонты принадлежат еще артинскому ярусу (зона *N. requipensis*). В верхней части нижележащей формации Леноксхиллз найдены лишь нижеартинские конодонты зоны *S. whitei*–*M. bisseli*. Таким образом, граница предуральского и ленэрдского отделов проходит не в кровле артинского яруса, как это показано в обсуждаемой схеме, а внутри него, что неприемлемо без ревизии объема артинского яруса.

Официальному началу симпозиума предшествовало обсуждение проблем пермской стратиграфии в Вашингтоне, в котором участвовали новоизбранный председатель SCPS – Б. Вардлоу, члены SCPS Х. Коцур, Г.В. Котляр, Е.Я. Левен, а также Т.Б. Леонова. Учитывая, с одной стороны, невозможность в настоящее время точно определить границу предуральского и ленэрдского отделов (подотделов), а, с другой стороны, артинский возраст слоев, выделяемых в хесский ярус, российскими участниками встречи было предложено рассматривать догваделупскую часть шкалы как единый отдел с ярусами ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским, заменив последним каседральский ярус. При этом нижняя граница кунгурского яруса должна быть понижена до основания зоны *N. plevi*. В таком случае кунгурский, каседральский и болорский ярусы уральской, американской и тетической шкал окажутся примерно равновеликими, но исторический приоритет, несомненно, за первым из них. При обсуждении этого предложения возникло сомнение, будет ли формально принят кунгурский ярус, если в типовых разрезах Урала не удастся точно установить его нижнюю границу в соответствии с международными требованиями. Если нет, то возможно ли эту границу фиксировать в американских разрезах при сохранении названия яруса “кунгурский”. Решено обратиться за разъяснениями в Международную комиссию по стратиграфии.

Что касается гваделупского и лопинского отделов, то расхождений по вопросу их выделения в предложенных границах не было. Однако Коцур высказал мнение о необходимости сохранить в лопинском отделе джюльфинский ярус, выделив между ним и гваделупским отделом новый лайбинский ярус в объеме конодонтовых зон *S. postbitteri*–*C. crofti* и *S. niuzhuangensis*.

Довольно быстро по всем обсуждавшимся вопросам при обсуждении в Вашингтоне было достигнуто согласие. В результате было решено на предстоящем заседании SCPS предложить к рассмотрению проект не четырехчленного, а трехчленного деления перми. Позже к этому решению присоединились Б. Гленистер и Джин Юган.

В Элпайне заседанию SCPS предшествовали два дня работы симпозиума. Заслушано 18 докладов как общего, так и частного характера (Second International..., 1996). Во вступительном докладе Б. Гленистер (США) отметил актуальность создания единой шкалы пермской системы, основанной на морских разрезах, и изложил принципы, которыми при этом надо руководствоваться. С большим докладом о проблемах, связанных с разработкой шкалы, выступил Х. Коцур. По его мнению, пермская система должна подразделяться на 3 отдела. Нижний с ярусами ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским и типовыми разрезами,

расположенными в Уральском регионе, средний с ярусами роадским, вордским и кэптенским и со стратотипами в Делаварском бассейне США и, наконец, верхний отдел с ярусами лайбинским, джюльфинским и чансиньским со стратотипами в Южном Китае и Закавказье. Отмечена необходимость уточнения границ ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Границу первых из них предлагалось определять по появлению *Sweetognathus merrilli* и *Streptognathodus barskovi* s. str. (= *S. postfusus*). В этом случае она пройдет несколько ниже принятой сейчас границы, т.е. внутри верхней зоны ассельского яруса. Сакмарско-артинскую границу предлагается фиксировать по появлению *Streptognathodus florensis*, если этот вид будет найден в Приуралье недалеко от традиционно принимаемой границы.

В докладе Г.В. Котляр говорилось об основных корреляционных уровнях пермской системы. В качестве таковых названы основание роадского (=кубергандинского) и джюльфинского ярусов, причем последний понимается в широком значении как эквивалент учжапинского яруса китайской шкалы. Тема корреляции продолжена Г.В. Котляр в совместном докладе с Ю.Д. Захаровым и Г.П. Прониной. По их мнению, американский роадский ярус в шкале Тетиса отвечает не только кубергандинскому, но и нижней зоне мургабского; вордский ярус соответствует зоне *N. crofticulifera*–*A. schencki* мургабского яруса и нижней половине мидийского и, наконец, кэптенский ярус равновелик верхней половине мидийского.

Очень интересный доклад представил С. Лукас (США), проанализировавший в глобальном масштабе изменение тетраподовых комплексов в течение пермского периода. Выявлены два крупных кризиса в развитии тетрапод – в конце артинского и конце гваделупского времени. В результате сделан вывод о том, что, если ориентироваться на тетрапод, то пермскую систему естественнее расчленять на три отдела. На вопрос о том, насколько точна датировка первого из кризисов, было сказано, что она производилась на основании определений конодонтов из прослоев морских известняков, расклинивающих континентальные отложения с тетраподами в горах Робледо штата Нью Мексико, США. Но, по данным Коцура и Лемоне (*Kozur, LeMone, 1995*) и Б. Вардлоу (устное сообщение), определявшим конодонты, последние указывают лишь на верхи сакмарского–низы артинского ярусов. Но, если это так, то крупнейший кризис в развитии тетрапод примерно совпадет по времени с упомянутым выше артинским кризисом, охватившим морскую биоту (Левен и др., 1996), что еще раз свидетельствует о необходимости деления современного нижнего отдела перми на два самостоятельных подразделения.

Развитие позднепермских брахиоподовых комплексов в пределах экваториального пояса проанализировано в докладе Т.А. Грунт. Отмечена резкая провинциальная обособленность североамериканских (Мидконтинент) комплексов. Поэтому использование американских ярусных стандартов для единой шкалы нежелательно.

Возможности палеомагнитной корреляции верхнепермских и нижнетриасовых отложений были продемонстрированы в докладе М.Б. Стейнер (США). Сделан вывод о коррелируемости нижней части формации Чидру Соляного Кряжа с низами чансинского и верхами учжапинского ярусов Южного Китая, а формации Варгал с большей частью верхнего подъяруса учжапинского яруса. Верхнетатарский подъярус эквивалентен варгалу и низам Чидру Соляного Кряжа, учжапинскому ярусу, а также формации Кэптен и низам формации Очоа Северной Америки.

Из общих докладов следует упомянуть, кроме того, доклады Джин Югана (Китай) о выделении и корреляции лопинского отдела в пределах Пангеи и М. Орчарда (Канада) о конодонтах в пограничных пермо-триасовых отложениях. Ряд докладов был посвящен различным аспектам стратиграфии перми Делаварского бассейна, литологической, палеонтологической и палеомагнитной характеристике составляющих его ярусов.

После заседаний состоялись двухдневные экскурсии в Стекланные горы и на юго-восточные склоны Гваделупских гор. В первой экскурсии продемонстрирована граница хэсского и каседральского яруса, проводимая по появлению *N. rpevi*. Как уже говорилось, она проходит в 15 м выше основания формации Хэсс и фиксируется лишь по конодонтам: фузулинидовые комплексы ниже и выше этой границы примерно одинаковые; аммоноидеи, известные из средней части формации Хэсс более восточных разрезов (*Hess fossil bed*), имеют еще артинский облик.

Во второй экскурсии демонстрировались стратотипы границ ярусов Гваделупской серии, которые также проводятся по конодонтам. Нижняя граница Роадского яруса, т.е. гваделупской серии в целом, проходит внутри непрерывной толщи глинистых известняков, входящих в состав слоев Эль Центро (*El Centro*) средней части формации Катофф (*Cutoff*). Она приурочена к смене видов *M. idahoensis*–*J. nankingensis*. Нижняя граница вордского яруса распознается по появлению *J. aserata* в верхних известняках слоев Гетевей (*Getaway*) формации Черри Каньон (*Cherry Canyon*), обнажающейся на Гваделупском перевале. Наконец, нижняя граница Кэптенского яруса фиксируется сменой видов *J. aserata*–*J. postaserata*, отмеченной внутри малоомощной толщи известняков Пинери (*Pinegy*), слагающих вершину холма

Нипл (Nipple Hill) и образующих нижнюю часть формации Белл Каньон (Bell Canyon).

Обращает на себя внимание относительно слабая охарактеризованность перечисленных границ другими группами ископаемой фауны. Создается впечатление, что процедура их установления ограничивались “забиванием конодонтовых гвоздей” без учета особенностей развития биоты в целом. Видимо, поэтому предлагаемые границы в большинстве своем проходят внутри ярусов в традиционном понимании их объема. Так, граница каседральского и хэсского ярусов, как уже отмечалось, сейчас опущена чуть ли не в основание последнего, если следовать определению его объема, данному Россом (Ross Ch. & J., 1987). Конодонтовая граница роадского и вордского ярусов проходит внутри последнего в его традиционном понимании, а нижняя граница кэптенского яруса поднята значительно выше первого появления *Polydiexodina* и, вероятно, *Timorites*, хотя ранее она обычно связывалась с появлением именно этих родов. Как правило, предлагаемые границы не соотносятся и с запечатленными в разрезах событиями в развитии бассейна, часть из которых, возможно, имеет глобальный характер. Например, крупное несогласие в основании слоев Видрио (*Vidrio*), вероятно, совпадает с несогласием в основании мидийского яруса, фиксируемого во многих разрезах Тетической области. Ранее с этих слоев начиналась формация (ярус) Кэптен (Ross, 1986; Ross Ch. & J., 1995). Сейчас они включены в вордский ярус и поверхность несогласия оказывается внутри последнего. Все сказанное свидетельствует об искусственности предлагаемых границ (за исключением нижней и верхней границ гваделупской серии), что, несомненно, создаст трудности при их прослеживании за пределы Делаварского бассейна. Поэтому, если вопрос об установлении гваделупской серии у авторов настоящей статьи не вызывает сомнений, то о ярусах этого пока сказать нельзя.

Как уже говорилось, к Симпозиуму было приурочено заседание Международной подкомиссии по стратиграфии перми (SCPS). На нем, наряду с восемью членами Подкомиссии, присутствовали почти все участники Симпозиума. В повестку дня входило обсуждение схемы трехчленного деления перми в том виде, в каком она была согласована в Вашингтоне (таблица). Ярусы специально не обсуждались, хотя они и фигурировали на схеме как предполагаемые составные части отделов. Исключением явились кунгурский и джульфинский ярусы, включение которых в схему вызвало сомнения.

Схема деления перми на три отдела – предуральский, гваделупский и лопинский с границами между ними в основании конодонтовых зон *J. nankingensis* и *C. postbitteri*–*C. crofti* дискуссии не

вызвала и подавляющим большинством голосов она рекомендована для утверждения Международной стратиграфической комиссии.

Спор возник вокруг кунгурского яруса. В своем выступлении Б. Гленистер настаивал на включении в шкалу каседральского яруса со стратотипом в Стеклянных горах. Основным доводом при этом было преимущество американских разрезов этого яруса, целиком представленных в морских фациях и имеющих четкие, фиксируемые конодонтами границы, сравнительно с разрезами кунгурского яруса Урала. Согласно другой точке зрения, нет оснований исключить из шкалы кунгурский ярус и заменять его каседральским, поскольку оба этих яруса имеют одинаковый объем. Кроме того, было бы логичным все ярусы предуральского отдела выделять в разрезах стратотипического региона, также как ярусы гваделупского – в разрезах Делаварского бассейна, а ярусы лопинского отдела – в разрезах Южного Китая. Если на Урале не найдется разреза, в котором четко фиксируется нижняя граница кунгурского яруса, можно выбрать стратотип границы в американских разрезах. По итогом голосования решено ввести в шкалу ярус с двойным названием – “каседральский–кунгурский” – со стратотипом в Стеклянных горах.

Дискуссия возникла и по поводу джульфинского яруса, против которого резко возражал Джин Юган. Главный довод – все ярусы лопинского отдела должны выделяться по разрезам Южного Китая. При голосовании большинство поддержало эту точку зрения и джульфинский ярус не прошел.

В голосовании по всем рассматриваемым проблемам принимали участие не только члены SCPS, но и все присутствовавшие. Следовательно, итоги голосования не носили официального характера и не могли рассматриваться как решение SCPS. Поэтому состоялось еще одно заседание Подкомиссии, на котором присутствовали только ее действительные члены. По результатам повторного голосования в шкале сохранен кунгурский ярус. Что касается джульфинского, то он вторично не прошел.

В итоге принят вашингтонский вариант проекта шкалы без джульфинского яруса (таблица). В ближайшее время он будет разослан всем отсутствующим на Симпозиуме членам SCPS для заочного голосования. После этого проект будет передан для апробации в Международную стратиграфическую комиссию. Предполагается, что на предстоящем 30-м Международном геологическом конгрессе будет ратифицировано предложение о трех отделах перми. Что касается ярусов, то они не могут быть приняты до установления их точных границ и выбора стратотипов последних. На решение этих вопросов будут направлены усилия SCPS в ближайшие 4 года. При этом не

исключено, что принятая сейчас ярусная схема претерпит какие-то изменения.

В заключение несколько слов о том, как следует оценивать принятые в Элпайне решения. Очевидно, что они не удовлетворят большинство российских специалистов по стратиграфии перми, с понятной ревностью относящихся ко всем посягательствам на традиционную уральскую шкалу. Именно это показал, состоявшийся в Геологическом институте РАН, стратиграфический семинар, на котором обсуждались итоги Гваделупского симпозиума. Реакция оппонентов принятого в Элпайне проекта шкалы большей частью была резко отрицательной и порой весьма эмоциональной. Однако ничего позитивного, кроме утверждения, что уральские разрезы в силу разных причин обладают "большим потенциалом для стратиграфии", в их выступлениях не содержалось. Позволительно спросить, почему же этот потенциал до сих пор не реализован, несмотря на то, что уральская шкала существует уже много десятилетий? Ответ давно известен: фациальные особенности уральских разрезов, в которых существенную роль играют континентальные отложения и отсутствие четких биостратиграфических границ между ярусами, служат препятствием для их трассирования за пределы стратотипической области. Если реально смотреть на вещи, то нельзя не признать, что верхнепермские ярусы уральской шкалы не имеют перспектив быть принятыми в качестве составляющих общей шкалы, так как ни они сами, ни разделяющие их границы не отвечают международным требованиям, предъявляемым к стратонам этого ранга и их границам. Поэтому, на наш взгляд, следует оставить попытки реанимировать всю уральскую шкалу, а сосредоточиться на сохранении целостности ярусного деления нижнего отдела и, прежде всего, на сохранении кунгурского яруса. Важной, но, видимо, более отдаленной задачей является подразделение нижней перми на два самостоятельных отдела, что более соответствовало бы естественно-историческому принципу построения общей шкалы. С этой целью предполагается организовать рабочую группу в рамках SCPS, а также собрать дополнительные данные по палеонтологической характеристике артинского яруса.

Авторы выражают благодарность американским коллегам и, прежде всего, Б.Р. Вардлоу, Б.Ф. Гленистеру, У.М. Фернишу и Ч.А. Россу за спонсирование поездки на Симпозиум и предоставленную возможность ознакомиться с коллекциями аммоноидей и фузулинид.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кочиркевич Б.В. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира.

Джувльфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. С. 1–200.

Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Кропачева Г.С. и др. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. С. 1–182.

Левен Э.Я. Главные события пермской истории области. Тетис и фузулиниды // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 59–75.

Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 61–70.

Левен Э.Я., Грунт Т.А., Давыдов В.И. и др. Международный симпозиум по стратиграфии, событиям и минеральным ресурсам перми (г. Гуйан, Китай, 1994) и важнейшие проблемы стратиграфии пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 100–107.

Excursion guidebook. International Symposium on Permian stratigraphy, environment and resources. 1994. Guiyang, China. S. 1–40.

Glenister B.F., Boud D.W., Furnish W.M. et al. The Guadalupian: Proposed International Standard for a Middle Permian Series // Internat. Geol. Rev. 1992. V. 34. № 9. S. 857–888.

Jin Yugan, Glenister B.F., Kotlyar G.V., Sheng Jinzhang. An Operational Scheme of Permian chronostratigraphy // Paleoworld. 1994a. № 4. S. 1–13.

Jin Yugan, Sheng Jinzhang, Glenister B.F., Furnish W.M. et al. Revised Operational Scheme of Permian chronostratigraphy // Permophiles. 1994b. № 25. S. 12–15.

Kozur H. Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale // Geol. Palaeontol. Mitt. Innsbruck. 1995. Bd. 20. S. 165–205.

Kozur H. Some remarks to the Permian Standard scale // Second Intern. Guadalupian Symposium. Abstract and proceedings. 1996. S. 8–11.

Kozur H., Le Mone D.V. The Shalem Colony Section of the Abo and Upper Hueco Members of the Hueco Formation of the Robledo Mountains, Dona Ana County, New Mexico: stratigraphy and new conodont-based age determinations // Lucas S.G., Heckert A.B. (eds). Early Permian footprints and facies. New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin. 1995. № 6. S. 39–55.

Leven E.Ja. The division of the Permian system at a series level // Permophiles. 1992. № 21. S. 8–9.

Leven E.Ja. The Mid-Early Permian regression and transgression of the Tethys // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. S. 233–239.

Permophiles. 1994. № 25. S. 1–43.

Ross Ch.A. Paleozoic evolution of the southern margin of Permian basin // Bull. Geol. Soc. America. 1986. № 97. S. 536–554.

Ross Ch.A., Ross J.R.P. Late Paleozoic sea levels and depositional sequences // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Spec. Publ. 1987. № 24. S. 137–149.

Ross Ch.A., Ross J.R.P. Permian sequence stratigraphy // Scholle P.A., Peryt T.M., Ulmer-Scholle D.S. (eds). The Permian of Northern Pangea. 1. 1995. Springer. Berlin. S. 98–123.

Second International Guadalupian Symposium. Abstracts and Proceedings. Sul Ross Univ. Alpine, Texas, 1996. 1–80 s.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.7361.761(571.11.5)

О ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПЕРМИ И ТРИАСА СЕВЕРНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 1997 г. Г. Н. Садовников, Э. Ф. Орлова

Космоаэрогеологическая экспедиция № 3, 117292 Москва, ул. Кржижановского, 5, Россия

Поступила в редакцию 27.02.94 г., получена после доработки 15.01.95 г.

Приводится ранее не публиковавшееся описание стратотипа устькельтерского горизонта, уточняется его характеристика, обосновывается выделение марининского горизонта и впервые приводится описание его стратотипа. Марининский и устькельтерский горизонты надстраивают региональную стратиграфическую шкалу континентального пермтриаса Сибири. Их выделение позволяет подойти к вопросу о корреляции и возрасте пограничных отложений перми и триаса севера Сибирской платформы и ее обрамления.

Ключевые слова. Континентальные отложения, марининский горизонт, пермь, Сибирская платформа, триас, устькельтерский горизонт.

В последние годы удалось установить, что на Сибирской платформе и в ее обрамлении имеется гораздо более полная, чем в Европе, последовательность пограничных отложений перми и триаса. Нижняя часть этой последовательности, сложенная преимущественно основными туфами, туфогенно-осадочными породами и базальтами, наиболее полно палеонтологически охарактеризована в Тунгусской синеклизе. Здесь в них были

выделены тутончанский, двурогинский и путоранский горизонты (Решения, 1981). Двурогинский горизонт позднее был разделен на лебедевский и хунгтукунский горизонты (Садовников, Орлова, 1995). Марининский и устькельтерский горизонты дополняют региональную стратиграфическую схему континентальных отложений Средней Сибири, принятую Третьим межведомственным совещанием (таблица).

Сопоставление региональных стратиграфических горизонтов пограничных отложений перми и триаса России

Система	Отдел	Ярус	Русская плита	Сибирская платформа и ее обрамление*		Восточный склон Западного Верхоянья	
Триасовая	Нижний	Оленекский	Вохминский**		Устькельтерский	Hedenstroemia hedenstroemi	
		Индский				Vavilovites spp.	
						Glyptophteras nielseni	
		?				?	?
Пермская	Верхний	Таймырский***	Вятский	Путоранский			
				Татарский	Двурогинский****		Хунгтукунский
					Лебедевский		
				Тутончанский			
				Гагарьеостровский			
		Северодвинский		Дегалинский	Устьдегалинский		

* Слева – по решению Третьего межведомственного стратиграфического совещания (1979 г.), справа – по предложению авторов.

** Исключая асташихинскую свиту, которая, возможно, отвечает части путоранского горизонта.

*** Предложен авторами в 1994 г.

**** На Третьем Межведомственном стратиграфическом совещании по предложению Г.Н. Садовникова было принято деление двурогинского горизонта на два подгоризонта, которое не было утверждено МСК.

Устькельтерский горизонт был выделен авторами в 1981 г. В него были включены преимущественно терригенные образования нижней части континентального триаса восточной и северной частей Сибирской платформы и ее обрамления (Садовников и др., 1981). Название горизонту было дано по устькельтерской свите, стратотип которой находится в низовьях р. Кельтер – левого притока р. Нуора, впадающей в р. Тумара (правый приток низовьев р. Алдан). В то время стратотип его был плохо изучен и палеонтологически не охарактеризован. Изучение стратотипического района в низовьях р. Кельтер в 1989 г. (Садовников, Орлова, 1995) привело авторов к мысли о необходимости выделения еще одного горизонта – марининского – между устькельтерским горизонтом и заведомо пермскими сероцветными отложениями (Sadovnikov, Orlova, 1993). В настоящей статье детально освещаются материалы по приустьевой части рек Кельтер, Нуора близ устья рек Кельтер и Мол – левого притока р. Нуора ниже по течению, которые существенно дополняют характеристику устькельтерского горизонта и вместе с материалами по Таймыру (Садовников, Орлова, 1990) обосновывают выделение марининского горизонта. Впервые описываются стратотипы марининского и устькельтерского горизонтов. Важность описываемого разреза в том, что он является наиболее полным из известных в мире разрезов неморских пограничных отложений перми и триаса. Поэтому именно здесь, а не в неполных европейских разрезах можно определить положение границы перми и триаса в неморских фациях и установить континентальные аналоги дорашамского яруса (рис. 1).

Вышележащие терригенные образования распространены по периферии Сибирского континента: на Таймыре и в Западном Верхоянье. Именно на севере Средней Сибири было первоначально предложено и обосновано двучленное деление нижнего триаса на подоленецкие слои, позднее названные индским ярусом, и оленекский ярус. Здесь находятся стратотипы региональных аммонитовых зон индского яруса, однозначно увязывающихся с его морским стандартом. Таким образом, именно в этом районе можно рассчитывать надежно увязать морскую и неморскую шкалу пограничных отложений перми и триаса.

Приведенные в тексте палеонтологические определения выполнили Э.Ф. Орлова (конхостраки), Г.Н. Садовников (растения), А.С. Дагис (аммониты), Н.К. Курушин (двустворки).

В низовьях р. Кельтер наиболее древними из выходящих на поверхность являются терригенные пермские отложения, представленные алевролитами серыми и черными мелко- и крупнозернистыми и песчаниками коричневато-серыми и

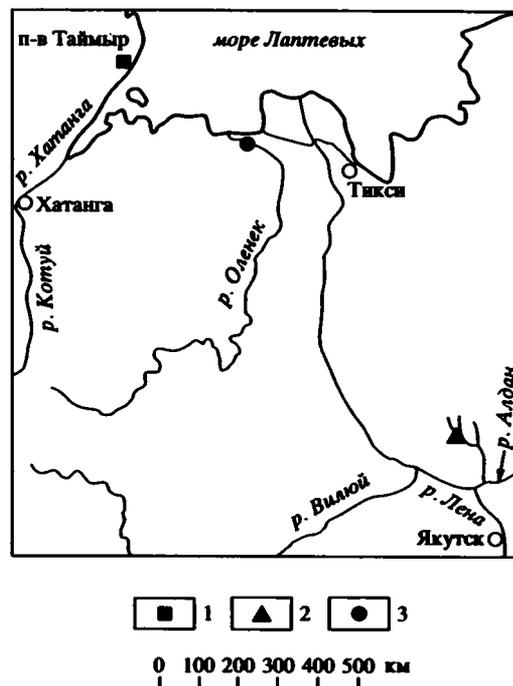


Рис. 1. Схема расположения стратотипов. Стратотипы: 1 – марининского горизонта; 2 – устькельтерского горизонта; 3 – оленекского яруса.

светло-серыми мелко- реже среднезернистыми полимиктовыми с косою, косолинзовидной, реже параллельной слоистостью, с редкими прослоями черных аргиллитов с остатками мелких густонервных листьев руфлорий.

Выше залегают песчаники серые мелко- и среднезернистые и алевролиты серые, зеленовато-серые, зеленовато-черные мощностью около 70 м. Нижняя часть толщи преимущественно песчаниковая, мощность около 15 м, лучше всего обнажена на левом берегу р. Кельтер в 6.9 км по прямой выше устья большого безымянного правого притока и палеонтологически не охарактеризована. Песчаники состоят из обломков кварца, полевых шпатов (по 20–40%), кислых и основных эффузивов (по 15–30%). В тяжелой фракции преобладает турмалин (25–30%), могут в большом количестве присутствовать гранат (10–30%), эпидот (0–28%), хромшпинелиды (0–27%), рудный (1–29%), подчинен циркон (10–14%), присутствуют апатит, рутил (до 10%). Цемент песчаников гидрослюдисто-хлоритовый, частью вторичный карбонатный.

В средней части толщи (около 15 м) преобладают алевролиты зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями аргиллитов, редко встречаются прослойки песчаников. Алевролиты лучше всего обнажены на правом берегу р. Кельтер в 1.2 км от устья, где в них встречены остатки конхострака: *Falsisca ex gr. turaica* (Nov.), *F. aff. verchojanica*

(Mol.), *Lioestheria ignatjevi* Nov., *L. blomi* Nov., *Sphaerestheria aldanensis* Nov., *Cyclestheria rossica* Nov. На запад-юго-западном склоне высоты 1647 на левобережье р. Нуора, ниже устья р. Эреkit в 0.8 км от вершины высоты в них встречены остатки растений: *Tomiostrabus bulbosus* Sadovn., *T. cf. gorskyi* (Vlad.) Sadovn., *T. pachyphyllus* Sadovn., *Cladophlebis* sp., *Carpolithes* sp. На левом берегу р. Кельтер в 2.7 км по прямой от устья в аналогичных породах встречены остатки растений: *Tomiostrabus cf. belozeroi* Sadovn., *Neocalamites* sp., *Radicites* sp., *Cladophlebis* sp.

Верхняя часть толщи (около 40 м) сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми алевролитами с прослоями аргиллитов и крупнозернистых алевролитов, внизу с эллипсоидальными и лепешковидными концентрациями и линзами темно-серых алевролитистых известняков. Эта часть толщи лучше всего обнажена на правом берегу р. Кельтер в 6.3 км по прямой выше устья большого правого притока, где в известняках содержатся остатки конхострак: *Wetlugites pronus* Nov., *Sphaerestheria cf. aldanensis* Nov., cf. *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Eulimnadia* ex gr. *bergessensis* Nov., *E. cf. mutusjaensis* Mol., *Limnadia* ex gr. *komiana* Mol., *Falsisca* sp., *Glyptoasmussia quadrata* Nov. На левом берегу р. Кельтер в 2.4 км по прямой от устья в аналогичных алевролитах встречены остатки растений: cf. *Tomiostrabus* sp. и конхострак *Falsisca* sp. nov., *Cornia sileenica* Mol., *C. vosini* Mol., *Pseudestheria sibirica* Nov., *Cyclestheria rossica* Nov. На правом берегу р. Кельтер в 2 км по прямой от устья в верхах алевролитов встречены остатки растений: *Tomiostrabus pachyphyllus* Sadovn.

Остатки растений и конхострак позволяют однозначно сопоставить описанную сероцветную толщу с марининской свитой Восточного Таймыра (Садовников, Орлова, 1990; Садовников и др., 1981) и неджелинской свитой западного склона Западного Верхоянья (Садовников и др., 1981). Авторы предложили выделить эти отложения в самостоятельный марининский горизонт (Sadovnikov, Orlova, 1993), приняв в качестве стратотипа стратотип одноименной свиты на руч. Марининский на востоке п-ва Таймыр. По обоим берегам этого небольшого ручья (преимущественно на правом берегу), начиная с приустьевского мыса, по В.П. Белозеру, обнажаются (снизу вверх):

1. Алевролиты черные и темно-серые мелкозернистые, тонко ритмично переслаивающиеся с песчаниками серыми мелкозернистыми, алевролитами серыми крупнозернистыми, аргиллитами черными с остатками растений: *Pleuromeia* cf. *taimyrica* Sadovn., *Tomiostrabus bulbosus* Sadovn., *T. deltoideus* Sadovn., *T. latus* Sadovn., *Neokoretrophyllites* sp., *Todites* sp., *Lepidopteris arctica* Mog., *Peltaspermum* sp., *Carpolithes* ex gr. *minor* Pryn., cf. *Podozamites* (?) sp. Мощность 120 м.

2. Аргиллиты темно-серые оскольчатые с редкими маломощными прослоями песчаников мелкозернистых и алевролитов крупнозернистых с остатками растений: *Tomiostrabus* cf. *bulbosus* Sadovn., *Neokoretrophyllites* (?) sp., *Lepidopteris* cf. *arctica* Mog., *Carpolithes* sp., cf. *Rhipidopsis* sp. Мощность – 40 м.

3. Алевролиты темно-серые, сверху коричневатые мелкозернистые, тонко ритмически переслаивающиеся с песчаниками мелкозернистыми, алевролитами крупнозернистыми и аргиллитами. Мощность – 12 м.

4. Алевролиты темно-серые, лиловато- и зеленовато-серые мелкозернистые, тонко ритмически переслаивающиеся с песчаниками зеленовато- и розовато-серыми мелкозернистыми, алевролитами крупнозернистыми, аргиллитами с мощными (2.5, 4 и 1 м) прослоями песчаников зеленовато- и розовато-серых в основании, низах верхней трети и близ кровли слоя с многочисленными остатками растений: *Pleuromeia* cf. *taimyrica* Sadovn., *Tomiostrabus belozeroi* Sadovn., *T. bulbosus* Sadovn., *T. fusiformis* Sadovn., *T. cf. gorskyi* (Vlad.), *T. latus* Sadovn., *Neocalamites* (?) sp., *Cladophlebis* sp., *Rhizomopteris* sp., *Lepidopteris arctica* Mog., *Peltaspermum* sp. и конхострак: *Falsisca* sp. Мощность 26 м.

К марининскому горизонту относятся, кроме марининской свиты Таймыра, соболюхская и юлэгринская толщи и неджелинская свита западного склона Западного Верхоянья. Для него характерны: *Cornia sileenica* Mol., *Falsisca verchojanica* Mol., *Tomiostrabus belozeroi* Sadovn., *T. bulbosus* Sadovn., *T. deltoideus* Sadovn.

В низовьях р. Кельтер над описанной сероцветной толщей залегают пестроцветные терригенные отложения, лучшее обнажение которых находится на левом берегу р. Кельтер в 2.4 км от устья (рис. 2). Здесь в средней части обнажения породы залегают практически вертикально, слегка S-образно изгибаясь, а к краям обнажения они выполаживаются (до 40°) (рис. 3).

Анализ характера цикличности и палеонтологические данные показывают, что породы смяты здесь в синклиналию складку, и наиболее древние породы выходят по краям обнажения и запрокинуты. Более полон разрез на западном крыле синклинали. Здесь вскрываются (сверху вниз по реке, снизу вверх по разрезу):

1. Песчаники внизу светло-серые среднезернистые, выше серые и зеленовато-серые мелкозернистые полосчатые. Мощность 15 м.

После перерыва около 7 м по мощности обнажены:

2. Алевролиты зеленовато-серые слюдястые крупнозернистые полосчатые, с прослоями алевролитов мелкозернистых и песчаников мелкозернистых плитчатых. Мощность 6.8 м.

Эти слои принадлежат, вероятно, еще марининскому горизонту. Выше залегают:

3. Алевролиты вишнево-красные и зеленые мелкозернистые, переслаивающиеся с аргиллитами. Мощность 3.4 м.

4. Песчаники мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами пестрыми слюдястыми часто песчанистыми, иногда глинистыми, тонкослоистыми тонкоплитчатыми. Мощность 1.7 м.

5. Алевролиты пестрые полосчатые мелко- и крупнозернистые с прослоем песчаников (5 см) у кровли, прослоями и линзами аргиллитов (до 10 см). Мощность 8.7 м.

В 2.7 м от подошвы в алевролитах содержатся остатки конхострак: *Falsisca ex gr. turaica* (Nov.), *F. ex gr. verchojanica* Mol., *Cornia sileenica* Mol., *C. vosini* Mol., *Sphaerestheria aldanensis* Nov., *Wetlugites pronus* Nov., *Pseudestheria sibirica* Nov., единичные *Limnadia* sp., *Lioestheria cf. blomi* Nov., *L. ignatjevi* Nov., *Concherisma* sp., *Loxomicroglypta cf. balbukensis* Nov., *Glyptoasmussia* sp., в 5.6 м – остатки растений: cf. *Tomiostrabus* (?) sp.

6. Аргиллиты светло-зеленые оскольчатые. Мощность 0.9 м.

7. Песчаники зеленовато-серые и вишнево-красные мелкозернистые косослоистые полосчатые массивные, иногда плитчатые. Мощность 11.2 м.

8. Песчаники пестрые мелкозернистые полосчатые массивные с остатками конхострак: *Wetlugites pronus* Nov., *Lioestheria blomi* Nov., редкие *Cyclestheria rossica* Nov., *Sphaerestheria aldanensis* Nov., *Pseudestheria sibirica* Nov., *Falsisca aff. turaica* Nov., единичные *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Pseudestheria aff. tumariana* Nov., *Glyptoasmussia* sp., *Loxomicroglypta* sp. Мощность 1 м.

9. Алевролиты крупнозернистые массивные и тонкоплитчатые оскольчатые, иногда песчанистые, реже глинистые, слюдястые. Мощность 4 м.

10. Аргиллиты темно-серые песчанистые. Мощность 1.6 м.

11. Алевролиты серые глинистые, слюдястые, плитчатые, оскольчатые мелкозернистые. Мощность 1 м.

12. Песчаники мелкозернистые и алевролиты крупнозернистые зеленовато-серые и вишнево-красные, полосчатые, плитчатые, часто слюдястые, в восточном крыле складки – с остатками растений: *Tomiostrabus latus* Sadvn., *Carpolithes* (?) sp. Мощность 12.4 м.

13. Алевролиты зеленовато-серые крупнозернистые, массивные и мелкозернистые плитчатые, иногда переходящие в мелкозернистые песчаники. Мощность 2.6 м.

14. Алевролиты зеленовато-серые и вишнево-красные полосчатые, мелко- до крупнозернистых

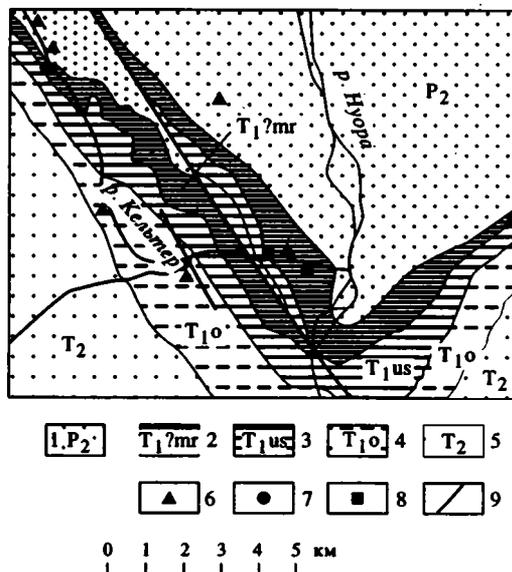


Рис. 2. Геологическая карта низовьев р. Кельтер. 1 – верхнепермские отложения; 2 – марининский горизонт; 3 – устькельтерский горизонт; 4 – оленекский ярус; 5 – среднетриасовые отложения; 6 – места находок ископаемых конхострак; 7 – места находок ископаемых растений; 8 – стратотип устькельтерского горизонта; 9 – разрывные нарушения.

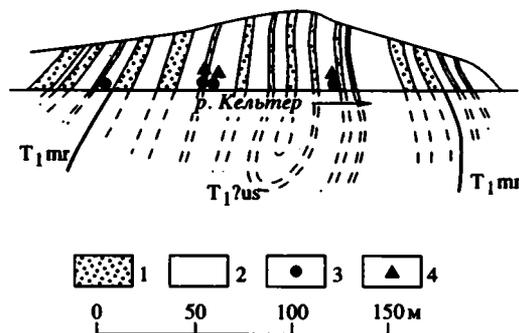


Рис. 3. Стратотип устькельтерского горизонта. 1 – песчаники и крупнозернистые алевролиты; 2 – мелкозернистые алевролиты и аргиллиты; 3 – места находок ископаемых конхострак; 4 – места находок ископаемых растений.

песчанистые, косослоистые массивные и плитчатые, часто слюдястые. Мощность 5 м.

В восточном крыле складки мощность алевролитов, соответствующих слоям 13 и 14, увеличивается до 31.3 м.

15. Алевролиты зеленовато-серые песчанистые, крупнозернистые тонкослоистые тонкоплитчатые с остатками *Tomiostrabus cf. migayi* (Schved.) и конхострак: *Wetlugites pronus* Nov., *Cyclestheria rossica* Nov., *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Sphaerestheria* sp., *Pseudestheria sibirica* Nov., P. aff.

tumariana Nov., *Lioestheria* cf. *ignatjevi* Nov., *Concherisma* sp. Мощность 0.35 м.

16. Алевролиты зеленовато-серые, полосчатые слоистые, внизу иверху массивные, в средней части плитчатые. В средней части собраны остатки растений плохой сохранности и остатки конхострак *Lioestheria ignatjevi* Nov., *L. blomi* Nov., *Pseudestheria* cf. *sibirica* Nov., *Wetlugites pronus* Nov., *Glyptoasmussia quadrata* Nov. Мощность 1.4 м.

17. Алевролиты вишнево-красные, полосчатые слюдястые плитчатые с прослоем (7 см) карбонатизированных алевролитов в средней части, с прослоями и линзочками (5–25 см) глинистых алевролитов. Мощность 2.2 м.

18. Алевролиты зеленовато-серые, полосчатые мелкозернистые, плитчатые с прослоем (3 см) песчаных алевролитов. Мощность 0.6 м.

19. Алевролиты темно-серые, глинистые тонкозернистые. Мощность 0.1 м.

20. Алевролиты зеленовато-серые с прослоями вишнево-красных, полосчатые, мелкозернистые, плитчатые с прослоями (5–30 см) алевролитов песчаных крупнозернистых. В верхней части остатки конхострак: *Lioestheria* sp., *Glyptoasmussia* sp., и растений *Tomiostrabus* (?) sp. плохой сохранности. Мощность 4.2 м.

21. Алевролиты зеленовато-серые и вишнево-красные полосчатые крупнозернистые массивные. Мощность 0.9 м.

22. Алевролиты зеленовато-серые полосчатые слюдястые, в верхней части ожелезненные, тонкозернистые тонкоплитчатые, оскольчатые, с прослоями и линзами глинистых алевролитов. Мощность около 5 м.

23. Конгломераты крупногалечные (1–3 см) из уплотненных галек аргиллитов и алевролитов с алевролитовым заполнителем. Мощность 0.1 м.

24. Алевролиты зеленовато-серые полосчатые крупнозернистые массивные с прослоями алевролитов песчаных крупнозернистых и мелкозернистых плитчатых. Мощность 5.3 м.

25. Алевролиты серые, зеленовато-серые, вишнево-красные полосчатые слюдястые мелкозернистые, в отдельных прослоях до крупнозернистых песчаных, плитчатые до тонкоплитчатых, оскольчатые. В аналогичных породах на восточном крыле складки встречаются: *Lioestheria blomi* Nov., *L. aff. blomi* Nov., *L. ignatjevi* Nov., *Pseudestheria sibirica* Nov., *Cyclestheria rossica* Nov., *Sphaerestheria aldanensis* Nov., *S. aff. aldanensis* Nov., *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Wetlugites pronus* Nov., *Glyptoasmussia quadrata* Nov., *Loxomicroglypta subcircularis* (Chern.), *Concherisma* sp., *Falsisca* sp. (*aff. turaica* Nov.), *Limnadia* sp., *Eulimnadia* cf. *sotiana* Nov., *E. cf. mutusjaensis* Mol., *Cornia* cf. *sileenica* Mol., *Estheriina* sp. Мощность 2.1 м.

26. Алевролиты зеленовато-серые и вишнево-красные полосчатые крупнозернистые массивные. Мощность 0.2–0.3 м.

27. Алевролиты внизу вишнево-красные, сверху зеленовато-серые слюдястые песчаные крупнозернистые тонкослоистые, в отдельных прослоях косослоистые. Мощность 0.2 м.

28. Аргиллиты внизу вишнево-красные, сверху зеленовато-серые оскольчатые. Мощность 0.2 м.

29. Алевролиты внизу вишнево-красные, сверху зеленовато-серые слюдястые песчаные крупнозернистые тонкослоистые, у кровли (3–4 см) черные глинистые. Мощность 1.7 м.

30. Алевролиты зеленовато-серые полосчатые крупнозернистые массивные с прослоем (2–3 мм), содержащим плоские гальки аргиллитов, с остатками растений *Tomiostrabus* cf. *migayi* (Schved.). Мощность 0.25 м.

31. Алевролиты вишнево-красные среднезернистые плитчатые. Мощность 1.2 м.

32. Алевролиты серые, темно-серые, зеленовато-серые тонкозернистые плитчатые и тонкоплитчатые. Мощность 1.5 м.

На восточном крыле складки алевролиты, соответствующие слоям 31 и 32, имеют суммарную мощность 7.1 м.

33. Алевролиты зеленовато-серые с прослоями вишнево-красных полосчатые, в отдельных прослоях слюдястые крупнозернистые горизонтальнослоистые массивные, с прослоями плитчатых, с волноприбойными знаками на нижней поверхности, с прослоями (два в нижней части и три в верхней, примерно по 15 см мощностью) алевролитов песчаных рыхлых тонкоплитчатых. В тяжелой фракции преобладают турмалин (30%), гранат (24%), хромшпинелиды (19%), подчинены апатит (10%), циркон (9%), присутствуют рутил (6%), эпидот. Мощность 6.2 м.

Более высокие части разреза (после перерыва, величина которого не может быть установлена) обнажаются на левом берегу р. Кельтер в 0.6 км ниже устья крупного правого притока:

34. Песчаники серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, в верхних 0.4 м сменяющиеся гравелитами с аргиллитовыми гальками. Песчаники состоят из обломков кварца (30%), полевых шпатов (30%), кислых (20%) и основных (10%) эффузивов, кварцитов, кремней (5%), биотита (5%) с пленочным и поровым кремнисто-гидрослюдисто-хлоритовыми цементом. В тяжелой фракции преобладают эпидот (38%), хромшпинелиды (20%), гранат (18%), подчинены циркон (12%), апатит (10%), присутствуют турмалин, рутил. Мощность 6.1 м.

35. Алевролиты зеленовато-серые и розовые мелкозернистые плитчатые. Мощность 3.7 м.

36. Алевролиты зеленовато-серые крупно- и мелкозернистые. Мощность 6.2 м.

37. Аргиллиты внизу зеленовато-серые, выше вишнево-красные, вверху розовато-серые с прослоем алевролитов крупнозернистых (0.3 м), в тяжелой фракции которых преобладают гранат (32%), циркон (30%), подчинены турмалин (16%), рутил (10%), присутствуют апатит (6%), хромшпинелиды (3%), эпидот (2%). Мощность 4 м.

38. Песчаники серые, вверху розовые, мелко- и среднезернистые, внизу плитчатые, выше массивные, вверху (0.5 м) с многочисленными крупными гальками аргиллитов. Мощность 4.3 м.

39. Алевролиты зеленовато-серые, вверху пестрые, крупнозернистые, переслаивающиеся с аргиллитами темно-серыми полосчатыми. Мощность 3.6 м.

40. Песчаники серые мелко- и среднезернистые массивные, залегающие на неровной поверхности сл. 6. Мощность – 0.8–0.9 м. По-видимому, песчаники, соответствующие слоям 5–7, обнажаются на правом берегу р. Кельтер сразу ниже второго низу правого притока, где их мощность 12 м.

41. Алевролиты темно-серые глинистые мелкозернистые. В тяжелой фракции преобладают эпидот (20%), турмалин (20%), циркон (19%), подчинен апатит (10%), присутствуют хромшпинелиды (7%), рутил (5%). Мощность 5 м.

42. Песчаники пестрые мелко- и среднезернистые с прослоем алевролитов темно-серых мелкозернистых (0.2–0.4 м в 1.2 м от подошвы) из обломков кварца (30%), полевых шпатов (30%), основных (30%) и кислых (10%) эффузивов, микрокварцитов, биотита с хлоритовым и железистым цементом. В тяжелой фракции преобладает турмалин (83%), подчинен эпидот (10%), присутствуют циркон (4%), рудные, апатит, рутил, гранат. Мощность 11.1–12 м.

43. Алевролиты зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями аргиллитов. Мощность 8–10 м.

44. Песчаники вишнево-красные и розовые мелкозернистые. Мощность 15 м. По-видимому, эти же песчаники обнажаются на правом берегу р. Кельтер в 0.2 км ниже устья большого правого притока, где над ними после небольшого перерыва в обнажении залегают:

45. Алевролиты серые мелко- и крупнозернистые с известковыми конкрециями и прослоями песчаников серых мелкозернистых и аргиллитов серых. Мощность 10 м.

После перерыва в обнажении на правом берегу р. Кельтер ниже устья лога, впадающего ниже устья большого правого притока, обнажаются:

46. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые. Мощность 3 м.

47. Алевролиты серые мелко- и крупнозернистые, переслаивающиеся с аргиллитами черными,

с прослоями песчаников серых мелкозернистых. Тяжелая фракция представлена исключительно эпидотом. Мощность около 10 м. В аналогичных породах на левом берегу р. Кельтер против следующего (ниже по реке) правого лога найдены остатки растений: *Tomiostrabus cf. migayi* (Schved.), *Neocalamites sp.*, *Radicites sp.*

Верхняя часть устькельтерского горизонта обнажена на левом берегу р. Кельтер в 3.5 км по прямой выше устья большого правого притока:

48. Аргиллиты и алевролиты пестрые преимущественно вишнево-красные с эллипсоидальными карбонатными конкрециями. Мощность 15 м.

49. Алевролиты зеленовато-серые мелкозернистые со сферoidalными карбонатными конкрециями. Мощность 30 м.

50. Алевролиты пестрые преимущественно вишнево-красные мелкозернистые. Мощность 11 м.

51. Алевролиты внизу (10 м) вишнево-красные, выше (12 м) зеленовато-серые с прослоями аргиллитов зеленовато-серых и вишнево-красных, вверху – серые мелкозернистые. Мощность 25 м.

Предлагается рассматривать устькельтерский горизонт именно в составе описанной выше пестроцветной толщи, исключив из него сероцветные марининские отложения, которые ранее авторы включали в состав устькельтерского горизонта (Садовников и др., 1981). В этом случае не следует включать в устькельтерский горизонт восточно-таймырскую свиту и ее аналоги.

К устькельтерскому горизонту в предложенном объеме относятся фадьюкудинская, кешинская и цветковомысская виты Таймыра и сыгынканская свита западного склона Западного Верхоянья. Для него характерны *Wetlugites pronus* Nov., *Lioestheria ignatjevi* Nov., *Pseudestheria sibirica* Nov., *Cyclestheria rossica* Nov., *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Tomiostrabus latus* Sadovn., *T. migayi* (Schved.).

В низовьях р. Кельтер выше описанных пестроцветных отложений залегают аргиллиты, преимущественно черные, в отдельных прослоях буроватые или красноватые с многочисленными конкрециями, горизонтами конкреций и линзами алевритовых известняков, лучше всего обнаженные на правом берегу р. Кельтер в устье его большого правого притока. Они содержат остатки конхострак: *Glyptoasmussia quadrata* Nov., *Wetlugites pronus* Nov. принадлежат уже оленекскому ярусу.

Устькельтерский комплекс конхострак широко распространен на восточном склоне Верхоянья и на р. Делинья ассоциирует с *Wordieoceras*, т.е. отвечает верхней части нижнего инда. Марининский комплекс конхострак обычно считают индским. Это вполне возможно, но не является бесспорным.

Отложения с марининским комплексом конхострака и растений, широко распространенные на западном склоне Верхоянья, на его восточном склоне нами не установлены, а В.А. Молин указывает этот комплекс конхострак в единственном местонахождении на р. Дулгалах близ устья р. Маган-Хая (Молин, 1965). Не исключено, что это объясняется размывом в кровле марининских отложений. Остатки *Otoceras* вместе с определенными конхостраками сейчас неизвестны, и нельзя полностью исключить, что они принадлежат более молодым отложениям, чем марининский горизонт (Sadovnikov, Orlova, 1993).

В связи со сказанным коснемся сюрбеляхской свиты, которая выделена на севере Верхоянья (Вавилов и др., 1981) и сейчас считается индской. Поскольку в сюрбеляхской свите содержится флора корвунчанского типа (Битерман и др., 1977), этот материал приводится в обоснование индского возраста последней. Ранее авторами было показано (Садовников и др., 1981), что отложения, выделенные в сюрбеляхскую свиту, являются разновозрастными. На р. Унгуохтах флора корвунчанского типа содержится в самых низах этих отложений, отличающихся серо-зеленой окраской, которые похожи на юлэгирскую толщу, подстилающую южнее неджелинскую свиту. На них, по-видимому, с размывом залегают пестроцветные отложения с марининским комплексом конхострак.

Следовательно, сюрбеляхская свита является сборной, не имеет права на существование в предложенном объеме, а обоснование индского возраста корвунчанской флоры сравнением ее с унгуохтахской флорой некорректно.

Итак, в районе устья р. Кельтер между заведомо пермскими сероцветными отложениями и черными аргиллитами оленекского яруса могут быть выделены два стратиграфических подразделения, четко отличающиеся как составом пород, так и палеонтологической характеристикой. По палеон-

тологическим данным эти два подразделения хорошо прослеживаются на западном склоне Верхоянья и на Таймыре и могут рассматриваться как самостоятельные стратиграфические горизонты: марининский и устькельтерский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Битерман И.М., Вавилов М.Н., Дуранте М.В. Флора корвунчанского типа в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 132–134.

Вавилов М.Н., Королева Р.В., Аркадьев В.В. Стратиграфия и условия осадконакопления триасовых отложений Северного Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 68–78.

Молин В.А. Двустворчатые листоногие нижнего триаса Северной Якутии // Молин В.А., Новожилов Н.И. Двустворчатые листоногие перми и триаса севера СССР. М.; Л.: Наука, 1965. С. 57–76.

Решения 3-го Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1978 г. Новосибирск: Наука, 1981. 91 с.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Возраст континентальных вулканогенных отложений севера Средней Сибири. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 58–70.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Новое в стратиграфии пермо-триасовой вулканогенной толщи центральной части Тунгусской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 1. С. 34–42.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф., Белозеров В.П. Переход от перми к триасу в континентальных отложениях Таймыра и Западного Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 53–64.

Садовников Г.Н., Орлова Э.Ф. Таймырский ярус – терминальный ярус континентальной перми // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 5. С. 658–661.

Sadovnikov G.N., Orlova E.F. The lower boundary and biostratigraphy of the nonmarine Triassic in Siberia // New Mexico Museum of natural history and science. 1993. Bull. 3. P. 421–422.

Рецензент Ю.Б. Гладенков

УДК 551.711.732:550.7

РЕШЕНИЕ О ВЫБОРЕ СТРАТОТИПА ГРАНИЦЫ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ: ПРОРЫВ В ПРОБЛЕМЕ ИЛИ ОШИБКА?

© 1997 г. А. Ю. Розанов*, М. А. Семихатов**, Б. С. Соколов*,
М. А. Федонкин*, В. В. Хоментовский***

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

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

*** Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, Университетский просп., 3, Россия

Поступила в редакцию 18.12.95 г.

“Когда единственным инструментом, которым вы владеете, является молоток, каждая проблема начинает походить на гвоздь”.

Абрахам Маслоу

Официальное решение о выборе глобального стратотипа нижней границы кембрийской системы на п-ве Бюрин, о. Ньюфаундленд и определение этой границы появлением ископаемых следов *Tri-chophycus* (=Phycodes) *redum* сделаны без реальной оценки биостратиграфического потенциала ихнофоссилий. Этот потенциал значительно уступает потенциалу телесных скелетных ископаемых, на которых основано все расчленение фанерозоя. Имеющиеся биостратиграфические и изотопно-геохронологические данные не обеспечивают корректной корреляции, принятой в бюринском разрезе нижней границы кембрия, а природные особенности этого разреза исключают возможность привлечения для ее прослеживания С- и Sr-изотопных хемотратиграфических критериев. Это по существу дезавуирует принятое решение о выборе глобального стратотипического разреза и точки названной границы. Сделанный выбор бесполезен для реальной стратиграфической практики.

Ключевые слова. Докембрий, протерозой, венд, кембрий, немакит-далдынский ярус, томмотский ярус, граница, стратотип границы, ихнофоссилии, мелкораквинная фауна, акритархи, хемотратиграфия, изотопный возраст.

В 1992 г. во время 20-й сессии Международного геологического конгресса (МГК) в г. Киото Международный союз геологических наук (МСГН) утвердил представление Международной стратиграфической комиссии о выборе глобального стратотипического разреза и точки (ГСРТ) для границы докембрия и кембрия или, если быть более точным, для нижней границы кембрийской системы (Brasier et al., 1994; Landing, 1994). В качестве типового был определен разрез п-ва Бюрин на юго-восточном Ньюфаундленде, а стратотипическая точка “была выбрана в соответствии с уровнем, маркируемым самым низким присутствием *Phycodes redum* (ископаемые следы) в основании кембрийской биоцены *Phycodes redum*” (Brasier et al., 1994, с. 6).

Сегодня, когда прошла эйфория от формального завершения 25-летней работы по определению границы докембрия и кембрия (см. Cowie, 1978, 1985, 1992; Cowie, Rozanov, 1983; Brasier et al., 1994; Debrenne, Debrenne, 1995), все яснее становятся серьезные недостатки, если не сказать роковая случайность, принятого решения. Суть такой оценки определяется выбором как самого

бюринского разреза, так и ихнофоссилий (а не остатков скелетной фауны) в качестве основы для определения ГСРТ при их заведомо низком корреляционном потенциале.

I

Проблема выбора стратотипа нижней границы кембрия привлекает внимание исследователей более сорока лет. За это время пройден грандиозный путь от убеждения в невозможности выбрать уровень и указать даже предположительный район стратотипа (Colloque..., 1958) до осознания того, что разрезы только трех регионов (Сибирской платформы, платформы Янцзы и Авалонской зоны о. Ньюфаундленд) могут быть использованы для выбора этого стратотипа. Более того, в определенный момент расхождения во взглядах на выбор критериев и уровня проведения границы стали ничтожными. В 1974 г. в Париже на заседании Рабочей группы проекта № 29 МПГК “Граница докембрия и кембрия” было решено, что заведомым докембрием следует считать слои с эдиакарской фауной, а слои с первыми

трилобитами *Fallotaspis* – заведомым кембрием (Cowie, Rozanov, 1983). Уже через несколько лет, в 1978 г., в Кембридже (Англия) Рабочая группа проекта констатировала, что граница должна быть расположена как можно ближе (насколько это практически возможно) к основанию стратиграфического подразделения, содержащего богатую томмотскую (s. l.) ассоциацию ископаемых организмов (Cowie, 1978).

Затем сформировалось представление о трех главных претендентах на глобальный стратотип рассматриваемой границы: Улахан-Сулугур (Сибирь, р. Алдан), Мейшучун (Китай, провинция Юньнань) и Бюрин (Канада, о. Ньюфаундленд) и члены Рабочей группы какое-то время были заняты, в основном, сравнением достоинств и недостатков этих претендентов. В 1983 г. казалось, что решение уже близко: собравшиеся в Бристол (Англия) заинтересованные специалисты пришли к выводу, что лучше всего требованиям международного стандарта отвечает разрез Улахан-Сулугур. Однако последующее почтовое голосование, проведенное среди голосующих членов Рабочей группы, не дало этому разрезу необходимого для ратификации большинства голосов. В качестве слабых сторон разреза отмечались: отсутствие надежного объекта для изотопного датирования, наличие резкой смены фаций и следов перерыва вблизи предлагаемой границы, двойственное толкование генезиса слоя 8 (см. ниже), в основании которого предполагалось забить “золотой гвоздь”, а также плохая доступность. Вторым по рейтингу в Бристол (Англия) оказался разрез Ньюфаундленда. Однако на голосование в Рабочей группе в 1984 г. был подставлен разрез Китая, который и получил почти 80% голосов (Cowie, 1985).

На 27-й сессии МГК в Москве (1984 г.) китайский разрез был представлен в качестве международного стандарта границы докембрия и кембрия на обсуждение Международной стратиграфической комиссии. Однако комиссия предложила доработать этот вопрос, учитывая неоднозначность биостратиграфической и хемотратиграфической корреляции предложенного уровня (точка “В” мейшучунского разреза), недостаточную строгость представленного палеонтологического и изотопно-геохронологического обоснования и вероятные перерывы, следующие из анализа литологических и палеонтологических данных. МСГН поддержал это предложение Стратиграфической комиссии (Cowie, 1985). В 1989 г. на 28-й сессии МГК в Вашингтоне Рабочая группа по границе докембрия и кембрия подтвердила сомнения в целесообразности выбора мейшучунского стратотипа границы и решила продолжить обсуждение проблемы на 3-м Международном симпозиуме по кембрийской системе.

На этом симпозиуме, состоявшемся в 1990 г. в Новосибирске, стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия было посвящено несколько докладов и специальное заседание Рабочей группы. Однако серьезного обсуждения проблемы не произошло. Ее решение было фактически предпринято, и председатель Рабочей группы настоял на проведении голосования по разрезу Ньюфаундленда, торопясь завершить процедуру выбора.

Разрез п-ва Бюрин (Ньюфаундленд) посещался Рабочей группой дважды (в 1979 и 1987 гг.), но до 1983 г. не рассматривался всерьез как претендент на международный стандарт границы докембрия и кембрия. После первого посещения члены группы констатировали, что разрез при его прекрасной обнаженности и ясной последовательности недостаточно изучен и слишком беден органическими остатками, как и большинство других разрезов терригенного типа. Однако энергичными усилиями Т. Флетчера, Г. Нарбонна, Э. Лендинга и их коллег он был выведен в ряд хорошо изученных (см. Narbonne et al., 1987; Landing, 1992, 1994 и библиографию в этих работах). Во втором посещении разреза Бюрин приняло участие более 30 специалистов, подавляющее большинство из которых представляли Северную Америку. В официальных документах недостатки этого разреза не были зафиксированы. Однако отношение к нему получило недвусмысленное отражение в вопросе, распространенном среди участников экскурсии (см. Cowie, Brasier, 1989, с. 207). Глобальные корреляционные возможности разреза оценили как средние или как плохие 13 человек; наличие хорошо сохранившейся и достаточно богатой фауны подтвердили только 8 человек, а 22 специалиста высказали известный скептицизм в отношении палеонтологической характеристики разреза. Более того, 12 членов группы вообще отнеслись настороженно к идее выбора ГСРТ нижней границы кембрия и преимущественно силикокластической последовательности, охарактеризованной фактически только следами жизнедеятельности организмов неясной систематической принадлежности.

Но, несмотря на такие в общем весьма скептические оценки бюринского разреза, он продолжал фигурировать как главный претендент на международный стандарт границы докембрия и кембрия. Причиной этого было изменение отношения многих членов Международной Рабочей группы к стратиграфическому потенциалу мелкой раковинной фауны, с которой долгое время связывались все надежды стандартизации нижней границы кембрия (Розанов и др., 1969; Cowie, 1978, 1985; Cowie, Brasier, 1989; Rozanov, 1984; Розанов, Соколов, 1984). К концу 80-х годов у некоторой группы исследователей сложилось мнение, что эта фауна отличается высокой степенью

провинциализма, а ее преимущественная приуроченность к мелководным обстановкам карбонатных платформ по существу исключает ее использование для расчленения и корреляции силикокластических венд-кембрийских отложений, которые в глобальном масштабе распространены шире карбонатных и имеют собственную биостратиграфическую специфику.

В этих условиях ряд активных членов Рабочей группы выдвинули идею использовать как определение рассматриваемой границы ихнофоссилий (Narbonne et al., 1987; Narbonne, Murrow, 1988; Landing et al., 1989; и др.). Основанием такой точки зрения послужило выделение в пограничных отложениях докембрия и кембрия ряда последовательных ихнозон (Crimes, 1987), из которых с точки зрения обоснования границы особое внимание привлекали две: более молодая зона *Trichorhynchus pedum* (= *Phycodes pedum*), заключающая, кроме индекс-вида, ряд других типичных кембрийских ихнофоссилий, и предшествующая ей зона *Narlaniella podolica*, отличающаяся менее разнообразными и, главное, более простыми ихнофоссилиями. Все это и привело некоторых членов Рабочей группы к мнению о возможности определения нижней границы кембрия по смене двух названных ихнозон, т.е. по появлению следов палеозойского типа. При этом сторонники данного мнения прошли мимо того, что более половины опорных разрезов пограничных отложений докембрия и кембрия, перечисленных Дж. Кауи на разных материках (Cowie, 1992), принадлежит карбонатному типу и что палеонтологическая изученность карбонатных разрезов выше, чем терригенных. Разнообразии следов, более или менее достаточное для установления биостратиграфических комплексов, было выявлено в 20 разрезах терригенного типа (Narbonne et al., 1987; Crimes, 1992), четыре из которых не были в списке Дж. Кауи. Это на треть меньше числа разрезов, охарактеризованных в данном интервале мелкораквинной фауны.

Почтовое голосование, проведенное зимой 1990–1991 гг., привело к одобрению разреза Бюрин в качестве международного стандарта границы докембрия и кембрия. За него высказалось 52% голосующих членов Рабочей группы, но все последователи из Китая и России голосовали против. При рассмотрении в МСГН этот разрез получил поддержку 60% голосующих членов.

II

Выбор ГСРТ для нижней границы кембрия п-ве Бюрин сразу же заставляет обратить внимание на три положения первостепенной важности.

Во-первых, ни одна из границ глобальной хроностратиграфической шкалы фанерозоя (а осно-

вание кембрия – это нижняя граница фанерозоя) ранее не определялась на основании ихнофоссилий. Это неизменно делалось на основании остатков быстро эволюционировавшей скелетной фауны. Более того, ископаемые следы вообще не находят себе столь же широкого применения в биостратиграфии как телесные окаменелости. Это связано прежде всего с самой природой ихнофоссилий, которые представляют собой запечатленный в осадке результат взаимодействия организма и среды. Они лишь в небольшой степени отражают морфологию животного, а в значительно большей степени – его поведение и локомоцию. Поэтому установить систематическое положение продюсера того или иного следа, за редкими исключениями, практически невозможно. Известно множество примеров идентичных следов, оставленных совершенно разными организмами, и наоборот, один организм может оставлять несколько форм ихнофоссилий (Федонкин, 1987; Crimes, 1987 и др.). Отчасти поэтому систематика ископаемых следов остается столь несовершенной и не имеет той многопорядковой иерархии, которая свойственна зоологической систематике. Ископаемые следы, являясь отражением поведения животных, состоят из многих элементов, каждый из которых отражает определенное состояние организма (Федонкин, 1981; Jensen, 1993). Только при наличии всех таких элементов, присутствующих в идентичных микрофациях, можно предполагать “конспецифичность” ихнофоссилий и использовать их как корректный, но вспомогательный биостратиграфический инструмент. Ясно, что это пока еще является делом будущего. К биостратиграфическим слабостям палеоихнологии следует отнести и ярко выраженный фациальный контроль над распределением ихнофоссилий, связанный с палеоэкологией продюсеров и тафonomieй их следов. И конечно, не в пользу следов свидетельствует разительная разница в разнообразии и составе ихноценозов карбонатных и терригенных фаций (первые обычно богаты скелетными остатками, но очень бедны палеоихнологически). Сказанное ясно показывает весьма скромный биостратиграфический потенциал ископаемых следов. Сама природа ихнофоссилий исключает возможность выяснения их естественно-исторических и эволюционных последовательностей, которые кладутся в основу биостратиграфических схем.

Во-вторых, нельзя пройти мимо того, что решающая стратиграфическая способность ихнофоссилий в пограничном венд-кембрийском интервале гораздо ниже, чем мелкораквинной фауны. Так, одна ихнозона *Rusorhynchus avalonensis* только в своей нижней части соответствует двум зонам по скелетным остаткам. Вряд ли можно ожидать, что даже выделение самостоятельной ихнозоны между зонами *Trichorhynchus pedum* и

Rusophycus avalonensis приведет к созданию более дробной и более надежной биостратиграфической схемы рассматриваемых отложений, чем та, что уже создана на основании мелкораквинной фауны и определяется последовательностью зон *Anabarites trisulcatus*–*Purella antiqua* (“*Purella*”)–*Nochoirocyathus sunnaginicus* (Хоментовский, Карлова, 1991, 1992, 1994а). Именно высокая разрешающая способность этой шкалы позволила высказать сомнение в повсеместной изохронности границы зон *trisulcatus* и *antiqua* (Хоментовский, Карлова, 1994а), что подтверждается С-изотопными хемотратиграфическими данными (Kaufman et al., in press). Ясно, что стратиграфическое разрешение такого уровня лежит далеко за пределами реальных возможностей “ихнофоссильной” биостратиграфии. В этой связи отметим, что количество родов и видов ихнофоссилий обычно не менее чем на порядок меньше количества родов и видов скелетных окаменелостей, известных из отложений того же возраста.

В-третьих, определение (дефиниция) нижней границы кембрия по ископаемым следам неизбежно порождает не тривиальную проблему соотношения шкал и границ, определяемых по ихнофоссилиям, со шкалами и границами, установленными по остаткам скелетной фауны (мелкораквинные ископаемые, археоциаты, трилобиты). Первостепенное значение этой проблемы определяется тем, что основой кембрийской биостратиграфии являются именно скелетные остатки. Частным, но весьма актуальным ее выражением, является вопрос о возрастном соотношении нижней границы кембрия, установленной в бюринском разрезе по ихнофоссилиям, с нижними границами немакит-далдынского и томмотского ярусов, определяемыми по скелетным остаткам в Сибири. Далее мы увидим, что строгого решения этого вопроса сегодня нет и, следовательно, остается недоказанной применимость бюринской модели границы к карбонатным разрезам; модель изначально лишена потенциала универсальности.

Стремление использовать ихнофоссилии для дефиниции границы докембрия и кембрия оправдывалось ссылками на их широчайшее распространение в силикокластических отложениях и субглобальную повторяемость смены их зональных комплексов, в частности комплексов *Harlaniella podolica* и *Trichophycus* (=Phycodes) *pedum*. Так, Э. Лендинг (Landing, 1994, с. 180) пишет: “ископаемые следы при почти полном отсутствии мелкораквинной фауны присутствуют в пограничном интервале в преимущественно силикокластических последовательностях на большинстве континентов (например, Авалон, Австралия, Балтийско-Восточно-Европейская платформа, герцинская Европа, Лаврентия, Гондвана), и ихнофоссилии в пограничном докембрийско-кембрийском интер-

вале хорошо применимы для межрегиональной корреляции”.

Подобное утверждение, однако, противоречит тезису Г. Нарбонна, Э. Лендинга и их соавторов (Narbonne et al., 1987) о высоком провинциализме кембрийских фаун. Если раннекембрийские организмы отличались высоким провинциализмом, то как их следы могли быть космополитными? Но даже если допустить, что некоторые следы имели всесветное распространение и переходили из одной фации в другую, то они не могли быть оставлены одними и теми же организмами.

Утверждению о высоком корреляционном значении ихнофоссилий в пограничном интервале противоречит и то, что смена комплексов *Harlaniella podolica* – *Trichophycus pedum* реально отмечена только в двух регионах – в Подолии (Украина) и на Ньюфаундленде. При этом две названные зональные формы непосредственно сменяют одна другую только в бюринском разрезе, а в Подолии интервалы их вертикального распространения разделены окунецкой свитой, которая не содержит этих ихнофоссилий и имеет мощность в рассматриваемых районах до 17 м (Гуреев, 1988). Следует также отметить бедность палеонтологической характеристики тех отложений, которые в Подолии могут быть отнесены к зоне *Harlaniella podolica*. Остатки фауны эдиакарского типа здесь чрезвычайно редки, а ихнофоссилии немногочисленны и систематически однообразны (Федонкин, 1987; Гуреев, 1988; Sokolov, Fedonkin, 1990). Это обстоятельство, вероятно, отражает общее опреснение котлинского палеобассейна Восточно-Европейской платформы и некоторое обмеление его украинской части (Коренчук и др., 1993; Pigtus, 1992). Но даже если отвлечься от этой бедности, остается фактом, что только в двух разрезах, один из которых является стратотипом, мы имеем возможность наблюдать одинаковую последовательность ихнозон и сопоставлять, вероятно, один и тот же уровень. Во всех же остальных случаях состав древнейшего кембрийского комплекса следов, включающего *Trichophycus pedum*, и его возраст сильно варьируют. В очевидных ситуациях, например, в северной Испании и южной Австралии, возраст такого комплекса оценивается как позднеатдабанский и позднеоммотский–раннеботомский, соответственно (Crimes, Anderson, 1985; Zhuravlev, Gravestock, 1994), а в Кашмире первый *Phycodes* sp. отмечается вместе с находками *Redlichia*, а первые *Ph. pedum* указываются выше по разрезу совместно с *Ptychoparia* (De, 1993). Поэтому определение в региональных разрезах конкретного рубежа, который разделял бы несомненно вендские ассоциации ихнофоссилий от кембрийских, представляет собой самостоятельную и далеко не всегда корректно разрешимую задачу. Трудности ее решения связаны с обычной неполнотой региональных

последовательностей ихнофоссилий и ограниченностью биотопов их продусеров.

Особого упоминания заслуживают переходные венд-кембрийские отложения Оленекского поднятия – по существу единственного региона, в котором богатые комплексы мелкораковинной фауны немакит-далданского и томмотского ярусов сочетаются с довольно разнообразными ихнофоссилиями (Федонкин, 1985; Sokolov, Fedonkin, 1990; Хоментовский, Карлова, 1992). Нижняя, дотоммотская часть развитой здесь кессюсинской свиты содержит довольно многочисленные ископаемые следы, но большая их часть представлена либо новыми таксонами, либо формами, известными как в зоне *podolica*, так и в зоне *pedum*. Правда, здесь же присутствуют *Didymaulichnus tirasiensis* Palij, описанный из ровенского горизонта Подолии (Палий, 1976), и *Phycodes* sp. (Федонкин, 1985, табл. 23, фиг. 5), но отнесение последней формы к ихновиду *Ph. pedum* остается сомнительным. В 20 м ниже появления типичных томмотских ассоциаций мелкораковинной фауны в кессюсинской свите известен также *Rhizocorallium*, который обычен для кембрия. Но его значение для корреляции сибирских разрезов с избранным ГСРТ сводится к тому, что он отсутствует в бюринском разрезе. Немакит-далдынская ассоциация следов Оленекского поднятия, включающая *Phycodes*, *Gordia*, *Olenichnus*, *Planispiralichnus*, *Protospiralichnus* и *Dydymaulichnus tirasiensis* Fed., сменяется в верхней, томмотской части кессюсинской свиты крупными меандрическими формами *Didymaulichnus meanderiformis* Fed. и *Diplostraterion* sp. Подобная последовательность ихнофоссилий не установлена в бюринском разрезе. Это позволяет ставить вопрос о полноте либо этого разреза, либо его палеонтологической характеристики. В мейшучунском разрезе Китая показательные таксоны ихнофоссилий, характерные для зоны III П. Краймса (Crimes, 1987), появляются лишь в точке "В", с которой начинаются представленные здесь аналоги томмотского яруса (Xing et al., 1991), а первый *Trichorhynchus* (= *Phycodes*) *pedum* встречен лишь в 8 м ниже по разрезу.

Итак, наличие в нарастающем разнообразии венд-кембрийских ихнофоссилий самостоятельной латерально выдержанной дискретной ассоциации, определяющей зону *Trichorhynchus pedum*, требует дополнительных доказательств. В свете имеющихся данных кажется весьма вероятным, что непосредственная смена *Narlaniella podolica* и *Trichorhynchus pedum*, наблюдаемая в бюринском разрезе, представляет собой уникальное явление. В разрезах Северной Сибири и Южного Китая нижняя граница томмотского яруса, устанавливаемая по мелкораковинной фауне, столь близко расположена к уровню появления ихнофоссилий кембрийского типа, что выделение какого-либо

стратиграфического подразделения, ограниченного этими двумя рубежами, лежит явно за пределами разрешающей способности ихнофоссильной биостратиграфии.

III

Выводы о существовании такого подразделения в бюринском разрезе (Narbonne et al., 1987; Landing, 1992, 1994; Brasier et al., 1994) основаны на утверждении, что на большей части Сибирской платформы (включая стратотипическую местность томмотского яруса) существует значительный предтоммотский перерыв и что в разрезе Ньюфаундленда уровни проведения нижних границ томмотского яруса и зоны *pedum* разделены крупным интервалом разреза (см. ниже) от середины формации Каслетт до нижней части второй пачки формации Чепел Айленд (Narbonne et al., 1987; Landing, 1994).

Первому из этих утверждений обычно противопоставляют выводы о последовательном развитии фауны в немакит-далдынское и томмотское время. Такие выводы следовали как из наиболее ранних (Розанов и др., 1969), так и более поздних (Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989) исследований соответствующих фаун, хотя их авторы и придерживались различных взглядов на корреляцию пограничных отложений докембрия и кембрия севера и юго-востока Сибирской платформы. В последнее время В.В. Хоментовский и Г.А. Карлова (1991, 1992, 1994а; Khomentovsky, Karlova, 1993) показали, что в довольно широкой пограничной полосе между переходной фациальной зоной, к которой принадлежат алданские разрезы верхнего венда и нижнего кембрия, и восточной фациальной областью в Учуро-Майском регионе в дотоммотских отложениях резко увеличивается количество и разнообразие мелкой раковинной фауны. В результате здесь удается обособить две последовательные зоны – *Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua* ("Purella"), которые предваряют раннетоммотскую зону *Nochocyathus sunnaginicus*. Что же касается разрезов восточной фациальной области (Оленекское поднятие, Анабарский массив), то в ней появление характерных форм зоны *sunnaginicus*, с точки зрения большинства авторов данной статьи, растягивается почти на весь томмотский ярус, что, кстати сказать, является одним из главных объяснений расхождений во взглядах на биостратиграфическую корреляцию переходных венд-кембрийских отложений северной и юго-восточной частей Сибирской платформы (Савицкий, 1975; Розанов, 1982; Вальков, 1987; Миссаржевский, 1989; Репина, Розанов, 1992; Хоментовский, Карлова, 1992, 1994а).

Однако остается фактом и то, что в стратотипической местности томмотского яруса на р. Алдан

и на большей части Учуро-Майского региона пестроцветной свите предшествует явный перерыв, который устанавливается на основании залегания этой свиты на разных горизонтах подстилающих усть-юдомских отложений (Семихатов, Себряков, 1983; Старников и др., 1983; Сухорук, 1984; Хоментовский, Карлова, 1992, 1994b; Khomentovsky, Karlova, 1993). Значение данного перерыва для обсуждаемой здесь проблемы усугубляется уже упоминавшимися противоречиями в трактовке генезиса слоя 8 разреза Улахан-Сулугур (осадочный прослой или заполнение карстовых полостей в предпестроцветном рельефе), к которому по определению привязана нижняя граница томмотского яруса (Розанов и др., 1969). Интерпретация С-изотопных хемотратиграфических данных по алданскому и анабарскому разрезам венд-кембрийских отложений привела некоторых исследователей, включая одного автора данной статьи (М.А. Семихатова), к выводу о значительной продолжительности предпестроцветного перерыва (Khol et al., 1995; Kaufman et al., in press). Однако обычно его величину в русской литературе оценивают как небольшую, исходя из преемственности развития томмотской и немакит-далдынской фаун, а при признании первично-осадочного происхождения слоя 8, и из преемственности фаун основания пестроцветной свиты и этого слоя. Но, так или иначе, во многих разрезах Сибирской платформы (Анабарский массив, Оленекское и Сухарихинское поднятия) уровень нижней границы томмотского яруса не совпадает с перерывом в осадконакоплении.

Что же касается мнения Г. Нарбонна, Э. Лендинга, М. Брезье и их соавторов о взаимном положении нижних границ зоны *redum* и томмотского яруса в бюринском разрезе (Narbonne et al., 1987; Brasier et al., 1994; Landing et al., 1994), то оно основано на безусловной интерпретации присутствующих в этом разрезе очень бедных наборов мелкораквинной фауны и, как мы покажем ниже, нуждается в уточнении.

Несомненным стратиграфическим репером в авалонском разрезе являются слои с трилобитами *Serrodiscus*, *Ladadiscus* и *Calodiscus* (Landing, 1992) в средней части формации Бригус, которая по этой фауне коррелируется с нижней частью ботомского яруса. Более древние слои рассматриваемого разреза, отделенные перерывом от формации Бригус, составляют четыре согласно залегающие формации (сверху вниз): Фостер Пойнт, Каслетт, Вест Сентр Коув и Питлей. Первая из названных формаций и большая верхняя часть второй относятся к региональной шкале к зоне *Camenella baltica*, которую логично отнести к атдабанскому ярусу. В пользу такого вывода свидетельствуют находки в ней зоопроблематик *Rhombocorniculum cancellatum* и хиолитов *Gracili-*

thesa, древнейшие представители которых появляются лишь в атдабанском ярусе, а также брахиопод *Micromitra*, неизвестных в томмотском ярусе. Прохождение в названную зону форм из более древних отложений не дает никаких оснований для помещения ее ниже атдабанского яруса. Вывод Э. Лендинга и его соавторов о дотоммотском возрасте нижележащей зоны *Sunnaginia imbricata*, объединяющей отложения нижней части формации Каслетт (от пачки 1d и ниже) и формаций Вест Сентр Коув и Питлей, также не может считаться безусловно обоснованным. Встреченные в этой зоне *Sunnaginia imbricata* и *Torellella laevigata* не известны ниже основания томмотского яруса, а в восточных разрезах Сибирской платформы обычны лишь в верхней его части (Розанов, Соколов, 1984; Хоментовский, Карлова, 1992).

Более древний комплекс мелкораквинной фауны в бюринском разрезе отделен от принадлежащего зоне *Sunnaginia imbricata* перерывом, предшествующим формации Питлей, и формацией Рэндом, не содержащей скелетных ископаемых. Этот комплекс, заключенный в двух верхних пачках нижележащей формации Чепел Айленд и служащий обоснованием зоны *Watsonella crosbyi* (Narbonne et al., 1987; Landing, 1992, 1994), также, по мнению большинства авторов данной статьи, не может быть помещен ниже томмотского яруса. В пользу такого вывода говорит следующее. 1. *Watsonella* (= *Heraultipegma*) в юго-восточной Сибири не спускается ниже основания томмотского яруса, а на Севере Сибири встречается в слоях, обычно коррелируемых с нижнетоммотскими. 2. Присутствующие в зоне *Watsonella crosbyi* на Ньюфаундленде *Allathesa degeeri* и *Larwortella* в сибирских разрезах появляются соответственно в средне- и нижнетоммотских отложениях (Репина, Розанов, 1992; Хоментовский, Карлова, 1992, 1994а). 3. Кварциты Рекин Шропшира, рассматриваемые Э. Лендингом (Landing, in press) в качестве возрастного аналога формации Рэндом в британской части Авалонской платформы, содержит доминопольский (люкатинский) комплекс акритарх (Wright et al., 1993). Следовательно, и кварциты Рекин, и формация Рэндом не могут быть древнее верхних горизонтов томмотского яруса (даже в понимании Г. Видаля и М. Мочадловской, см. Vidal et al., 1995), а наиболее вероятно являются нижней частью атдабана. В этой связи необходимо подчеркнуть, что указания на находки люкатинского комплекса акритарх в зоне *regularis* хараулахского разреза Северной Сибири (Рудаевская, Васильев, 1984; Vidal et al., 1995) должны быть рассмотрены в свете сведений о наличии на "томмотском" уровне этого разреза *Pagetiellus* sp. (Vidal et al., 1995). Данная форма свидетельствует о том, что вмещающие отложения не древнее третьей зоны атдабанского яруса.

Даже древнейшую зону бюринского разреза, установленную по мелкораковинной фауне, – зону “*Ladatheca*” *cylindrica* – вряд ли можно с уверенностью считать дотоммотской. Указываемая отсюда “*Ladatheca*” (при условии корректности ее определения) в Сибири появляется только в самых верхних горизонтах тех отложений, которые обычно считаются дотоммотскими, но максимальное распространение получает в томмотских.

Учитывая крайнюю бедность и дискретное расположение комплексов мелкораковинной фауны в бюринском разрезе, предлагаемый вариант его корреляции с сибирскими разрезами может рассматриваться лишь как предварительный. Тем не менее, он более обоснован и вероятен, чем умозрительные корреляции Э. Лендинга и его коллег, которые выводят нижнюю границу томмотского яруса в нижнюю часть зоны *Camenella baltica*, отнесенной нами к атдабанскому ярусу. Сказанное выше не означает, что мы оспариваем трудности межрегиональных корреляций пограничных вендкембрийских отложений по мелкораковинной фауне. Но эти трудности соизмеримы с теми, которые встречаются при рассмотрении многих других групп фанерозойских ископаемых, используемых для обоснования стратиграфических границ в фанерозое. Среди названной фауны есть особенно трудные группы, реальные биостратиграфические возможности которых еще предстоит выяснить. Вместе с тем, среди этой фауны есть руководящие формы (например, *Larwortella tortuosa*) и есть формы (*Larwortella bella*, *Rhombocorniculum insolutum*, *R. cancellatum*, *Mobergella radiolata* и др.), уровни появления которых являются региональными и межрегиональными маркерами.

Можно было бы думать, что проблема широкой корреляции бюринского ГСРТ разрешима с помощью акритарх тем более, что последние с успехом применяются для расчленения и корреляции классических венд-нижнекембрийских последовательностей Русской платформы (например, Волкова, 1985; Moszydlowska, 1991). Увы, неоднократные попытки выделить акритархи из вендкембрийских отложений о-ва Ньюфаундленд не увенчались успехом. Но даже если бы представительные ассоциации акритарх и были бы здесь найдены, они все равно не могли бы вывести корреляцию пограничных вендкембрийских отложений за пределы терригенных разрезов, так как сопоставление этих отложений на Русской и Сибирской платформах по акритархам вызывает серьезные расхождения.

IV

Все сказанное убеждает, что сейчас нет надежных биостратиграфических критериев для корреляции не только принятой в бюринском разрезе

границы докембрия и кембрия, но и всей доатдабанской части этого разреза. Не помогают решению проблемы и не биостратиграфические методы корреляции.

Почти безраздельное господство терригенных пород в переходной вендкембрийской части бюринского разреза и относительно высокая степень его вторичных изменений не позволяют использовать для калибровки избранной границы Sr- и C-изотопные данные. Определения изотопного состава O и C в карбонатных конкрециях и прослоях, присутствующих в доатдабанской части этого разреза, показали, что их первичные изотопные системы нарушены под воздействием прогресса пород в ходе глубокого погружения и внедрения посткембрийских гранитных интрузий, а также под воздействием витального эффекта – бактериального разложения органического углерода в анаэробных условиях (Brasier et al., 1992). Поэтому данный разрез, как подчеркнули М. Брезье и его соавторы (Brasier et al., 1992, с. 270), не может быть в перспективе служить основой хемотратиграфической корреляции, опирающейся на изотопный состав карбонатного и органического углерода. Перспективы применения Sr-изотопной хемотратиграфии к пограничным отложениям докембрия и кембрия Ньюфаундленда также равны нулю не только из-за упомянутых термальных воздействий, но и из-за самого характера присутствующих карбонатов – конкреции и маломощные карбонатные тела в силикокластической толще. В таких условиях происходит интенсивный изотопный обмен между Sr карбонатных и терригенных пород, искажающий первичные изотопные метки карбонатов (Виноградов и др., 1994; Горохов и др., 1995). Достаточно низко оцениваются корреляционные возможности бюринского разреза и на основании анализа батиметрической кривой или границ секвенций ввиду малой латеральной выдержанности последних на Ньюфаундленде и существенного эпейрогенического эффекта (Mugow, Hiscott, 1993).

Достигнутая в последнее время точность U-Pb датирования вулканогенных цирконов открывает принципиальную возможность решения корреляционных проблем на изотопно-геохронологической основе. Однако малое количество подобных датировок из пограничных вендкембрийских отложений и неопределенность стратиграфического положения или генезиса некоторых из датированных пород не позволяют это сделать применительно к рассматриваемым разрезам. Среди упомянутых датировок в контексте данной статьи наиболее важны следующие.

1. Цирконы из галек конгломератов, залегающих вблизи основания тосерской свиты Хараулахского поднятия (Северная Сибирь), имеют средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 534.6 ± 0.4 млн. лет

(Bowring et al., 1993). Эти конгломераты согласно перекрыты карбонатными породами с довольно богатой ассоциацией мелкораквиной фауны, которую иногда рассматривают как относящуюся к первой зоне томмотского яруса (Миссаржевский, 1989; Bowring et al., 1993), но обычно считают представляющей среднетоммотскую зону *Dokidocyathus regularis* (Репина и др., 1974; Репина, Розанов, 1992; и др.). Таким образом, приведенное значение определяет максимальный возрастной предел названной зоны. С таким выводом в пределах ошибки согласуется уточненное значение U-Pb возраста цирконов из верхней части пачки Байяншао типового разреза мейшучунского яруса Китая, равное 530 ± 5 млн. лет (Sambidge, Compston, 1994). Эта пачка относится к верхней части зоны Anabarites-Protoherzina, залегает непосредственно ниже уровня появления довольно разнообразного комплекса мелкораквиной фауны (точка В) и является дотоммотской и во всяком случае досреднетоммотской. Представление об изотопном возрасте верхних горизонтов томмотского яруса дает датировка циркона из верхнетоммотско-нижнеатдабанских отложений Марокко, равная 521 ± 7 млн. лет (Compston et al., 1992).

2. Цирконы из вулканической брекчии, залегающей вблизи основания кессюсинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь), имеют средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 543.9 ± 0.24 млн. лет (Bowring et al., 1993). Мелкораквиная фауна из вышележащих горизонтов кессюсинской свиты определяет их принадлежность к зонам Anabarites trisulcatus и *Purella antiqua* немакитдалданского яруса и зоне *Nochoroicyathus supnaginicus* томмотского яруса (Хоментовский, Карлова, 1992; Khomentovsky, Karlova, 1993). Совокупность биостратиграфических (op. cit.) и хемотратиграфических (Kaufman et al., in press) данных показывают, что нижнекессюсинские отложения коррелируются с нижними горизонтами стратотипа немакит-далдынского яруса на западном склоне Анабарского массива. Таким образом, датировка 543.9 ± 0.2 млн. лет, могла бы вслед за С. Боурингом и его соавторами, рассматриваться как определяющая возраст нижней границы этого яруса (Bowring et al., 1993). Однако, по мнению В.В. Хоментовского и М.С. Якшина, вулканическая природа кессюсинской брекчии требует дополнительного обоснования, так как по составу эта брекчия близка породам, которые связаны с многочисленными трубками взрыва, локализованным как в до-, так и в посткессюсинских отложениях. Но вне зависимости от той или иной интерпретации генезиса кессюсинских брекчий, их U-Pb датировку нельзя использовать для оценки изотопного возраста нижней границы кембрия в бюринском разрезе, как это делают С. Боуринг и его соавторы. Выяснение хронологических и

стратиграфических соотношений этой границы и нижней границы немакит-далдынского яруса является особой задачей, которая, как говорилось выше, пока не имеет строгого решения.

3. Цирконы из туфового прослоя, залегающего в аналогах формации Чепел Айленд в г. Сент-Джонс, Нью-Брансвуйк, по верхнему пересечению дискордии с конкордией имеют возраст $531.0 + 1.8/-1.1$ млн. лет, а средневзвешенное значение их $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 530.7 ± 0.9 млн. лет. Эта последняя величина рассматривается как лучшая оценка времени отложения туфа (Isachsen et al., 1994). Внутрорегиональные корреляции и палеонтологические материалы показывают, что данный прослой туфа относится к средней части ихнозоны *Rusophycus avalonensis*, точнее, к выделяемой по мелкораквиной фауне зоне *Watsonella crosbyi* (Landing, 1994; Isachsen et al., 1994; Brasier et al., 1994), которая лежит стратиграфически выше наблюдаемой в бюринском разрезе границы ихнозоя *Trichophycus* (=Phycodes) pedum и *Harlaniella podolica*. Следовательно, возраст нижней границы кембрия, принятой в этом разрезе, превосходит 530.7 ± 0.9 .

Рассматриваемая $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировка циркона, вопреки мнению К. Исахсена и других (Isachsen et al., 1994), отнюдь не означает, что оценка возраста нижней границы томмотского яруса, предложенная С. Боурингом с соавторами (Bowring et al., 1993), должна быть пересмотрена в сторону уменьшения. Настаивая на таком пересмотре, К. Исахсен и другие исходили из представлений о дотоммотском возрасте как зоны *Watsonella crosbyi*, так и значительной вышележащей части бюринского разреза (Landing, 1991, 1994; Brasier et al., 1994). Выше мы показали, что такая трактовка возраста названной зоны небезусловна и, судя по всему, эта зона еще входит в состав томмотского яруса. Следовательно, датировку 530.7 ± 0.9 млн. лет нельзя привлекать для выяснения возрастного соотношения нижних границ немакит-далдынского яруса и зоны *Trichophycus pedum*. Но если наш вывод о томмотском возрасте зоны *Watsonella crosbyi* справедлив, то она показывает, что нижняя граница томмотского яруса древнее приведенного значения. В этой связи отметим, что изохронный Rb-Sr возраст тонкой (0.1–0.2 мкм) фракции аутигенного иллита из верхней части лонтоваского горизонта Эстонии равен 538 ± 8 млн. лет (Gorochov et al., 1994).

4. Цирконы из туфов формации Мистейкин Пойнт юго-восточного Ньюфаундленда, которая лежит стратиграфически ниже рассматриваемых горизонтов и содержит эдиакарские ископаемые, по данным ионного микрозондового анализа (SRIMP) распались в примерно равных пропорциях на три возрастные группы 607 ± 1 , 591 ± 5 и 571 ± 4 млн. лет (Compston, 1994). Последнюю да-

тировку В. Компстон рассматривает как наиболее близко отвечающую возрасту туфа. Ранее из той же формации приводилось значение U-Pb цирконового возраста 563 ± 3 млн. лет (Venus, 1988), полученное традиционным методом. Необходимые аналитические данные, положенные в основу этой датировки, опубликованы не были. На основании приведенных данных можно считать, что изотопно-геохронологические данные по Ньюфаундленду определяют максимальный возрастной предел бюринского ГСРТ в 560–570 млн. лет.

5. Цирконы из туфов Славатыче Восточной Польши имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 551 ± 4 млн. лет (Compston et al., 1995). Эти туфы залегают у кровли вендской волынской серии и согласно перекрываются силикокластическими семятычской и белопольской свитами, которые в свою очередь согласно перекрываются аналогами котлинского горизонта (Moczydlowska, 1991); иногда в состав названного горизонта включают и белопольско-семятычские отложения (Великанов, 1988). Иначе говоря, туфы Славатыче находятся стратиграфически заметно ниже того уровня (границы котлинского и ровенского горизонтов), на котором в Приднестровье *Trichophycus pedum* приходит на смену *Harlaniella podolica*. Следовательно, если смена двух названных ихнофоссилий произошла примерно одновременно в приднестровском и бюринском разрезах, но только что приведенная датировка позволяет уточнить максимальный возрастной предел принятой в бюринском разрезе границы докембрия и кембрия и оценить его в 551 ± 1 млн. лет.

Таким образом, имеющиеся изотопно-геохронологические данные ничего не дают для решения вопроса о корреляции нижних границ немакитдалдынского и томмотского ярусов, с одной стороны, и бюринской ГСРТ нижней границы кембрия – с другой. Эти данные, с нашей точки зрения, показывают лишь следующее: а) нижняя граница кембрия, принятая в бюринском разрезе, моложе 551 ± 4 и древнее 530.7 ± 0.9 млн. лет; б) возраст нижней границы зоны *Dokidocyathus regularis* меньше 534.6 ± 0.5 и заведомо больше 521 ± 7 млн. лет; в) возраст только что названной границы больше 530.7 ± 0.9 млн. лет, если справедлив сделанный выше вывод о стратиграфической принадлежности зоны *Watsonella crosbyi* Ньюфаундленда; г) возраст нижней границы немакитдалдынского яруса близок к 543.9 ± 0.24 млн. лет. Только что сделанному выводу, основанному на анализе U-Pb цирконовых данных, противоречат недавно полученные Sm-Nd изохронные датировки фосфатных раковин и коллофана из верхней части зоны *Aparites-Protoherzina* Китая (Yang et al., 1996). Эти датировки, опубликованные после сдачи нашей статьи в печать, равны 562.8 ± 7.9 ; 562.1 ± 5.7 и 570.3 ± 17.1 млн. лет. Первые две из них получены

по разному количеству проб из стратотипа мейшучунского яруса (из слоев 3–7 формации Юхучун), а третья – по пробам из только что названных слоев и из сопоставляемых с ними отложений Сычуаня и Северо-Западного Китая. Обсуждение корректности приведенных Sm-Nd определений выходит за рамки данной публикации. Однако надо отметить, что они не согласуются с оценками U-Pb возраста цирконов из верхних горизонтов названной зоны мейшучунского разреза (см. выше).

V

Итак, имеющиеся биостратиграфические и изотопно-геохронологические данные не обеспечивают корректной корреляции, принятой в бюринском разрезе границы докембрия и кембрия с другими разрезами, а природные особенности пограничных отложений докембрия и кембрия юго-восточного Ньюфаундленда исключают возможность привлечения для прослеживания этой границы C- и Sr-изотопных хемотратиграфических критериев. Сказанное по существу дезавуирует принятое решение о выборе ГСРТ нижней границы кембрия в разрезе п-ва Бюрин о-ва Ньюфаундленд.

В создавшейся ситуации наиболее конструктивным решением, видимо, было бы широкое осознание реалий, связанных со сделанным выбором ГСРТ нижней границы кембрия, возвращение к специальным международным исследованиям по сравнительной оценке и корреляции региональных стратотипов пограничных отложений венда и кембрия и обязательное включение в их число разрезов Учуро-Майского региона, Оленекского поднятия и Анабарского массива, а для последовательностей силикокластического типа – разрезы западной части Русской платформы, где уже хорошо разработано зональное расчленение по акритархам. Вероятно, и в Китае разрез Мейшучун не является единственным для дальнейшего рассмотрения. Только таким путем можно получить шанс сделать в будущем более удачный выбор ГСРТ нижней границы кембрия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Юдомо-Оленекский район. М.: Наука, 1987. 136 с.
- Великанов В.А. Корреляция верхневендских отложений Украины и Восточной Польши // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 16–22.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.
- Волкова Н.А. Акритархи и другие растительные микрофоссилии Восточно-Европейской платформы //

- Соколов Б.С., Ивановский А.Б. (ред.) Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. I. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 130–139.
- Гуреев Ю.А. Бесскелетная фауна венда // Рябенко В.А. (ред.) Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины. Киев: Наукова думка, 1988. С. 65–81.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3–33.
- Коренчук Л.В., Асеева Е.А., Кирьянов В.В. Вендский этап // Шнюков Е.Ф. (ред.) Геологическая история территории Украины. Докембрий. Киев: Наукова думка, 1993. С. 139–179.
- Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 238 с.
- Палий В.М. Остатки бесскелетной фауны и следов жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Подолья // Палеонтол. и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976. С. 63–77.
- Репина Л.Н., Розанов А.Ю. (ред.). Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 134 с.
- Репина Л.Н., Лазаренко Н.П., Мешкова Н.П. и др. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха (хр. Гуора-Сис). М.: Наука, 1974. 299 с.
- Розанов А.Ю. (ред.) Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы-Гол, МНР). М.: Наука, 1982. 149 с.
- Розанов А.Ю., Соколов Б.С. (ред.). Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с.
- Рудавская В.А., Васильева Н.Ю. Первые находки люкатиских акритарх в нижнекембрийском разрезе Чекуровка в Восточной Сибири // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1454–1456.
- Савицкий В.Е. Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 43–61.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Старников А.И., Сухоруков В.И., Якишин М.С. Юдомская серия севера Юдомо-Майского прогиба // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 61–73.
- Сухоруков В.И. Юдомская серия и пестроцветная свита хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 79–101.
- Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы). М.: Наука, 1981. 99 с.
- Федонкин М.А. Палеоихнология вендских Metazoa // Соколов Б.С., Ивановский А.Б. (ред.) Вендская система. Историко-геологич. и палеонтол. обоснование. Т. I. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 112–117.
- Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа. М.: Наука, 1987. 174 с.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Новые данные по корреляции венд-кембрийских отложений восточной и переходной фашиальных зон южной Якутии // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 3–40.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Нижняя граница кембрия и принципы ее обоснования в Сибири // Геол. и геофизика. 1992. № 11. С. 3–26.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Специфика геологии венд-кембрийских биот мелкораквинной фауны Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994а. Т. 2. № 3. С. 8–17.
- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Юдомий (венд) стратотипической местности // Геол. и геофизика. 1994б. Т. 35. № 10. С. 3–13.
- Benus A.P. Sedimentological context of a deep-water Ediacaran fauna (Mistaken Point Formation), Avalon Zone, Eastern Newfoundland // Trace Fossils and Small Shally Fossils and the Precambrian–Cambrian boundary. Proc. University of the State of New York, New York State Mus. Bull. 1988. № 463. P. 8–9.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293–1298.
- Brasier M.D., Andersen M.M., Corfield R.M. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Early Cambrian carbonates in southeastern Newfoundland and England // Geol. Mag. 1992. V. 129. P. 265–279.
- Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian–Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. V. 17. № 1–2. P. 3–8.
- Colloque international du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1957. Les relations entre Precambrien et Cambrien. Problemes des series intermediaires. 1958. Coll. 76. 272 p.
- Compston W. Time points within the Vendian by ion microprobe // Abstr. of the 8-th Intern. Conf. on Geochronology. U. S. Geol. Serv. 1994. Circular 1107. 65 p.
- Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L. et al. Zircon U-Pb ages relevant to the Early Cambrian time-scale // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. № 1. P. 171–184.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F. et al. Numerical ages of the volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland // J. Geol. Soc. London. 1995. V. 152. № 5. P. 599–611.
- Cowie J.W. IUGS/IGCP Project 29 Precambrian–Cambrian Boundary Working Group in Cambridge // Geol. Mag. 1978. V. 115. № 1. P. 151–152.
- Cowie J.W. Continuing work on the Precambrian–Cambrian boundary // Episodes. 1985. V. 8. № 2. P. 93–97.
- Cowie J.W. Two decades of research on the Proterozoic–Phanerozoic transition: 1972–1991 // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. № 5. P. 589–592.

- Cowie J.W., Rozanov A.Yu.* Precambrian–Cambrian boundary candidate, Aldan River, Yakutia, USSR // *Geol. Mag.* 1983. V. 120. № 2. P. 129–139.
- Cowie J.W., Brasier M.D.* (eds). The Precambrian–Cambrian boundary // *Oxford Monographs in Geology and Geophysics.* 1989. № 12. 213 p.
- Crimes T.P.* Trace fossils and correlation of Late Precambrian and Early Cambrian strata // *Geol. Mag.* 1987. V. 124. № 1. P. 97–119.
- Crimes T.P.* Changes in the trace fossil biota across the Proterozoic–Phanerozoic boundary // *J. Geol. Soc. London.* 1992. V. 149. № 6. P. 637–646.
- Crimes T.P., Anderson M.M.* Trace fossils from Late Precambrian/early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications // *J. Paleontol.* 1985. V. 59. № 3. P. 310–343.
- De C.* Trace fossils in the Precambrian–Cambrian boundary delineation and case study from the Liddar Valley, Kashmir, India // *Indian Minerals.* 1993. V. 47. № 2. P. 133–144.
- Debrenne F., Debrenne M.* Limite Precambrien–Cambrien: evolution des concepts // *Bull. Soc. geol. France.* 1995. V. 166. № 3. P. 311–320.
- Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L., Melnikov N.N., Kutuyavin E.P., Pirrus E., Baskakov A.V.* Rb–Sr systematics of Vendian–Cambrian claystones from the East European Platform: implication for a multistage illite evolution // *Chemical Geol.* 1994. V. 112. № 1. P. 71–89.
- Isachsen C.E., Bowring E.A., Landing E., Samson S.D.* New constraint on the division of Cambrian time // *Geology.* 1994. V. 22. № 6. P. 496–498.
- Jensen S.* Trace fossils, body fossils, and problematica from the Lower Cambrian Mickwitzia Sandstone, South–Central Sweden // *Doctoral thesis. Inst. of Earth Sci. Historical Geol. and Paleontol. Uppsala Univ. Preprint.* 1993. 171 p.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., et al.* Isotopic chemostratigraphy of Precambrian–Cambrian boundary beds in the Western Anabar region, Northern Siberia // *Geol. Mag.* In press.
- Khomentovsky V.V., Karlova G.A.* Biostratigraphy of the Vendian–Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // *Geol. Mag.* 1993. V. 130. № 1. P. 29–45.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Adams W.* Sizing up the sub-Tommotian unconformity in Siberia // *Geology.* 1995. V. 23. № 12. P. 1139–1143.
- Landing E.* Upper Precambrian through Lower Cambrian of Cape Breton Island: faunas, paleoenvironments, and stratigraphic revision. *J. Paleontol.* 1991. V. 65. № 4. P. 570–595.
- Landing E.* Lower Cambrian of Southeastern Newfoundland: epeirogeny and Lazarus faunas, lithofacies–biofacies linkages, and the myth of a global chronostratigraphy // *Origin and early evolution of the Metazoa,* 1992. New York: Plenum Press. P. 283–309.
- Landing E.* Precambrian–Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // *Geology.* 1994. V. 22. № 2. P. 179–182.
- Landing E.* Recent advances in Avalonian geology // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* In press.
- Landing E., Myrow P.M., Benus A.P., Narbonne G.M.* The Placentian Series: appearance of the oldest skeletalized faunas in southeastern Newfoundland // *J. Paleontol.* 1989. V. 63. № 6. P. 739–769.
- Moczydlowska M.* Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian–Cambrian boundary in southeastern Poland // *Fossils and Strata.* 1991. V. 29. 127 p.
- Myrow P., Hiscott R.N.* Depositional history and sequence stratigraphy of the Precambrian–Cambrian boundary stratotype section, Chapel Island Formation, southeastern Newfoundland // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1993. V. 104. № 1. P. 13–35.
- Narbonne G.M., Myrow P.M.* Trace fossil biostratigraphy in the Precambrian–Cambrian boundary interval. New York State Mus. Bull. 1988. № 463. P. 72–76.
- Narbonne G.M., Myrow P.M., Landing E., Anderson M.M.* A candidate stratotype for the Precambrian–Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland // *Canad. J. Earth Sciences.* 1987. V. 24. № 7. P. 1277–1293.
- Pirrus E.* Freshening of the Late Vendian basin on the East European Platform // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 1992. V. 41. № 3. P. 115–123.
- Rozanov A.Yu.* The Precambrian–Cambrian boundary in Siberia // *Episodes.* 1984. V. 7. № 1. P. 20–24.
- Sambridge M.S., Compston W.* Mixture modelling of zircon ages // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 128. № 3. P. 373–390.
- Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* (eds). The Vendian System. V. 2. Regional geology. Berlin, Heidelberg etc.: Springer-Verlag, 1990. 273 p.
- Vidal G., Moczydlowska M., Rudavskaya V.R.* Constraint on the early Cambrian radiation and correlation of the Tommotian and Nemakit–Daldynian regional stages of eastern Siberia // *J. Geol. Soc. London.* 1995. V. 152. № 4. P. 499–510.
- Wright A.E., Fairchild I.J., Moseley F., Downie C.* The Lower Cambrian Wrekin Quartzite and the age of its unconformity on the Ercall Granophyre // *Geol. Mag.* 1993. V. 130. № 2. P. 257–264.
- Xing Y., Luo H., Jiang Z., Zhang S.* A candidate global stratotype section and point for the Precambrian–Cambrian boundary at Meihucun, Yunnan, China // *J. China univ. Geosciences.* 1991. V. 2. P. 47–57.
- Yang Jie-Dong, Sun wei-Guo, Wang Zhong-Zhe, Wang Yin-Xi.* Sm–Nd isotope age of Precambrian–Cambrian boundary in China // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 1. P. 53–61.
- Zhuravlev A.Yu., Gravestock D.J.* Archaeocyaths from Yorke Peninsula, South Australia, and archaeocyatan Early Cambrian zonation // *Alcheringa.* 1994. V. 18. № 1. P. 1–54.

Рецензенты А.С. Алексеев, А.Ю. Журавлев

УДК 563.12:551.762.565.33(262.2)

СРЕДНЕЮРСКИЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И ИХ МИКРОБИОТА (ФОРАМИНИФЕРЫ, ОСТРАКОДЫ)

© 1997 г. К. И. Кузнецова, М. Р. Доброва

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

Поступила в редакцию 06.02.95 г.

Рассматривается влияние различных абиотических факторов на развитие и распределение донной микробиоты (фораминиферы и остракоды) в среднеюрских бассейнах Восточного Средиземноморья. В качестве основного объекта изучения использован материал по юрским отложениям Сирии, где исследовано более 90 разрезов этого возраста из различных регионов страны. Выявлена зависимость распределения фораминифер и остракод от батиметрической зональности бассейна. Показано, что изученные группы, как донные организмы наиболее прямо и непосредственно реагировали на изменение характера и гранулометрического состава осадка, гидродинамику придонных водных масс, скорость осадконакопления, соленость водных масс и их насыщенность карбонатом кальция. Все эти параметры в свою очередь прямо связаны с глубиной того или иного участка бассейна и удаленностью его от береговой линии.

Наибольшее систематическое разнообразие в сообществах донных фораминифер отмечено в сублиторали, особенно во внешней и средней ее частях, у остракод – в средней и внутренней части сублиторали. Изменение и колебания уровня солености водных масс в изученных бассейнах также связываются с удаленностью от береговой линии и батиметрической зональностью – в прибрежном мелководье соленость подвержена большим колебаниям, на что указывает, в частности, распределение стеногалинных форм в остракодовых сообществах. Четкая батиметрическая дифференциация выявлена в систематическом составе фораминифер, которые в более глубоководных зонах бассейна (эпитабиаль, внешняя и средняя сублиторали) представлены почти исключительно космополитными формами, в то же время как в мелководье внутренней сублиторали и литорали отчетливо доминируют тетические эндемики.

Ключевые слова. Фораминиферы, остракоды, средняя юра, абиотические факторы, батиметрические зоны, эпитабиаль, сублитораль, литораль, систематическое разнообразие.

Изучение морских бассейнов, в которых происходило осадконакопление, неразрывно связано как со стратиграфическими исследованиями тех или иных интервалов разреза, так и с выяснением условий обитания в них биоты, отражавшей все изменения, происходившие в древних акваториях. Среда обитания организмов (в нашем случае фораминифер и остракод) накладывала отпечаток на систематический состав палеобиоценозов этих групп, количественное соотношение составляющих компонентов, морфологические особенности раковин, структуру сообществ, преобладание какого-либо типа размножения. По своим экологическим особенностям рассматриваемые юрские фораминиферы и остракоды принадлежали к эпифауне бентоса, обитавшей в верхних слоях осадка или на его поверхности. Иначе говоря, они обитали в окислительной зоне, толщина которой в достаточно стабильных условиях эпиконтинентального моря варьировала незначительно. Любые изменения условий обитания оказывали непосредственное влияние на перестройку фаунистических сообществ. Это позволило выделить этапы развития юрских фораминифер Восточного Средиземноморья, приуроченные к событиям

геологической истории этого региона (Кузнецова, 1994, Кузнецова, Доброва, 1995). При этом выяснилось, что преобразования сообществ, непосредственно связанные с абиотическими факторами в бассейнах их обитания, происходили значительно быстрее, чем эволюция, обусловленная биологическими особенностями этих фаун, их морфотипом, темпами развития, интенсивностью формообразования, уровнем толерантности и т.д.

Биологическая эволюция фаун является темой отдельных исследований, а задачей настоящей работы был анализ связи и зависимости развития сообществ фораминифер и остракод от абиотических факторов в бассейнах, где они обитали в юрское время.

Исключительно интересный материал для таких исследований представляют шельфовые акватории Восточного Средиземноморья, донные осадки которых населяла богатейшая биота, формировавшаяся в специфических тепловодных условиях мелководья при высоком насыщении водных масс карбонатом кальция.

Анализируя наиболее существенные абиотические факторы, влиявшие на процесс осадконакопления и развитие донных фаун, мы прежде всего должны выделить те из них, которые могут быть достаточно достоверно исследованы на ископаемом материале. К их числу относятся следующие: тектонический режим, обусловивший характер геологической структуры седиментационного бассейна; степень подвижности придонных водных масс (структуры осадка, гранулометрический состав); продуктивность водных масс и их насыщенность фитопланктоном, что определяло трофический фактор; температурный режим, контролирующийся индикаторными формами фитопланктона (кокколитофориды) и теплолюбивыми организмами (кораллы, водорослевые биогермы); химический состав и соленость водных масс, определявшие присутствие эвригалинных или стеногалинных форм, что особенно четко выявляется по остракодам; климатический режим прилегающей суши и степень удаленности области седиментации от источников сноса, что определяло состав и характер терригенной составляющей; скорость осадконакопления, которая в эпиконтинентальных морях была значительно ниже, чем в геосинклинальных бассейнах (соответственно 0.001–0.005 и 0.2–0.3 мм/год).

Рассматриваемые морские бассейны в юрское время принадлежали к пассивной окраине мезозойского океана Тетис и располагались в экваториальной области, т.е. являлись низкоширотными тропическими акваториями. По структурно-тектоническим особенностям это были эпиконтинентальные шельфовые моря, ограниченные с юга северным краем Аравийского щита, и на севере примыкающие к северо-восточной части Загроса. По фациально-литологическому признаку это были моря карбонатной платформы, мелководные, достаточно удаленные от областей денудации, контуры и размеры которых в среднеюрское время были относительно стабильны. Глубины и очертания этих акваторий незначительно изменялись в зависимости от трансгрессий и регрессий юрского моря, что в свою очередь влияло на состав и характер осадков.

По батиметрической зональности в рассматриваемых акваториях выделяются все зоны от супралиторали по эпибатиали, охарактеризованные различными по составу сообществами фораминифер и остракодов.

Изучение многочисленных (более 90) разрезов юрских отложений Сирии, расположенных в основных горных сооружениях этой страны – Анти-Ливане, Приморских хребтах, Курд Даге и Пальмиридах (рис. 1–3), позволило выявить определенную закономерность распределения сообществ фораминифер и остракодов в различных фациях. Зависимость систематического состава со-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов юрских отложений на территории Сирии. Анти-Ливан: 1 – Хадар, 2 – Арне, 3 – Вади Аль Карн, 4 – Сед Аль Карн, 5 – Роуда. Приморские хребты: 6 – Карьер Никола, 7 – Кадмус, 8 – Вади Джаннам, 9 – Джейда, 10 – Восточный Мариин, 11 – Баб Джанне, 12 – Шуюкха.

обществ этих групп от состава и характера пород отражала приуроченность последних к различным батиметрическим зонам бассейна (рис. 4). Анализируя связь родового и видового состава фораминифер и остракодов с батиметрической зональностью бассейна, можно отметить следующее. В наиболее глубоководной зоне (эпибатиаль–внешняя сублитораль) присутствуют немногочисленные фораминиферы из семейства Globigerinidae и Ceratobuliminidae. Характерно наличие здесь планктонных форм из родов Globuligerina, встречающихся практически повсеместно, хотя и в небольшом числе раковин в соответствующих фациях бата и келловея, а также родов Praelamarckina и Lamarckella из сем. Ceratobuliminidae. Остракоды в этой зоне бассейна представлены различными видами двух родов из семейств Cytherellidae и Bairdiidae (Cytherella и Bairdia). Отложения, формировавшиеся в этих участках бассейна, присутствуют в аалене и байосе Анти-Ливана и в байосе Приморских хребтов. В литологическом отношении эти породы представлены известняками, карбонатными глинами и мергелями, причем последние играют в разрезе подчиненную роль (рис. 4).

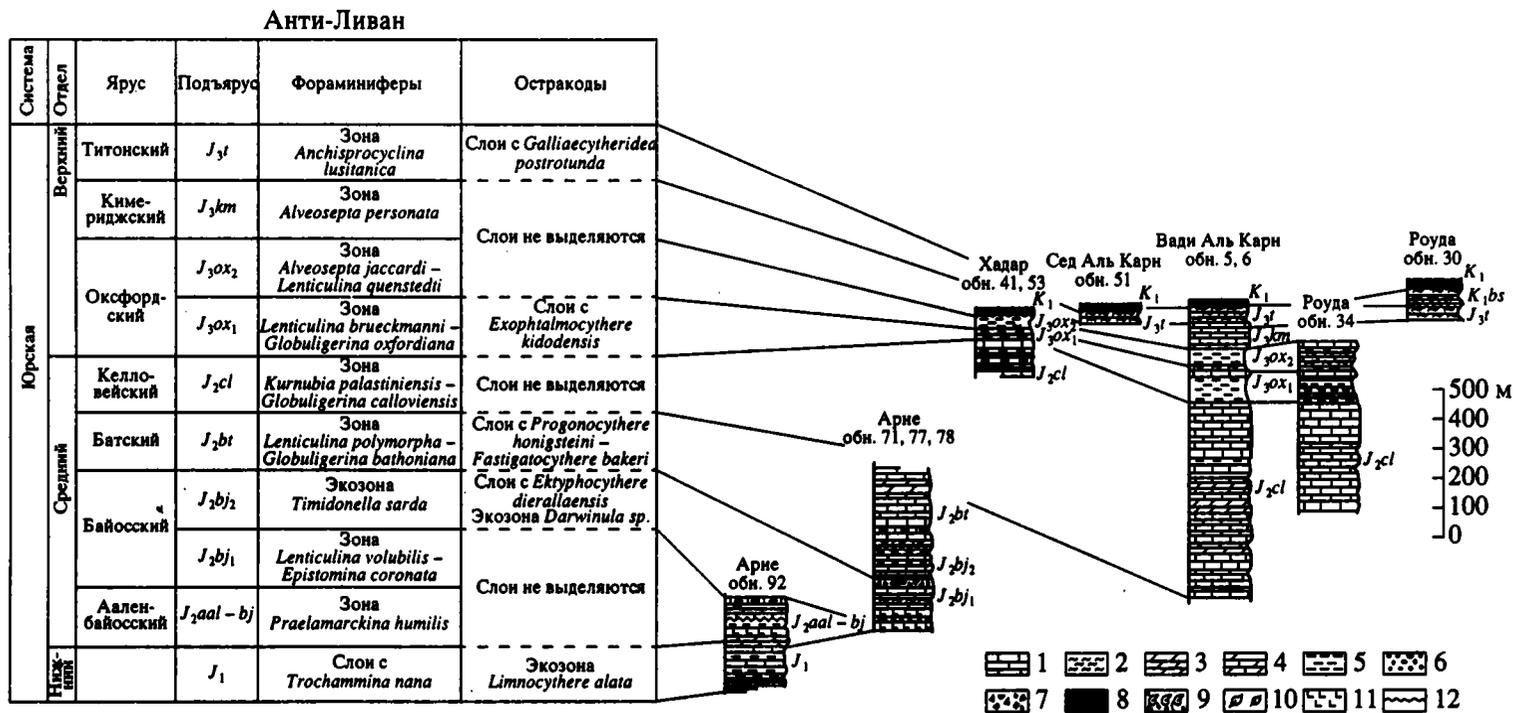


Рис. 2. Сопоставление разрезов юрских отложений Анти-Ливана. 1 – известняк; 2 – мергель; 3 – доломит; 4 – доломитизированный известняк; 5 – глина; 6 – конгломерат; 7 – брекчия; 8 – песчаник; 9 – остатки макрофауны; 10 – растительные остатки; 11 – вулканогенные породы; 12 – эрозийная граница.

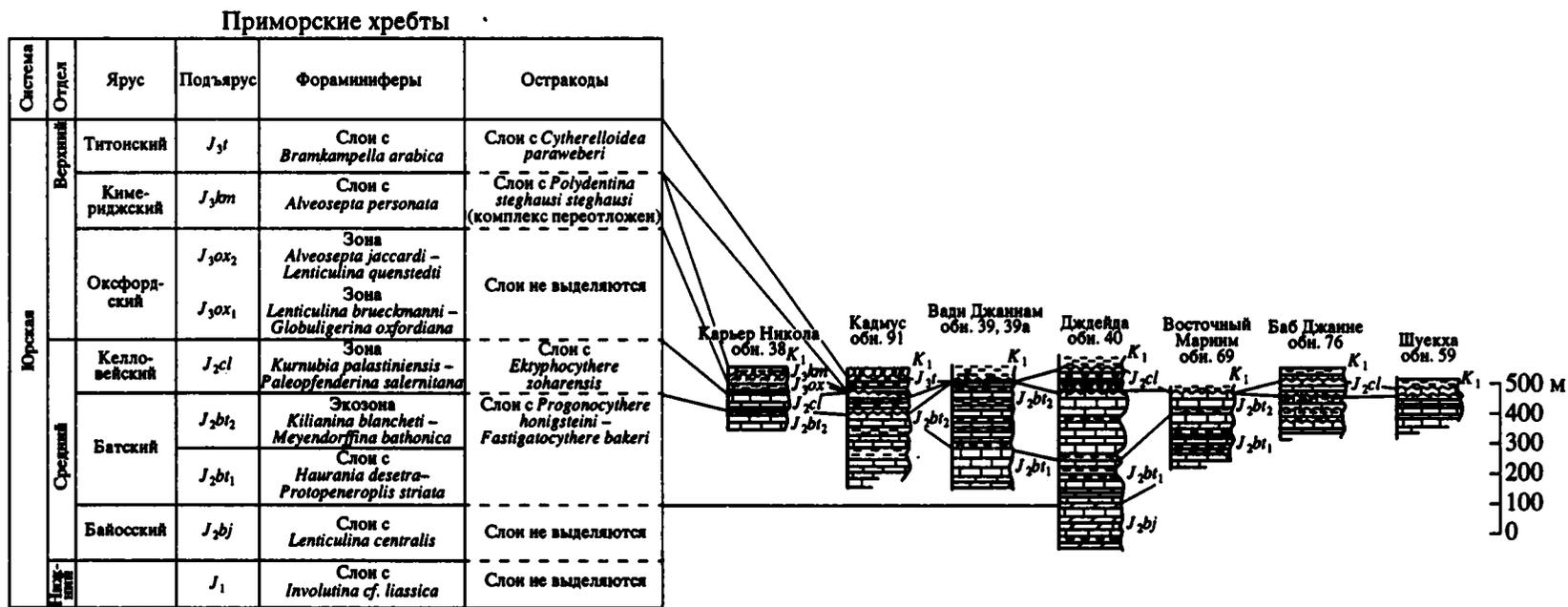


Рис. 3. Сопоставление разрезов юрских отложений Приморских хребтов. Усл. обозначения см. на рис. 2.

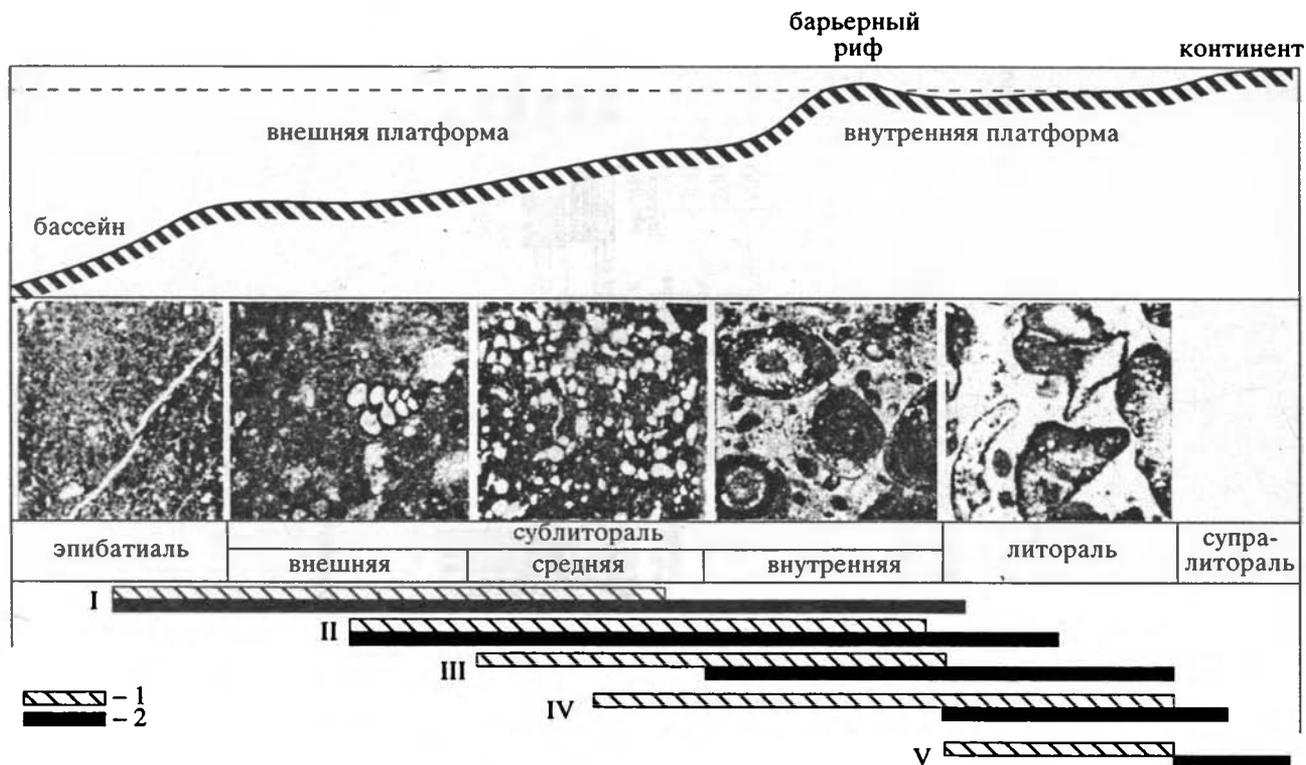


Рис. 4. Схематическая модель бассейна, распространение видовых группировок фораминифер и остракод и изменение фациального состава пород по батиметрическим зонам бассейна в среднеюрских отложениях Сирии. 1 – фораминиферы, 2 – остракоды; I–V – комплексы фораминифер и остракод различных батиметрических зон (см. рис. 5).

Осадки, накапливавшиеся в условиях внешней и средней сублитерали, содержат иные по систематическому составу сообщества фораминифер и остракод. По геологическому возрасту они отвечают также нижней части средней юры – байосу и бату, а по расположению в бассейнах Западной Сирии – южной части этого региона. Для ассоциаций фораминифер этой зоны бассейна характерно преобладание представителей семейств *Lenticulinidae*, *Vaginulinidae* и *Nodosariidae* (роды *Lenticulina*, *Citharina*, *Dentalina* – рис. 5).

Уменьшение глубины и приближение береговой линии отразилось на увеличении систематического разнообразия фораминифер, которые в осадках, следующих по батиметрической градации зон – средней и частично внутренней сублитерали – представлены семействами *Polymorphinidae*, *Epistominidae*, *Prolixoplectidae*, *Pfenderinidae* и *Crisalidinidae*. Многочисленные виды родов *Redmondoides*, *Riyadhella*, *Eogyttulina*, *Epistomina* характеризуют отложения батского и келловейского возраста Анти-Ливана и Приморских хребтов, в разрезах, где представлены отложения этих батиметрических зон.

Картина распределения сообществ остракод во внешней, средней и внутренней частях сублитерали несколько отлична от картины распределения фораминифер. Для внешней сублитерали

разнообразие в систематическом составе комплексов остракод намного ниже, чем у фораминиферовых сообществ. Наибольшее разнообразие в комплексах достигается в средней и особенно во внутренней сублитерали.

Во внешней сублитерали комплекс остракод обедненный и включает только представителей рода *Sytherella* семейства *Sytherellidae*. В средней и внутренней сублитерали остракоды более разнообразны. Они представлены в основном родами семейства *Progonocytheridae* (роды *Progonocythere*, *Procytheridea*, *Fastigatocythere*, *Glyptocythere*, *Glyptogatocythere*, *Ekyphocythere*), а также представителями рода *Sytherella* из семейства *Sytherellidae*.

Ассоциация остракод внешней сублитерали Приморских хребтов по сравнению с Анти-Ливаном несколько разнообразнее. Здесь встречаются роды *Bairdia*, *Sytherella*, *Macrosypris*, *Bythocypris*. Для сообществ средней и внутренней сублитерали характерны виды родов *Glyptocythere*, *Glyptogatocythere*, *Fastigatocythere*, *Rectocythere*, *Macrodentaria*, *Procytheridea*, *Progonocytheridea*, *Praeschuleridea*, *Bairdia*, *Sytherella*, *Parasypris*.

С уменьшением глубины заметно меняется не только систематический состав сообществ донной фауны, но и характер осадка, представленного органогенно-обломочными, оолитовыми и

Мелководные осадки средней и внутренней сублиторали, а также литорали развиты в келловее и раннем бате в Приморских хребтах и Курд-Даге. В органогенно-обломочных, иногда крупнодетритусовых известняках присутствует своеобразное сообщество фораминифер, в котором важнейшую роль приобретают представители семейств Pfenderinide (роды *Palepfenderina*, *Pfenderella*, *Steinekella*, *Kurnubia*) и *Cyclamminidae* (роды *Dhrumella*, *Flabellamminopsis*).

Наиболее мелководные отложения средней юры, характеризующие частично внутреннюю сублитораль и литораль, развиты достаточно широко: они встречаются в Анти-Ливане, Приморских хребтах, Курд-Даге и в Пальмиридах, где они накапливались в позднебайосское и батское время в краевых частях бассейна. Характерными в сообществах фораминифер являются роды *Meuendorffina*, *Haurania*, *Kilianina*, *Limognella*, *Alzonella*, *Timidonella* из семейств *Dictyoconidae*, *Hauraniidae*, *Hottingeritidae*. Отложения, в которых встречены указанные сообщества фораминифер и остракод, отчетливо отражают условия мелководной зоны моря карбонатной платформы, где они формировались. Это крупнодетритусовые известняки, оолитовые и строматопоровые известняки, водорослевые биогермы.

Ассоциации остракод литоральной зоны отличаются по структуре от сообществ средней и внутренней сублиторали. В большинстве своем это монотаксонные сообщества, в которых в зависимости от специфичности фациальной обстановки преобладает какой-либо один, наиболее приспособившийся к ней род.

В литоральной зоне Анти-Ливана комплексы остракод представлены родами семейства *Progonocytheridea* (роды *Glyptocythere*, *Ektyphocythere*, *Zergacythere*), семейства *Cytherideidae* (род *Schuleridea*), семейства *Cytherelloidea* (род *Cytherelloidea*). В Приморских хребтах сообщества остракод этой батиметрической зоны представлены родами *Pleurocythere*, *Praeschuleridea*, *Fabanella*, *Theriosynocum*, *Bisulcocypriis*, *Paracypris*, *Schuleridea*, *Klieana*, *Cytherelloidea*.

Приведенные данные дают лишь самое общее представление о распределении фораминиферовых и остракодовых сообществ в различных зонах бассейна и нуждаются в некоторых пояснениях.

Наши выводы о приуроченности определенных ассоциаций фораминифер к разным батиметрическим зонам бассейна опираются на следующие данные: анализ литологического состава пород и последовательное изменение фациальных рядов (Уилсон, 1980; Sartorio, Venturini, 1988), данные о фациально-батиметрической зависимости распределения фораминифер в юрских отложениях юго-западной Франции (Pelissie et al., 1984) и Морокко (Hottinger, 1967; Sossipatrova et Rohhali,

1974), анализ палеоэкологии, седиментологии и распределения фораминифер на карбонатной платформе пассивной окраины Тетиса (Arnaud-Vanneau, 1980), материалы по эволюции карбонатакопления на материковых окраинах (Конюхов, 1987), проблемы палеогеографии Тетиса (История океана тетис, 1987; Dercourt et al., 1993).

Изучение юрских остракод Восточного Средиземноморья имеет длительную историю и связано с именами как европейских, так и израильских и иорданских ученых (Oertli, 1966; Malz et al., 1985; Depeche F. et al., 1987; Rosenfeld et al., 1987; Rosenfeld, Honigstein, 1991; Rosenfeld, Oertli et al., 1987; Basha, 1980; 1992). На основании этих работ, а также общих работ (Pokorny, 1978; Neale, 1988) по палеоэкологическим особенностям распределения различных типов остракод был проведен анализ комплексов на приуроченность их к определенным батиметрическим зонам бассейна.

Рассмотрим распределение фораминифер и остракод в различных батиметрических зонах бассейна на протяжении батского времени. Следует напомнить, что этому времени соответствовало расширение трансгрессии, охватившей большую часть территории Сирии от западной части страны до Пальмирид. Широкое развитие отложений батского возраста дает возможность с наибольшей полнотой проследить картину фациальных изменений от более глубоководных к прибрежно-мелководным частям бассейна. Отложения внешней сублиторали и, возможно, частично эпibatиали, представленные афанитовыми плотными известняками без терригенных примесей слагают нижнюю часть батского яруса в разрезах Восточный Мариин, Вади Джаннам, Вади Шкейр в Приморских хребтах. Состав фораминиферового сообщества не отличается систематическим разнообразием, число особей отдельных видов невелико. Здесь присутствуют *Globuligerina bathoniana* (Pazdro), *Epistomina nuda* (Terq.), *E. turgidula* Kapt., *Paulina paula* (Pazdro), *Globulina* sp., *Nautiloculina oolithica* Mohl., редкие *Riyadhella arabica* Redm.

Нижний батский подъярус выделяется и во многих других разрезах Приморских хребтов (Дждейда, Шукха, Кадмус, Баб Жанне, карьер Никола). Однако в этих разрезах реннебатское сообщество фораминифер отличается от приведенного выше. Значительно возрастает систематическое разнообразие и число особей каждого вида, большинство из которых представлено раковинами различных генераций (последнее свидетельствует о благоприятных условиях обитания). Размеры раковин разные (от крупных до мелких), какой-либо общей морфологической особенности раковин (вздутость раковин, уплощенность, орнаментация, гладкостенность) не выявлено. Сообщество фораминифер имеет сле-

дующий состав: *Redmondoides reflexus* (Redm.), *R. medius* (Redm.), *R. lugeoni* (Sept.), *Paleopfenderina salernitana* (Sart. et Cresc.), *Kurnubia variabilis* Redm., *Quinqueloculina* sp. Заметно меняется характер осадка, на котором обитали эти виды – нижний бат в указанных разрезах представлен разнообразными известняками – мелкодетритовыми, глинистыми, появляются отдельные прослои и небольшие по мощности пачки переслаивания глин, глинистых мергелей и известняков. Иным систематическим составом характеризуется комплекс батских фораминифер Анти-Ливана. Здесь изменение фациальных рядов в батских отложениях можно отчетливо наблюдать в разрезе у с. Арне. Начало батского века отмечено поднятиями, местными перерывами в осадконакоплении, формированием прибрежно-мелководных фаций литорали (ракушняки, крупнодетритовые известняки, прослои грубых песчаников, многочисленные следы эрозионного несогласия). Вверх по разрезу отложения сменяются более глубоководными – оолитовыми и псевдооолитовыми и мелкодетритовыми известняками, глинистыми известняками с прослоями глин и мергелей. Представляется, что эти отложения формировались в условиях средней и внутренней sublittoral, где обитало сообщество фораминифер, характерного состава: *Lenticulina polymorpha* (Terq.) – вид-индекс одноименной зоны, *L. centralis* (Terq.), *Astacolus filosus* (Terq.), *Eoguttulina tribola* (Terq.), *Lamarckella antiqua* Kapt., *Globuligerina bathoniana* (Pazdro).

Позднебатское время в центральной части Западно-Сирийского бассейна характеризовалось уменьшением глубин в северном и восточном направлениях и расцветом богатейшей фауны фораминифер. Появляется много новых родовых и видовых таксонов, продолжают существовать все ранее появившиеся формы, численность и систематическое разнообразие сообществ существенно увеличивается. Наиболее характерными формами здесь являются *Dhrumella evoluta* Redm., *Meyendorffina bathonica* Auroze et Bizon, *Kilianina blancheti* Pfender, *Haurania deserta* Hens., *Amijiella amiji* (Hens.), *Limognella afaurei* Peissie et Peyb., *L. mesojurassica* Maync, *Trocholina palastiniensis* Hens.

Эта ассоциация фораминифер самая мелководная. Ее отличительным признаком является почти исключительное присутствие эндемичных тетических форм, причем степень эндемизма этого сообщества очень высокая – на уровне родов и семейств.

Таким образом, если более глубокие батиметрические зоны батского бассейна заселялись широко распространенными космополитными формами – лентикулинами, цитаринами, эпистоминами и отчасти планктонными фораминиферами, то по мере уменьшения глубины и перехода ко все более мелководным осадкам карбонатной плат-

формы возрастает роль эндемичных групп фораминифер, которые в средней юре практически полностью завоевывают область литорали и внутренней sublittoral.

Мы подробнее остановились на распространении сообществ фораминифер батского возраста потому, что этот стратиграфический интервал наиболее полно представлен в разрезах Сирии, охарактеризован очень богатыми комплексами, более детально изучен.

Сходная картина распространения фораминифер в различных фациях последовательных батиметрических зон наблюдается в байосе и в келловее Сирии. Зависимость состава сообществ и степень их эндемизма от фациально-батиметрической зональности, выявленная для батских фораминиферовых сообществ, полностью подтверждается изучением келловейских и байосских видовых ассоциаций.

Интересно отметить, что далеко за пределами Сирии в бассейнах Пери-Тетиса, в Крыму, Закавказье, а также в южном обрамлении Русской платформы (Днепровско-Донецкая впадина и северо-западный Донбасс) среднеюрские отложения охарактеризованы сообществами фораминифер, близкими по составу к ассоциациям I–III, т.е. типичными для внешней и средней sublittoral Сирийских бассейнов. Так, в Восточном Крыму (Янышарская бухта, п-ов Меганом, Судакский синклиорий), видовой и родовой состав сообществ фораминифер байоса сходен с таковыми из разрезов южной части Анти-Ливана (разрез Арне) и хребта Магара Синайского полуострова. Это связано с тем, что именно в этих зонах бассейна, в фациях пелитоморфных глинистых или мелкодетритовых известняков обитали космополитные роды и виды бентосных фораминифер, а также редкие планктонные представители этой группы. Эти роды (*Lenticulina*, *Citharina*, *Eoguttulina*, *Epistomina*, *Lamarckella*, *Pseudolamarckina*) – обитатели донных осадков в морях высоких широт, где они пользовались широчайшим распространением и были представлены разнообразными видовыми ассоциациями. Именно по этим доминантным группам в юре был выделен особый – бореальный – тип фораминиферовых фаун, получивший название нодозариново-эпистоминидового в отличие от цикламинидово-пфендеринидового, типичного для Тетиса (Басов, 1974; Басов и др., 1972; Басов, 1991).

Существенный интерес для понимания распространения фораминифер и особенно остракод представляло выяснение солёности бассейна, стабильности или изменчивости этого фактора в разных батиметрических зонах и в разные отрезки геологического времени. Как показало исследование остракодовых сообществ, соотношение стено- и эвригаллиных форм заметно варьирует в

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Анти-Ливан		Приморские хребты		
				Зоны бассейна	Соленость	Зоны бассейна	Соленость	
Юрская	Средний	Келловейский		Внешняя сублитораль	0 → 35‰		0 → 35‰	
				Внутренняя сублитораль, литораль				
		Батский	Верхний	Сублитораль				Средняя сублитораль
			Нижний					
		Байосский	Верхний	Литораль				Внешняя сублитораль
			Нижний	Средняя, внутренняя сублитораль				
		Ааленбайосский		Внешняя сублитораль				

Рис. 6. Изменение солености по батиметрическим зонам в среднеюрских бассейнах Сирии.

разных частях Сирийского бассейна. Выявляется общая закономерность – более глубоководные зоны бассейна (эпibatиаль, внешняя сублитораль) в среднеюрское время были населены остракодами, приспособленными к условиям нормальной солености, в мелководных участках бассейна обитали роды и виды остракод, известные из солоноватоводных и пресноводных водоемов (рис. 6). В отдельных участках бассейна (разрез Арне, Анти-Ливан) в байосское время существовали представители рода *Darwinula* – обитатели пресноводных водоемов. Это, на первый взгляд, парадоксальное явление – присутствие пресноводных осадков в толще морских отложений может быть, на наш взгляд, связано с локальным опреснением, выносом пресноводных потоков и сезонными ливневыми дождями, резко менявшими соленость в мелководье.

Таким образом, проведенные исследования показали следующее. Условия обитания в тропических мелководных морях пассивной окраины Тетиса в юрское время были благоприятными для развития бентосной фауны фораминифер и остракод.

Распределение этих донных организмов в среднеюрских морях зависело от комплекса абиотических факторов, важнейшим из которых был батиметрический. Батиметрическая зональность в свою очередь определяла характер морского осадка (грунта), на котором обитали фораминиферы и остракоды, его состав и строение, степень удаленности от источников сноса, гидродинамику придонных водных масс и развитие других бентосных организмов, совместно с которыми существовали фораминиферы и остракоды.

Наибольшее систематическое разнообразие сообществ фораминифер отмечается в осадках внешней и средней, а у остракод – средней и внутренней сублиторали. Некоторое уменьшение раз-

нообразия отмечается у фораминифер в литорали и внутренней сублиторали. В остракодовых сообществах снижение разнообразия состава связано с крайними зонами бассейна – литоралью и эпibatиалью. В последней батиметрической зоне заметно падает систематическое разнообразие и у фораминифер.

Выявлена четкая дифференциация систематического состава сообществ фораминифер и остракод в зависимости от зон бассейна, где они обитали: в условиях эпibatиали внешней и средней сублиторали среди фораминифер доминировали космополитные формы, по мере смещения к мелководью и приближению к береговой линии в средней и внутренней сублиторали и литорали главенствовали высокоспециализированные тетические эндемики.

Отмечено, что космополитные более глубоководные сообщества фораминифер нодозариидово-эпистоминидового типа были более консервативны, их развитие шло относительно медленными темпами и происходило в основном на видовом уровне. Тетические эндемичные фауны цикламниидово-пфендеринидового типа, заселявшие области прибрежного мелководья, развивались быстрее и на более высоком – родовом уровне. Почти все появившиеся в батское время родовые таксоны [18] завершили свое существование уже к концу келловя.

Остракоды, приспособленные к широкому диапазону солености, развивались более высокими темпами, чем группы, обитавшие в нормально-морских условиях. Пресноводные остракоды представлены эндемичными группами невысокого систематического состава.

Работа выполнена по гранту JA1100 Международного научного фонда и Российского Правительства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов В.А. О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. 80. С. 63–77.
- Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210–224.
- Басов В.А., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я. и др. Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиогеографическим данным // Палеонтология. М.: Наука, 1972. С. 104–113.
- История океана Тетис / ред. Монин А.С. и Зоненшайн Л.П. М.: Наука, 1987. 155 с.
- Конюхов А.И. Эволюция карбонатакопления на материковых окраинах в мезозое и кайнозое // Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987. С. 72–95.
- Кузнецова К.И. Эволюция юрских тетических фораминифер // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 87–99.
- Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Эндемичные и космополитные сообщества фораминифер и остракод в юрских бассейнах Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 2. № 2. С. 38–55.
- Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории // М.: Недра, 1980. 463 с.
- Arnaud-Vanneau A. Micropaleontologie, palaeoecologie et sedimentologie d'une plate-forme carbonate de la marge passive de la Tethys // L'urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. Geologie Alpine. 1980. Mem. 11. P. 1–13.
- Basha S.H. Ostracoda from the Jurassic System of Jordan // Rev. Espan. Micropal. 1980. V. 12. № 2. P. 231–254.
- Basha S.H. Triassic and Jurassic Microfauna from Subsurface Ruwaished Area, Northeast Jordan // Rev. Espan. Micropal. 1992. V. 24. № 2. P. 19–28.
- Depeche F., Le Nindre Y., Manivit J., Vaslet D. Les Ostracodes du Jurassique d'Arabie Saoudite centrale: systematique, repartition stratigraphique et paleogeographie // Geobios. Mem. special. 1987. № 9. P. 221–275.
- Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds). Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes. Paris, 1993. 307 p.
- Hottinger L. Foraminiferes imperfores du Mesozoique marocain // Notes et Memoires du Service Geologique du Maroc. Rabat. 1967. P. 1–169.
- Malz H., Hofmann K., Radtre G., Cherchi A. Middle Jurassic of N.W. Sardinia // Senckenbergiana lethaea. 1985. 66. № 3/5. P. 299–345.
- Neale J.W. Ostracods and Paleosalinity reconstruction // Ostracods in the Earth Sciences / De Deckker P. (eds). Hull. 1988. P. 125–155.
- Oertli H.J. On the Jurassic microfaunas of Israel; Ostracoda // Mayne W.: Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel // Geol. Surv. Israel. Bull. 1966. № 40. P. 10–22.
- Pelissie Th., Peybernes B., Rey J. Les grands Foraminiferes benthiques du Jurassique Moyen/Superieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrenees) Interet Biostratigraphique, Paleocologique et Paleobiogeographique // Benthos '83. 2 Int. Sump. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983). 1984. P. 479–489.
- Pokorny V. Ostracodes // Introduction to marine micropaleontology / Haq B.U., Boersma A. (eds). New York, 1978. P. 109–150.
- Rosenfeld A., Gerry E., Honigstein A. Jurassic ostracodes from Gebel Maghara, Sinai, Egypt // Rev. Espan. Micropal. 1987. V. 19. № 2. P. 251–280.
- Rosenfeld A., Honigstein A. Callovial-Oxfordian ostracodes from the Hamakhtesh Hagadol (Section, Southern Israel) // Rev. Espan. Micropal. 1991. V. 23. № 3. P. 133–148.
- Rosenfeld A., Oertli H.J., Honigstein A., Gerry E. Oxfordian ostracodes from the Kidod Formation of the Majdal Shams area, Mount Hermon, Golan Heights // Bull. Centres Rech Explor-Prod. Elf-Aquitaine. 1987. V. 11. P. 233–248.
- Sartorio D., Venturini S. Southern Tethys biofacies. Agip. Milan. 1988. 235 p.
- Sossipatrova G., Rahhali I. Les Foraminiferes jurassiques et leur importance stratigraphique dans la region de Koumch et d'El-Ksiba-Naour (Atlas de Bani-Mellal, Moyen Atlas, Maroc) // Notes Serv. Geol. Maroc. T. 35. № 255. 1974. P. 55–83.

Рецензент И.А. Басов

УДК 551.762/763:56(11)

ГРАНИЦА ЮРСКОЙ И МЕЛОВОЙ СИСТЕМ В БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ (БИОСТРАТИГРАФИЯ, БОРЕАЛЬНО-ТЕТИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ)

© 1997 г. И. И. Сей, Е. Д. Калачева

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

Поступила в редакцию 15.08.94 г., получена после доработки 16.01.95 г.

Впервые для основных регионов России и ряда стран СНГ дается целенаправленный анализ детальной биостратиграфии пограничных юрско-меловых слоев и разработана корреляционная модель этих отложений. На основе широких сопоставлений со странами Европы и Америки сделан вывод о несоответствии объемов терминальных ярусов юры бореальной и тетической шкал и о принадлежности верхневолжского подъяруса к меловой системе. Это определяет необходимость пересмотра положения границы юра–мел в Бореальной области, которая, как считают авторы, должна проходить по границе среднего и верхнего волжских подъярусов. Данный уровень соответствует или близок к официально принятой границе между юрской и меловой системами на рубеже титонского и берриасского ярусов.

Ключевые слова. Юра, мел, волжский ярус, рязанский горизонт, берриас, титон, биостратиграфия, корреляция.

Проблема юрско-меловой границы является одной из основных проблем мезозойской стратиграфии и вызывает оживленные дискуссии уже на протяжении свыше 100 лет. Длительное время это было связано с неопределенностью позиции пограничных ярусов. Установленный А. Оппелем (Oppel, 1865) титонский ярус включал первоначально известняки с берриасской фауной, которые Х. Кокан (Coquand, 1871) выделил как берриасский подъярус в составе валанжина, позже Е. Реневье (Renevier, 1874) счел возможным рассматривать его как самостоятельный ярус в основании меловой системы. Однако А. Тука (Toucas, 1890), исходя из правила приоритета, отнес берриас к юре. Тем не менее большинство исследователей, в том числе Ф. Пиктэ (Pictet, 1867), который первый описал фауну из берриасских известняков, рассматривало этот стратон как меловой. В дальнейшем объем и правомерность выделения титонского и берриасского ярусов и соответственно положение границы между юрской и меловой системами неоднократно пересматривались. Этому вопросу посвящено большое число публикаций, среди которых, как наиболее недавние по времени, можно назвать обобщения М.С. Месежникова (Зоны юрской системы..., 1981), Н.И. Шульгиной (1985), Т.Н. Богдановой (Зоны меловой системы..., 1989). Здесь следует лишь отметить, что в 1973 г. на Международном коллоквиуме по границе юра–мел в Лионе–Невшателе после длительной дискуссии большинством голосов было решено рассматривать берриас в качестве нижнего яруса меловой системы и границу между юрой и мелом проводить в его основании по подошве зо-

ны Jacobi/Grandis (зона Grandis s. l.), что и является в настоящее время практически общепринятым.

Выбор этой границы тем не менее оставил некоторую неопределенность, поскольку в стратотипической местности подстилающие берриас отложения содержат единичные аммониты (Sessa et al., 1989), и аммонитовая последовательность, необходимая при установлении границ такого ранга, здесь не может быть выявлена. Дело усугублялось тем, что не существовало общепризнанного типового разреза верхнего титона и титонского яруса в целом. Выделенный А. Оппелем титонский ярус представлял синтетическое образование, так как из-за отсутствия стратотипа были указаны лишь характерные разрезы отдельных частей яруса, находящиеся в различных местностях. Для верхнего титона таким типовым разрезом долгое время считался Штрамберг (Чехия). Хотя мнение о смешанном характере штрамбергской фауны высказывалось достаточно давно, только детальное изучение стратиграфии и аммонитов из этого местонахождения, представляющего собой ряд известняковых клиппов, показало невозможность выявления здесь сколько-нибудь четкой аммонитовой последовательности. Штрамбергская аммонитовая фауна имеет смешанный характер и охватывает диапазон от среднего титона (зона Fallauxi) до низов берриаса (зона Jacobi/Grandis) включительно (Zeiss, Bachmayer, 1989).

Наиболее полные разрезы титонского и берриасского ярусов, включая переходные слои, установлены в Кордильере Бетик на юго-востоке Испании, где они представлены морскими отло-

жениями и содержат многочисленные аммониты. Осуществленное в течение последних десятилетий послонное изучение этих разрезов и их аммонитового наполнения позволило восполнить пробел в аммонитовой зонации пограничных слоев юры и мела. Х. Тавера (Oloriz, Tavera, 1982; Tavera, 1985) в верхнем титоне выделяет здесь три зоны – *Simplisphinctes*, *Transitorius* и *Durangites*, и три зоны в берриасе – *Jacobi*, *Andrussowi* и *Boissieri*. Последние хорошо сопоставляются с берриасскими зонами стратотипической местности Юго-Восточной Франции. На обширном материале была показана резкая смена аммонитовых фаун на границе зон *Durangites* и *Jacobi*, обозначая высокий стратиграфический ранг указанного рубежа. Эти данные подтвердили правомерность принятого в Лионе–Невшателе решения о положении юрско-меловой границы в Средиземноморской области, которой является граница зон *Durangites* и *Jacobi/Grandis*¹.

Но установление границы юра–мел в Средиземноморье (Западный Тетис) не исчерпало рассматриваемую проблему. Как широко известно, в конце поздней юры–начале раннего мела отмечается один из пиков дифференциации морской фауны, в том числе аммонитовой, что, видимо, было обусловлено целым комплексом причин – как климатических, так и тектонических. Столь резкое разобщение морских фаун в переходное юрско-меловое время привело к необходимости выделения системы параллельных ярусов: титонского и берриасского в Тетической области, волжского яруса и рязанского горизонта в Бореальной и Суббореальной зоохориях.

Выделенная в 1881 г. С.Н. Никитиным волжская формация (волжский ярус) была отнесена к верхней юре. Установленный вскоре Н.А. Богословским (1895) рязанский горизонт на основе встреченной в нем аммонитовой фауны сопоставлен этим исследователем с берриасом, и сделан вывод о синхронности волжских отложений титону. После того как В. Аркелл в основном “узаконил” соответствие титона, волжского яруса, портланда и части пурбека, это представление является официально принятым для территории России, где волжский ярус в полном объеме рассматривается как терминальный ярус юрской системы (Друщиц, Вахрамеев, 1976; Постановление МСК..., 1978 и др.).

Однако уже в 60–70-е годы рядом западноевропейских исследователей – К. Бартелем, А. Цайсом, Р. Кейси (Casey, 1973), Я. Кутеком и А. Цайсом (Kutek, Zeiss, 1974) было высказано мнение о несовпадении объемов титонского и волжского

ярусов и о принадлежности верхневолжского подъяруса к берриасу. К нему присоединились отдельные российские специалисты (Sazonova, Sazonov, 1979, 1983; Сазонова, Сазонов, 1984), а в последние годы возможность мелового возраста для верхов волжского яруса (зона *Craspedites nodiger*) допускал М.С. Месежников (Зоны юрской системы..., 1982; Месежников, 1989), который отметил, что не имеется никаких обоснованных аргументов для сохранения “успокоительной иллюзии” относительно равновеликости титонского и волжского ярусов. Таким образом, несмотря на принятые в 1973 г. на Лионском коллоквиуме решения, проблема юрско-меловой границы сохраняет свою остроту, и на первый план выходят вопросы бореально-тетической корреляции и положения границы юра–мел в Бореальной области.

Ключ к решению этих вопросов находится в регионах со смешанной бореально-тетической фауной. В качестве наиболее перспективных обычно рассматриваются регионы со смешанной аммонитовой фауной, к которым на территории России относятся Северный Кавказ и Русская платформа, а в других странах – Мангышлак, Крым, Польша. Но наряду с ними все большее внимание привлекают регионы со смешанной фауной иного типа, где с тетическими аммонитами ассоциируют бореальные двустворки – бухии, высокие корреляционные возможности которых для бореально-тетических сопоставлений отмечены многими исследователями. В пределах России наибольший интерес представляют подобные смешанные фауны верхов юры–низов мела Дальнего Востока.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

На территории Дальнего Востока отложения верхней юры и низов мела с бореальными бухиями и тетическими аммонитами распространены в основном в Западном Приохотье и в Южном Приморье. Авторы в течение ряда лет проводили послонное изучение разрезов этих осадков с монографической обработкой аммоноидей и бухийд (Сей, Калачева, 1990, 1992, 1993₂).

Наиболее полные разрезы интересующих нас образований наблюдаются в Западном Приохотье (Удской и Торомский прогибы), где они включают отложения оксфордского, кимериджского и волжского ярусов и бореального берриаса. Весь разрез, начиная с нижнего оксфорда, охарактеризован бухийдами, и на этой основе разработана зональная шкала, включающая восемь бухиазон совместного распространения в основном в объеме подъяруса (Сей, Калачева, 1993₂). Наблюдающаяся здесь бухиевая последовательность аналогична таковой в Северной Сибири и на Русской платформе, где бухиевые шкалы разрабатывались

¹ В последнее время все чаще в качестве нижней зоны берриаса рассматривается зона *Pseudosubplanites euhinus* с двумя подзонами: *Jacobi* и *Grandis* (Zeiss, 1986; Cecca et al., 1989).

параллельно с детальными аммонитовыми зонациями (Захаров, 1981). Корреляция с сибирской шкалой, а также с бухиевыми шкалами Северо-Западной Европы, Северной Азии и Северной Америки позволила надежно датировать приохотские бухиазоны и проконтролировать эти датировки находками аммонитов в приохотских разрезах.

Наиболее насыщены остатками бухий в Приохотье отложения волжского яруса. В его составе установлены четыре бухиазоны: зона *Buchia rugosa*-*B. mosquensis* в объеме нижневолжского подъяруса и части среднего, две зоны – *Buchia mosquensis*-*B. russiensis* и *B. russiensis*-*B. fischeriana* в пределах средневолжского подъяруса и зона *B. piochii*-*B. terebratuloides*, отвечающая верхневолжскому подъярусу. Аммониты в этом интервале исключительно редки, но принципиальное значение имеет находка *Durangites* sp. в верхах средневолжского подъяруса в бухиазоне *B. russiensis*-*B. fischeriana* (Сей, Калачева, 1992, 1993₂). Как мы видели выше, в кровле зоны *Durangites* по границе ее с зоной *Jacobi/Grandis* установлена граница юрской и меловой систем.

Отложения низов мела в Западном Приохотье также содержат остатки бухий, и здесь может быть выделена зона *Buchia okensis*, которая практически фиксирует в Бореальной области основание бореального берриаса. Но, поскольку в приохотских разрезах не наблюдается непосредственной смыкаемости зоны *B. piochii*-*B. terebratuloides* и зоны *B. okensis*, граница между верхневолжским подъярусом и бореальным берриасом на этой территории проведена в значительной степени условно.

На юге Приморья из отложений верхней юры присутствуют только осадки терминального яруса, которые в отличие от Приохотья насыщены остатками аммонитов при незначительном участии бухий. Аммонитовые сообщества здесь состоят исключительно из представителей тетических аммонитовых фаун, и по этой причине рассматриваемые отложения отнесены нами к титонскому ярусу. В нижней части титонского разреза выделены слои с *Virgatosphinctes* cf. *mexicanus*, датируемые по аналогии с близкими фаунами Аргентины нижним титоном (Leanza, 1980; Сей, Калачева, 1992). Более высокому стратиграфическому уровню отвечают аммонитовые ассоциации, включающие многочисленные хаплоцератиды и оппелиды и разнообразные перисфинктиды – *Subplanitoides*, *Aulacosphinctoides*, *Parapallasiceras*, *Lemencia*, *Sublithacoceras* и *Aulacosphinctes*, на основе которых установлены два зональных подразделения – зона *Pseudolissoceras zitteli* (внизу) и зона *Aulacosphinctes proximus*, отвечающие большей части среднетитонского подъяруса. Общие виды-индексы позволили скоррелировать их с одноименными зонами среднего титона Аргентины (Leanza,

1980), но преобладание в составе зональных комплексов представителей специфических европейских аммонитовых родов более сближает эту фауну с разновозрастными фаунами Южной Европы. Присутствие европейских элементов, в том числе *Semiformiceras* ex gr. *semiforme*, дает возможность параллелизовать среднетитонские зоны Южного Приморья с европейскими зонами *Semiforme*, *Fallauxi* и, возможно, *Ponti* (Enay, Geysant, 1975; Zeiss, 1968). Вместе с аммонитами в среднетитонских отложениях Приморья встречаются редкие бухии, среди которых определены *Buchia rugosa* (Fisch.) и *B. mosquensis* (Buch). В бухиевой схеме эта ассоциация соответствует зоне *B. rugosa*-*B. mosquensis*, т.е. отложения среднего титона Южного Приморья в бореальной шкале отвечают нижневолжскому подъярусу и, возможно, низам средневолжского.

К верхней юре в Южном Приморье относят также мощную толщу песчаников, пространственно разобщенную с титонскими осадками. Эта толща в отличие от титона охарактеризована в основном бухиями и по всему разрезу содержит многочисленные *Buchia piochii* (Gabb), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. unshensis* (Pavl.), редкие *B. fischeriana* (Orb.) и *B. trigonoides* (Lah.) и единичные *B. volgensis* (Lah.) и *B. aff. okensis* (Pavl.) (Сей, Калачева, 1990). Данная ассоциация характерна для верхневолжского подъяруса и в бухиевой шкале определяет зону *B. piochii*-*B. terebratuloides*.

Наряду с бореальными бухиями отложения содержат тетические аммониты, позволяющие осуществить параллельную датировку по этой группе фауны. В средней части разреза встречен *Dalmasiceras* sp. – род, характерный для нижнего берриаса Южной Европы с максимумом встречаемости в низах подъяруса – в зоне *Jacobi/Grandis* (Le Hegarat, 1973; Enay, Geysant, 1975; Tavera, 1985). Найденные в верхней части разреза *Pseudosubplanites* cf. *grandis* (Maz.), *P. aff. combesi* Le Hegarat, *P. sp.*, *Berriasella* ex gr. *Jacobi* Maz., *B. sp.* (Сей, Калачева, 1990) включают виды-индексы и близкие к ним формы зоны *Jacobi/Grandis* нижнего берриаса европейской шкалы. Близость нижеберриасских аммонитов Южного Приморья, как и среднетитонских, к европейским аммонитовым сообществам определяет надежность корреляции со стандартными подразделениями юры и мела. В результате указанные отложения в тетической шкале отвечают нижнему берриасу, тогда как в бореальной (бухиевой) шкале они соответствуют верхневолжскому подъярусу.

Смешанные фауны рассматриваемого типа (бореальные бухии и тетические аммониты) известны на западной окраине Северной Америки – в Калифорнии, Орегоне и Британской Колумбии и с точки зрения бореально-тетической корреляции обсуждались А. Цайсом (1979), Ю. Елецким

(Jeletzky, 1984), Ф. Хёдемакером (Hoedemaeker, 1987). Полученные ими данные совпадают с выводами, сделанными на дальневосточных разрезах.

В Калифорнии по сведениям Р. Имлея (Jones et al., 1969) верхняя часть зоны *Buchia russiensis* (согласно Р. Имлею – *B. elderensis*), которая скорее всего является аналогом дальневосточной средневожской зоны *B. russiensis*–*B. fischeriana*, содержит аммонитовую ассоциацию *Durangites*–*Kossmatia* и может быть, как и на Дальнем Востоке, сопоставлена с зоной *Durangites* верхов титона. Следующие выше бухиазоны: *B. fischeriana*, *B. aff. okeansis* Калифорнии и *B. piochii*, *B. fischeriana*, *B. terebratuloides* Британской Колумбии мы рассматриваем как суммарный эквивалент верхневожской зоны *B. piochii*–*B. terebratuloides* Дальнего Востока. В нижней и средней части этого суммарного интервала присутствуют тетические *Sriticeras* и *Proniceras*, совместная встречаемость которых возможна лишь в зоне *Jacobi/Grandis* нижнего берриаса. В верхней части данного интервала содержатся *Paradontoceras* и *Substeuroceras*, и заключающие их слои могут быть сопоставлены с зоной *Substeuroceras koeneni* Аргентины (Leanza, 1980). Последняя же в настоящее время примерно параллелизуется с зонами *Jacobi/Grandis* и *Occitanica* европейской шкалы (Zeiss, 1986; Tavera et al., 1986).

Наконец, идущие выше зоны *B. okensis* и *B. uncitoides* Британской Колумбии и их аналог – зона *B. uncitoides* Калифорнии по сочетанию таких аммонитов, как *Neocosmoceras* и *Argentiniceras*, в большей своей части соответствуют зоне *Argentiniceras noduliferum* Аргентины. Соответственно в европейской шкале они могут быть сопоставлены с подзоной *Paratimoupin* и, возможно, с подзоной *Picteti* верхнеберриасской зоны *Boissieri* (Zeiss, 1986; Tavera et al., 1986; Hoedemaeker, 1987). Но так как указанные аммониты характеризуют нижнюю и среднюю части рассматриваемых бухиевых зон, весь интервал *B. okensis*–*B. uncitoides* скорее всего эквивалентен всей зоне *Boissieri*.

Таким образом, анализ смешанных бухиево-аммонитовых фаун пограничных слоев юры и мела Дальнего Востока России и запада Северной Америки позволяет говорить о несовпадении объемов вожского и титонского ярусов и о соответствии средневожского подъяруса верхнему титону и верхневожского – нижнему берриасу в объеме зон *Jacobi/Grandis* и *Occitanica*. Бухиазоны *B. okeansis* и *B. uncitoides*, которые практически равнозначны бореальному берриасу, скорее всего отвечают верхнеберриасской зоне *Boissieri* европейской шкалы.

СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

Северный Кавказ является одним из ключевых регионов при решении вопросов бореально-тетической корреляции и положения юрско-меловой границы. Отложения титонского и берриасского ярусов здесь представлены морскими терригенно-карбонатными фациями, хорошо обнажены и содержат остатки аммонитов, особенно многочисленных в берриасских слоях. Отложения титона и берриаса и заключенные в них аммониты на протяжении многих лет изучались А.С. Сахаровым (1976, 1979, 1984, Сахаров и др., 1987; Sakharov, 1975). Им разработана зональная схема берриасского яруса Северного Кавказа, которая широко используется при межрегиональных корреляциях: К сожалению, эта схема очень скудно подкреплена палеонтологическими материалами.

Одним из наиболее полных, хорошо обнаженных и доступных разрезов берриаса с большим количеством аммонитов и двустворчатых моллюсков является разрез по р. Урух (Северная Осетия). В 1986–1987 гг. детальное изучение этого разреза с послойным отбором остатков макро- и микрофоссилий проводила группа специалистов во главе с проф. М.С. Месежниковым, в которую входили и авторы статьи. После безвременной кончины М.С. Месежникова нами проведена монографическая обработка урухских аммонитов и части двустворок (бухий) и предложен иной вариант зонального деления берриаса Северного Кавказа.

Составленный группой М.С. Месежникова детальный разрез по р. Урух, включающий 109 слоев, в обобщенном виде приведен на рис. 1. Берриасские отложения мощностью 90 м залегают здесь на размытой поверхности известняков, заключающих, по данным С.Ф. Макарьевой, верхнетитонские кальпионеллиды, и перекрываются известняками валанжина.

Учитывая полноту, фаунистическую насыщенность и доступность разреза по р. Урух, мы считаем, что этот разрез следует рассматривать как опорный для берриаса Северного Кавказа. Ранее А.С. Сахаров в качестве такового предложил разрез в ущелье Мяг-Секабир в бассейне р. Ассы (Ингушетия), который был детально изучен этим исследователем и откуда в основном опубликованы руководящие для рассматриваемых отложений ископаемые (Sakharov, 1975; Сахаров, 1976, 1984). Но труднодоступность мяг-секабирского разреза и неравномерность распределения в нем ископаемых остатков заставляют, на наш взгляд, отдать предпочтение его урухскому конкуренту, хотя отдельные стратоуровни разреза по руч. Мяг-Секабир заключают ценную палеонтологическую информацию. В целом же оба разреза близки между собой по типу строения,

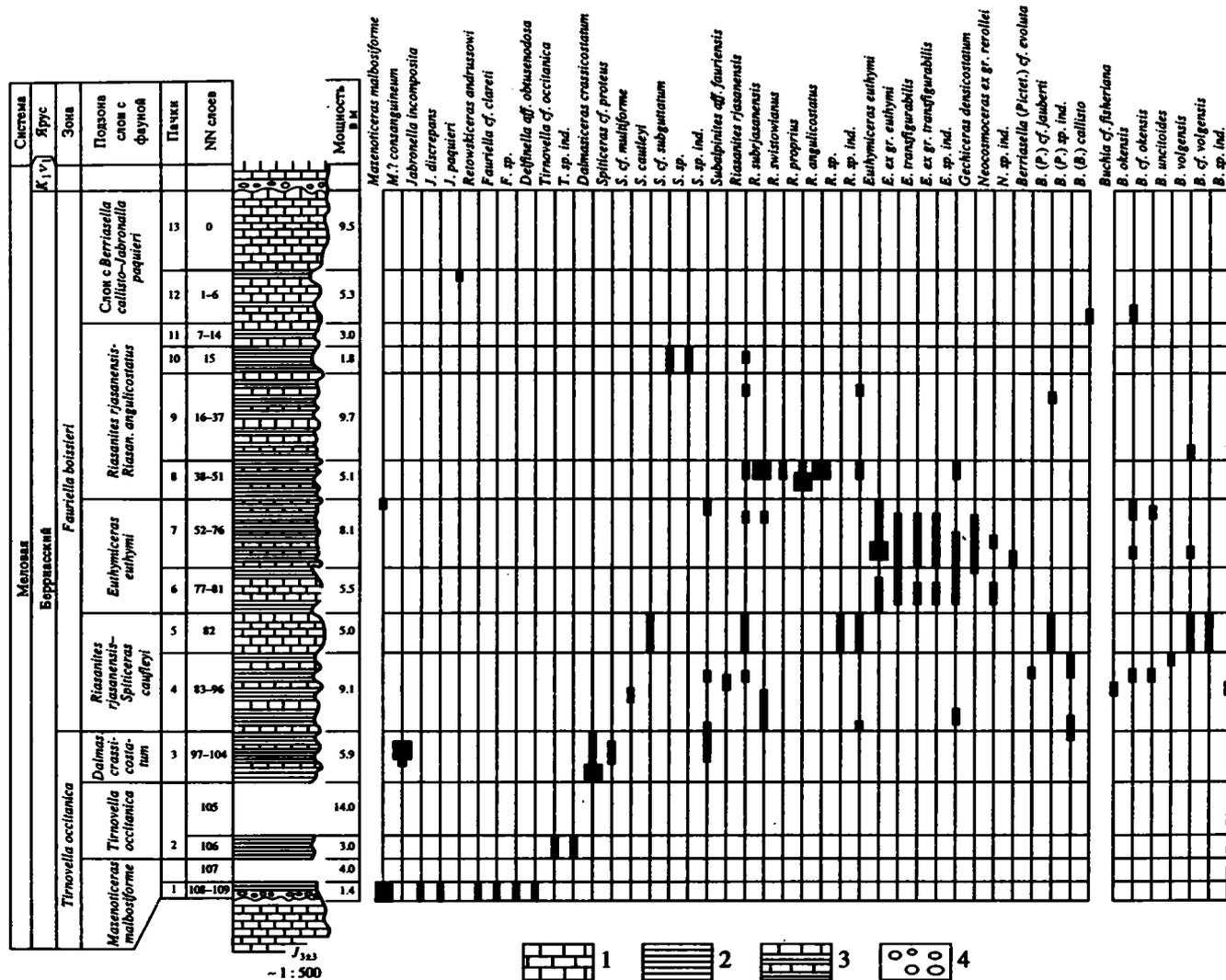


Рис. 1. Разрез берриаских отложений по р. Урух (Северный Кавказ) и распределение аммонитов и бухий по разрезу.

1 – известняки; 2 – глины, алевролиты, глинистые мергели; 3 – частое переслаивание известняков, глин и мергелей; 4 – брекчии.

литологическому составу пород, мощности, набору и распределению фаунистических остатков, и при биостратиграфическом расчленении берриаских отложений по р. Урух мы будем использовать данные по мяг-секабрийскому разрезу.

Наиболее низкое положение в урухском разрезе занимает аммонитовое сообщество с преобладанием крупных (до 240 мм в диаметре) *Mazenoticeras malbosiforme* Le Heg. Во французских разрезах этот вид появляется в основании зоны *Tirnovella occitanica* – в подзоне *T. subalpina* (Le Hegarat, 1973). Другие компоненты комплекса не противоречат этому возрасту или подтверждают его. К ним относятся многочисленные жабронеллы, среди которых определены *Jabronella incomposita* (Ret.) и *J. discrepans* (Ret.). Оба вида описаны О. Ретовским (второй в качестве варианта пер-

вого) из “феодосийских мергелей” Крыма без привязки к разрезу (Retowski, 1893). Детальное изучение феодосийского разреза, проведенное Т.Н. Богдановой, С.В. Лобачевой и др. (1984), показало, что в очень представительном комплексе из низов берриаса – зоны *Pseudosubplanites ponticus*–*P. grandis*, жабронеллы полностью отсутствуют. По-видимому, описанные О. Ретовским виды происходят из более высокой, недоступной сейчас для наблюдения части разреза. *Jabronella discrepans* указывается Ле Эгара из нижней части зоны *Fauriella boissieri* – подзоны *Paramimounum* французских разрезов, а Т. Николовым даже из подзоны *Callisto* Болгарии (Nikolov, 1982). По данным Ле Эгара, род *Jabronella* распространен в основном в верхнем берриасе – в зоне *Boissieri* и лишь немногие его представители отмечены в зо-

не *Ossitanica*. Но судя по набору аммонитов приводимый О. Ретовским комплекс скорее всего характеризует слои не моложе зоны *Ossitanica*.

Из низов урухского разреза нами определен *Retowskiceras cf. andrussowi* (Ret.). Эта форма входит в состав зонального комплекса зоны *P. ponticus*–*P. grandis* Крыма (Богданова и др., 1984). Но в то же время она выбрана в качестве вида-индекса зоны *Andrussowi* Южной Испании, которая рассматривается как эквивалент зоны *Ossitanica* французских разрезов (Tavega, 1985), т.е. возрастной интервал данного вида, видимо, достаточно широк и охватывает здесь нижний берриас². Ряд небольших по размеру аммонитов идентифицирован как *Fauriella cf. clareti* – вид, известный из подзона *Subalpina* и *Privasensis* зоны *Ossitanica* Юго-Восточной Франции. Наконец, комплекс включает специфические *Delphinella aff. obtusenedosa*. Если исходить из распространения жабронелл и дельфинелл во французских разрезах, их совместная встречаемость наиболее вероятна в нижней части зоны *Ossitanica*.

Проведенный анализ свидетельствует, что рассматриваемый комплекс отвечает нижней части зоны *Ossitanica* и скорее всего может быть сопоставлен с подзоной *Subalpina* стратотипического разреза. Этот вывод не совпадает с заключением А.С. Сахарова (Сахаров и др., 1987) о возрасте базальных слоев урухского разреза. Приводимый им отсюда список аммонитов включает разнообразные *Pseudosubplanites*, *Malbosiceras malbosi* (Pict.), различные фауриеллы и дельфинеллы, и данный уровень рассматривается им как зона *Pseudosubplanites ponticus* основания берриаса. В нашей коллекции образцы, которые можно было бы отнести к псевдосубпланитесам, отсутствуют. В низах разреза по руч. Мяг-Секабир по данным А.С. Сахарова (1976) встречены крупные *Malbosiceras malbosi* и *M. spp.* Из них один образец “*malbosi*” опубликован (Сахаров, 1984, табл. V, фиг. 2), и, по нашему мнению, он аналогичен урухским *Mazenoticeras malbosiforme*. Напомним, что *M. malbosi* является характерным элементом верхнеберриасских аммонитовых сообществ. В результате мы считаем, что в разрезах по р. Урух и руч. Мяг-Секабир отложения низов берриаса отсутствуют. К такому же выводу пришел изучавший урухский разрез И.В. Кванталиани (1989).

Наиболее представительный, по мнению А.С. Сахарова (1979, 1984), аммонитовый комплекс низов берриаса установлен по рекам Ги-

зельдон и Фиагдон – *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *P. combesi* Le Heg., *Malbosiceras malbosi* (Pict.), *M. paramimounum* (Maz.), *Fauriella latecostata* (Kil.) и др. Опубликованный отсюда “*P. ponticus*” (Сахаров, 1984, табл. V, фиг. 1), на наш взгляд, принадлежит к *Berriassella privasensis* (Pict.). Идентичные аммониты, скорее всего из того же местонахождения (р. Фиагдон), Н.Г. Химшиашвили (1976, табл. V, фиг. 1–3) также определял как *B. privasensis*. Нуждаются в уточнении данные В.Л. Егояна о находке *P. ponticus* и *P. euxinus* на северо-западном окончании Большого Кавказа. Поэтому вопрос о присутствии на Северном Кавказе низов берриаса остается открытым.

Следующий интервал разреза по р. Урух (около 21 м) в основном закрыт, но в небольшом обнаженном участке встречены единичные плохой сохранности *Timovella cf. occitanica* (Pict.) и *T. sp. ind.*, свидетельствующие о принадлежности отложений к зоне *Ossitanica*. Учитывая аммонитовые ассоциации из подстилающих и перекрывающих отложений, данный интервал скорее всего отвечает средней части зоны.

Аммонитовый комплекс из вышележащих слоев следует рассматривать в качестве репера, позволяющего осуществлять широкие межрегиональные корреляции. Он представлен в основном *Dalmsiceras crassicostatum* Djan (свыше 100 экземпляров), к которым добавляются специфичные *Mazenoticeras? consanguineum* (Ret.) и отдельные спитицерасы. Этот уровень с *Dalmsiceras* хорошо выражен в разрезе по руч. Мяг-Секабир, зафиксирован в Западной Абхазии и прослеживается в ряде районов Крыма. В нашей коллекции далмасицерасы представлены одним широко варьируемым видом *D. crassicostatum*, хотя А.С. Сахаров из мяг-секабирского и урухского разрезов и И.В. Кванталиани (1989) с р. Урух определяют многочисленные виды этого рода. Н.Г. Химшиашвили (1976) для Западной Абхазии (р. Псоу) приводит изображения *D. sublaevis* Maz. и *D. gevreyi* (Kil.), которые вполне вписываются в ряд изменчивости *D. crassicostatum*. На территории Крыма слои с *Dalmsiceras* прослеживаются в Восточном, Центральном и Юго-Западном Крыму. Отсюда В.В. Друщицем (Друщиц, Кудрявцев, 1960) изображены *D. crassicostatum* и *D. punctatum* Djan., И.В. Кванталиани (1989) – *D. punctatum*, а Т.Н. Богданова (Богданова и др., 1981) отмечает *D. crassicostatum*, *D. aff. crassicostatum*, *D. ex gr. subspiticeratoides* Djan., *D. sp.* Занимающий ведущее место в этих комплексах *D. crassicostatum*, к сожалению, в сводке Ле Эгара (Le Hegarat, 1973) не рассматривается, и возрастной его уровень в ней не нашел отражения. Но в работе Г. Мазено этот вид отмечен на одном уровне с *D. dalmasi* и *D. punctatum*, определяющими подзону *Dalmasi* зоны *Ossitanica* европейской шкалы. Этот возраст в

² В настоящее время не существует общепринятого деления берриасского яруса на подъяруса. А.С. Сахаров (1979; Сахаров и др., 1987) на Северном Кавказе, основываясь на характере разреза и главным образом на смене аммонитовых фаун, делит берриас на два подъяруса, понимая под нижним зоны *Jacobi/Grandis* и *Ossitanica* и их местные аналоги, под верхним – зону *Boissieri* и ее аналоги, что представляется нам вполне обоснованным.

крымских разрезах подтверждается совместными находками с *D. punctatum*. Соответственно слои с *D. crassicoatum* Кавказа и Крыма могут быть достаточно уверенно скоррелированы с подзоной *Dalmasi* стратотипа.

Встреченные вместе с *D. crassicoatum* в урухском разрезе многочисленные своеобразные *Mazenoticeras? consanguineum* с определенным приближением сопоставлены с видом *O. Ретовского* из “феодосийских мергелей” Крыма, где, как отмечалось, эти аммониты не привязаны к разрезу, но, по-видимому, не выходят за пределы нижнего берриаса.

В результате для рассмотренного интервала разреза по р. Урух мы находим возможным установить стандартную зону *Timovella occitanica* в полном объеме, который определяется уровнем мазенотицерасового комплекса, коррелируемого с подзоной *Subalpina* внизу и уровнем с *Dalmasiceras* вверху. Вид-индекс определен авторами из средней части интервала и упоминается отсюда А.С. Сахаровым (Сахаров и др., 1987). Обильные *T. occitanica* отмечены им и в разрезе по руч. Мяг-Секабир (Sakharov, 1975). Правда, опубликованный отсюда образец “*T. occitanica*” (Сахаров, 1984, табл. V, фиг. 3) явно принадлежит к *D. crassicoatum*, но нельзя исключить присутствия здесь и настоящих *T. occitanica*. В составе зоны мы также находим возможным выделить ряд подзон: подзону *Mazenoticeras malbosiforme*, которая сопоставляется с подзоной *Subalpina* стандартной шкалы, условно подзону *T. occitanica*, отвечающую примерно подзоне *Privasensis*, и подзону *D. crassicoatum*, коррелируемую с подзоной *Dalmasi*. Корреляция этих биостратонов со стандартными подразделениями, за исключением подзоны *crassicoatum*, в значительной степени предположительна.

Над слоями с *Dalmasiceras* по р. Урух встречен аммонитовый комплекс (слои 82–96), имеющий принципиальное значение для бореально-тетических сопоставлений. Основу его составляют представители рода *Riasanites* – *R. rjasanensis* (Nik.), *R. subrjasanensis* (Nik.) и крупные (более 200 мм в диаметре) *R. sp.* По числу экземпляров к ним приближаются спитицерасы – *S. cautleyi* (Opp.), *S. cf. multiforme* Djan., *S. sp. ind.* Здесь же присутствуют отдельные *Berriasella* (*Picteticeras*) *evoluta* Le Heg., *B. (P.) sp.*, *Subalpinites aff. fauriensis* Maz. и появляются единичные *Euthymiceras sp. ind.* В этом комплексе встречены первые бухии: *Buchia cf. fischeiana* (Orb.), *B. sp. ind. (cf. volgensis)* – в нижней части интервала и *B. okensis* (Pavl.), *B. uncitoides* (Pavl.) – в верхней. Комплекс с *Riasanites* непосредственно выше *Dalmasiceras* на территории Кавказа и Крыма установлен впервые. Согласно А.С. Сахарову (Сахаров и др., 1987), на Северном Кавказе далмазицерасы сразу сменяются фауной

Euthymiceras, *Gechiceras*, *Neocosmoceras*. Но в разрезе по руч. Мяг-Секабир они разделены интервалом более 40 м, почти лишенным остатков аммонитов. В Крыму также всегда отмечалась сближенность этих фаун вплоть до выделения единых далмазицерасовых–эутимицерасовых слоев. Но, по данным Т.Н. Богдановой, эти аммониты нигде не встречены совместно и стратиграфически разобцены различными по мощности интервалами.

Возрастной уровень данного комплекса, помимо того, что он залегает непосредственно выше слоев с *Dalmasiceras*, параллелизуемых с подзоной *Dalmasi*, определяется появлением первых *Euthymiceras*, которые в разрезах Юго-Восточной Франции известны только в подзоне *Paramimounum* зоны *Boissieri*, т.е. в низах верхнего берриаса (Le Hegarat, 1973). В Болгарии *Euthymiceras* отмечены в подзонах *Paramimounum* и *Picteti* (Nikolov, 1982), хотя с этими определениями не всегда можно согласиться. Представители рода *Euthymiceras* известны в Алжире также в подзоне *Paramimounum* и *Picteti* Юго-Восточной Франции ограничена *Berriasella* (*Picteticeras*) *evoluta* Le Heg., с которой отождествлены присутствующие в комплексе тонкоробристые берриаселлы. Все эти данные с определенностью свидетельствуют о принадлежности рассматриваемого комплекса (“нижние” *Riasanites*) к подзоне *Paramimounum* и скорее всего к нижней ее части.

Следующий интервал разреза (слои 52–81) отвечает времени расцвета рода *Euthymiceras* и включает многочисленные *E. euthymi* (*Pict.*), *E. ex gr. euthymi*, *E. transfigurabilis* (Bogosl.), *E. ex gr. transfigurabilis*, представляющие два переменных тесно связанных между собой вида и близкие к ним формы. Здесь же присутствуют *Gechiceras densicoatum* Sach. и своеобразные *Neocosmoceras ex gr. gerollei* (Paq.). В верхней части интервала встречены единичные *Riasanites rjasanensis*, *R. subrjasanensis*, *Mazenoticeras malbosiforme*, а в пределах всего интервала – редкие *Buchia okensis* и *B. volgensis* (Lah.). Как отмечалось, в Юго-Восточной Франции *E. euthymi* в ассоциации с *Neocosmoceras gerollei* приурочен к средней части подзоны *Paramimounum*. Ассоциация *Euthymiceras*–*Neocosmoceras* характерна для Алжира (Benest et al., 1977) и Болгарии (Nikolov, 1982). На юге СНГ, помимо Северного Кавказа, эта ассоциация отмечена в Крыму (Богданова и др., 1981) и на Мангышлаке (Луппов и др., 1988) и по аналогии с французскими разрезами коррелируется с подзоной *Paramimounum*. С основной частью этой подзоны мы сопоставляем приведенный урухский комплекс.

Эутимицерасовый комплекс в разрезе р. Урух сменяет практически монотаксонная ассоциация из представителей рода *Riasanites*. Эти “верхние”

Riasanites включают *R. rjasanensis* (Nik.), *R. subrjasanensis* (Nik.), *R. swistowianus* (Nik), *R. proprius* (= *Gechiceras proprium* Sach.) и особенно частные *R. angulicostatus* (= *Tauricoceras angulicostatum* K. et L.). Вместе с ними найден один экземпляр *Euthymiceras* sp. ind. Эти аммониты собраны в небольшом по мощности интервале – 2.7 м (слои 38–46), практически сразу выше слоев с *Euthymiceras*–*Neocosmoceras*. В более высокой части разреза мощностью 16.2 м (включая слой 7) найдены лишь единичные *Spiticeras* и *Picteticeras*, но по данным А.С. Сахарова (устное сообщение), в этом интервале присутствуют отдельные *Riasanites rjasanensis* и *R. sp.* В то же время в разрезе по руч. Мяг-Секабир его верхняя часть (выше слоев с *Euthymiceras*–*Neocosmoceras*) мощностью 40 м охарактеризована многими *Riasanites rjasanensis*, *R. subrjasanensis*, *R. swistowianus*, *R. sp.* (Сахаров, 1975), и эту фауну, видимо, можно спроецировать на весь рассматриваемый интервал (слои 7–51) урухского разреза. Возрастной уровень “верхних” *Riasanites* определяется следующим образом. По руч. Мяг-Секабир вместе с рязанитесами установлены многочисленные *Fauriella boissieri* (*Pict.*) (Сахаров, 1984, табл. XII, фиг. 4) – вид-индекс одноименной стандартной зоны с максимумом встречаемости в подзоне *Picteti* (Le Hegarat, 1973). В разрезе по р. Урух выше основной массы рязанитесов найдены *Berriasella* (*Picteticeras*), близкая *V. (P.) jauberti* (Maz.) из подзоны *Picteti*. Наконец, в урухском и Мяг-секабирском разрезах в низах интервала присутствуют единичные *Euthymiceras*. Учитывая, что “нижние” *Riasanites* и комплекс *Euthymiceras*–*Neocosmoceras* коррелируются с подзоной *Paramimounum*, “верхние” *Riasanites* могут соответствовать частично верхам этой подзоны, но в основном, по-видимому, отвечают подзоне *Picteti*. Примерно к такому же выводу пришла Т.Н. Богданова при корреляции кавказских разрезов со стандартной шкалой (Зоны меловой системы..., 1989; Зональная стратиграфия..., 1991).

В верхах разреза по р. Урух (слои 0–6) нами найдена *Jabronella raquieri* (Simon.) (слой 1), а А.С. Сахаровым, скорее всего в слое 6, – *Berriasella* (V.) cf. *callisto* (Orb.) (Сахаров, 1984, табл. VII, фиг. 5). Хотя оба этих вида известны из подзон *Picteti* и *Callisto*, более вероятно, что рассматриваемые отложения принадлежат к подзоне *Callisto*, видом-индексом которой является один из встреченных здесь аммонитов. По руч. Мяг-Секабир отложения выше слоев с *Riasanites* имеют небольшую мощность и, видимо, представлены не в полном объеме.

Приведенные данные, в том числе присутствие вида-индекса, позволяют, как мы считаем, установить для верхнего берриаса Северного Кавказа стандартную зону *Boissieri* в полном объеме. Ее объем определяется нижележащей подзоной

Dalmasiceras crassicoatum (аналог подзоны *Dalmasi*), появлением первых *Euthymiceras* внизу и слоями с *Berriasella callisto* и *Jabronella raquieri* сверху. Предположение о возможном выделении на Кавказе этой зоны высказала в 1989 г. Т.Н. Богданова, позднее предложив ее для всего юга СНГ (Зональная стратиграфия..., 1991). В составе зоны *F. boissieri* на основе рассмотренных аммонитовых комплексов мы выделяем следующие подзоны и слои (снизу вверх): подзона *Riasanites rjasanensis*–*Spiticeras cautleyi*, подзона *Euthymiceras euthymi*, подзона *Riasanites rjasanensis*–*R. angulicostatus* и слои с *Berriasella callisto*–*Jabronella raquieri*. Первые две, как мы видели выше, коррелируются с подзоной *Paramimounum* стратотипа, третья в основном параллелизуется с подзоной *Picteti*, венчающие разрез слои – с подзоной *Callisto*. Двойные виды-индексы для двух подзон диктуются широким возрастным диапазоном *R. rjasanensis*, имеющим важнейшее значение для корреляции тетических и суббореальных разрезов. Вероятно, имело бы смысл установить на р. Урух зону *Riasanites rjasanensis*, близкую по объему зоне *Boissieri*, но интервал такой зоны не совпал бы с интервалом зоны *rjasanensis*, ранее выделенной А.С. Сахаровым для урухского разреза и всего Северного Кавказа, и обе они не соответствуют классической зоне *R. rjasanensis* Русской платформы.

Предлагаемая зональная схема в целом хорошо увязывается со схемой А.С. Сахарова (Сахаров и др., 1987) для Северного Кавказа, так как последняя основана главным образом на урухском и мяг-секабирском разрезах. Основное отличие заключается в отсутствии в нашей схеме низов берриаса и в выявлении нижнего рязанитесового уровня. Она хорошо коррелируется также с детальными стратиграфическими схемами берриасского яруса Крыма и Мангышлака. В Крыму в отличие от Северного Кавказа палеонтологически доказаны отложения низов берриаса – зона *Pseudosubplanites ponticus*–*P. grandis*, аналог зоны *Jacobi/Grandis* европейской шкалы (Богданова и др., 1984). Реперным уровнем для обоих регионов является уровень с *Dalmasiceras crassicoatum*, и хорошо сопоставляются уровни с *Euthymiceras*–*Neocosmoceras* и “верхними” *Riasanites*. Последние отвечают крымским слоям с *Tauricoceras*, чей индексующий таксон мы рассматриваем в качестве младшего синонима рода *Riasanites*. Не находят пока в Крыму своих аналогов “нижние” рязанитесы Северного Кавказа. Разрез берриаса Мангышлака существенно сокращен и охватывает, по-видимому, только часть верхнего подъяруса (Луппов и др., 1988). Установленные здесь зоны (лоны) параллелируются с двумя верхнеберриасскими подзонами Северного Кавказа – *Euthymiceras euthymi* и *Riasanites rjasanensis*–*R. angulicostatus*.

Таким образом, разрез берриаса Северного Кавказа за исключением его низов можно считать наиболее представительным для южных районов России и стран СНГ. Установленные здесь аммонитовые комплексы содержат индексы стандартных зон и целый ряд таксонов, позволяющих, с одной стороны, осуществить детальную корреляцию с подразделениями европейской шкалы, с другой – провести сопоставление с суббореальными разрезами низов мела Русской платформы.

РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Центральная часть Русской платформы является стратотипическим районом пограничных подразделений бореальных юры и мела – волжского яруса и рязанского горизонта. Волжская формация (волжский ярус) изначально была отнесена к юре. Впоследствии объем и членение яруса неоднократно менялись, но практически всегда он оставался в рамках юрской системы. Находки *Gravesia* в основании волжского яруса суббореальных и бореальных районов России позволили совместить основание титона и волги (Зоны юрской системы..., 1982; Месежников, 1989). Что касается кровли этих ярусов, то их синхронность была принята априори, и во всех современных стратиграфических схемах на территории России волжский ярус является терминальным юрским ярусом и рассматривается как бореальный эквивалент титона. Но, как отмечалось, уже давно был поставлен вопрос о принадлежности верхневолжского подъяруса или его части к меловой системе. Аргументацию этой точки зрения и детальное сопоставление титонского и волжского ярусов мы рассмотрим ниже после обсуждения возрастной позиции базального подразделения бореального мела – рязанского горизонта.

Рязанский горизонт в момент его выделения Н.А. Богословским (1895) был помещен в основание неокома и сопоставлен с зоной “*Hoplites boisieri*” Западной Европы, которая в те годы понималась примерно в объеме всего берриасского яруса. Н.А. Богословский в составе горизонта выделил три слоя: нижний с многочисленными “*Hoplites*” (= *Riasanites*) группы *gjasanensis*, средний, где наряду с более редкими рязанитесами появляются “*Hoplites*” (= *Euthymiceras*) *transfigurabilis*, “*H.*” (= *E.*) *hospes* и другие “гоплиты” такого типа, и верхний, в котором представители двух указанных групп практически отсутствуют.

Впоследствии рязанский горизонт А.П. Павловым, Н.Т. и И.Г. Сазоновыми, П.А. Герасимовым был разделен на две зоны – *Riasanites gjasanensis* и *Surites spasskensis* или *S. tzikwinianus* и параллелизуется, правда без сколько-нибудь детального анализа, с зоной *Boissieri* в современном ее понимании, тогда как нижнему берриасу отвечает пе-

рерыв в седиментации (Sachs et al., 1975; Сазонова, 1977 и др.). Эта точка зрения в настоящее время является общепринятой и нашла отражение в ряде новейших сводных работ (Зоны меловой системы..., 1989; Зональная стратиграфия..., 1991; и др.).

В 70-х гг. группа специалистов во главе с М.С. Месежниковым при детальном изучении разрезов рязанского горизонта в бассейне р. Оки установила в его основании слой, содержащий наряду с рязанитесами и эутимицерасами *Garniericeras*, *Craspedites*, *Hectoroceras kochi*, и зона *Riasanites gjasanensis* была разделена на слои с *Garniericeras*, с *Hectoroceras kochi* и с *Euthymiceras transfigurabilis*, выше которых следует зона *Surites tzikwinianus* (Кейси и др., 1977; Месежников и др., 1979). В развитие этих представлений М.С. Месежников в 1984 г. предложил супердетальную зональную схему рязанского горизонта, которая снизу вверх включает: зону *R. gjasanensis* и *Garniericeras subclypeiforme*, зону *R. gjasanensis* и *Hectoroceras kochi*, зону *R. gjasanensis* и *Surites spasskensis* с тремя аммонитовыми уровнями и зону *Surites tzikwinianus*. Принципиально новым и стратиграфически важным явилось установление двух нижних подразделений. Присутствие в основании горизонта *Garniericeras* и *Craspedites* – характерных элементов верхневолжской фауны, по мнению М.С. Месежникова, подтверждает ранее высказанные суждения Н.А. Богословского и А.П. Павлова об отсутствии значительного перерыва на границе волжских и рязанских слоев. Размыв в основании рязанского горизонта фиксируется всеми последующими исследователями, но близость фауны из пограничных слоев заставляет думать, что временная амплитуда перерыва была невелика.

Исходя из этих соображений, М.С. Месежников “опускает” подошву рязанского горизонта до низов зоны *Occitanica* и с оставшимся интервалом нижнего берриаса сопоставляет часть верхней волги – зону *Craspedites nodiger* (Зоны юрской системы..., 1982; Месежников, 1984). В качестве подтверждения такого сопоставления он приводит данные Н.А. Богословского о находке в бассейне р. Оки совместно с рязанитесами и эутимицерасами *Berriasella ex gr. privasensis*, что должно подтвердить правомерность совмещения нижней границы зоны *Rjasanensis* с основанием подзоны *Privasensis*. Но, во-первых, эти находки, как подчеркивает Н.А. Богословский (1895, с. 94), были сделаны в верхнем слое рязанского горизонта – в современной зоне *S. tzikwinianus*. Во-вторых, изображенный Н.А. Богословским образец “*Hoplites cf. privasensis*”, хранящийся в музее ЦНИГРИ в г. Санкт-Петербурге, не принадлежит к берриаселлам, а скорее может оказаться рязанитесом со своеобразной скульптурой. Говоря о корреляции рязанского горизонта с берриасом, М.С. Месежников неоднократно подчеркивал, что “решение может быть найдено лишь после увязки материа-

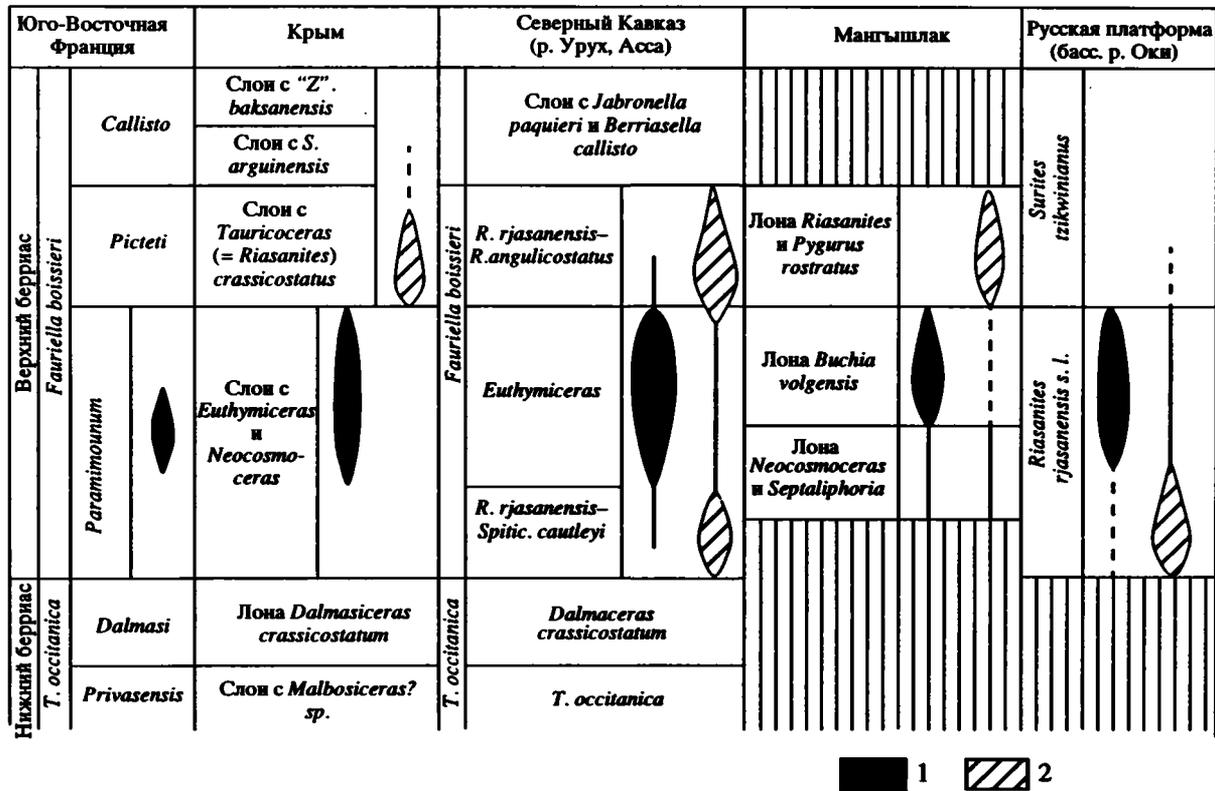


Рис. 2. Распространение эутимицерасов и рязанитесов в разрезах берриаса Юго-Восточной Франции, России и других стран СНГ. 1 – *Euthymiceras*; 2 – *Riasanites*.

лов по бассейну р. Оки с материалами по Крыму, Кавказу и Мангышлаку” (Месежников и др., 1979, с. 90). Предпринятое им совместно с коллегами изучение разреза берриаса по р. Урух Северного Кавказа дало ценный материал для бореально-тетической корреляции. Но, к сожалению, сделанные М.С. Месежниковым (1989) предварительные выводы не подтвердились.

При увязке рязанского горизонта с берриасским ярусом юга СНГ и подразделениями европейской шкалы основными индикаторами являются *Riasanites* и *Euthymiceras*. Как было показано ранее, в большинстве стратиграфических схем берриаса Кавказа, Крыма и Мангышлака выше слоев с *Dalmasiceras*, определяющих верхи зоны *Occitanica*, следуют слои с *Euthymiceras*, которые сменяются слоями с *Riasanites* (= *Tauricoceras*). В рязанском горизонте взаимоотношение обратное: рязанитесы преобладают в нижней части разреза, тогда как эутимицерасы в основном занимают более высокий уровень (Богословский, 1895; Месежников и др., 1979). Такое несоответствие М.С. Месежников расценивает как показатель различного стратиграфического объема этих таксонов в разных регионах, что ставит под вопрос возможность использования их при корреляции. Действительно, интервал распространения *Riasanites* различен в Крыму, на Кавказе, Мангы-

шлаке и Русской платформе (рис. 2). Максимальный диапазон отмечен на Северном Кавказе, где он охватывает большую часть зоны *Roissieri* за исключением, по-видимому, подзоны *Callisto* и включает два “пика”: “нижние” рязанитесы, отвечающие нижней части подзоны *Paramiounum*, и “верхние”, соответствующие скорее всего подзоне *Picteti*. Эти два пика разделяет интервал расцвета эутимицерасов.

Нет сомнения, что именно Северный Кавказ являлся центром расселения этих своеобразных берриаселлид. Первая волна миграции рязанитесов в начале времени *Paramiounum* (“нижние” рязанитесы) была направлена к северу, и, как полагает И.Г. Сазонова (1977), через Прикаспийскую впадину они проникли в центральную часть Русской платформы и в Центральную Польшу. Вместе с рязанитесами, по-видимому, расселились и первые редкие *Euthymiceras*. На Мангышлаке в это время осадконакопление не происходило, в Крыму нижний уровень рязанитесов пока не выявлен. Наиболее мощное проникновение имело место в середине и, видимо, в конце времени *Paramiounum* (подзона *Euthymiceras euthymi*), когда эутимицерасы помимо Русской платформы и Польши “освоили” Мангышлак и на западе через Крым, Болгарию и Алжир достигли Юго-Восточной Франции. Наконец “верхние” рязанитесы,

отвечающие времени расцвета этой группы, хорошо представлены в Крыму и на Мангышлаке, но, вероятно, в силу каких-то структурных перестроек их миграция к северу практически прекратилась.

Как вывод из сказанного следует, что затруднения при детальной корреляции рязанского горизонта с разрезами берриаса юга СНГ связаны с неадекватной параллелизацией рязанитесов различных уровней. Выявление нижнего рязанитового уровня позволило провести такую корреляцию и сопоставить зону *Riasanites rjasanensis* s. l. Русской платформы с подзоной *Paramimounum* зоны *Boissieri* стратотипа, а зону *Surites tzikwianus* – с подзонами *Picteti* и *Callisto*. Близкая корреляция на подзональном уровне предложена Ф. Хёдемакером (Hoedemaeker, 1987) и Т.Н. Богдановой (Зоны меловой системы..., 1989).

Но оставшийся в силе тезис о близости аммонитовых фаун верхневожского подъяруса и низов рязанского горизонта и незначительной амплитуде перерыва между этими стратонами определяет необходимость “поднять” верхнюю границу вожского яруса, приблизив ее к подошве рязанского горизонта. Такая операция, как считал М.С. Межежников (1984, 1989), не имеет серьезных оснований, хотя в принципе не исключается. Однако, как было показано в начале статьи, в экотонных фаунах Дальнего Востока России и Северной Америки средневожские бухии ассоциируют с аммонитами верхнего титона (*Durangites*, *Kossmatia*), а верхневожские – с нижеберриасскими аммонитами (*Pseudosubplanites*, *Berriasella*, *Dalmasiceras*, *Spiticeras*, *Proniceras*, *Substeuroceras* и др.), определяя реальность сопоставления среднего подъяруса с верхним титоном и верхнего – с нижним берриасом. В настоящее время нет уверенных данных о синхронности основания берриаса и основания верхневожского подъяруса, хотя скорее всего они близки. Поэтому, совмещая эти уровни, мы оговариваем условность такой параллелизации.

Предлагаемая корреляция в полной мере подтверждается результатами зонального сопоставления вожских и титонских отложений, проведенного А. Цайсом и Я. Кутеком (Kutek, Zeiss, 1974, 1975, 1988) на основе изучения смешанной вожско-титонской аммонитовой фауны Центральной Польши, где отложения вожских зон *Powayskya pseudoscythica* и *Zaraskites scythica* наряду с иловайскими и многочисленными зарайскитесами содержат титонские *Isterites* и *Pseudovirgatites*. Ключевым разрезом для корреляции этих отложений со средиземноморским титоном является разрез формации Нейбург во Франконии (Barthel, 1975). Анализируя распределение в нейбургском разрезе *Isterites*, *Lemencia* и ряда других аммонитов с учетом новейших данных по детальной стратиграфии титона Испании (Enay, Geysant, 1975; Oloriz, Tavera, 1982; Tavera, 1985) и Италии (Cecca et al., 1986), А. Цайс и Я. Кутек параллелизуют зону *Isterites palmatus* с зоной *Microanthoceras ponti* вер-

хов среднего титона и по присутствию аналогичных *Isterites* – с верхами зоны *pseudoscythica*, самой верхней зоны нижневожского подъяруса. Параллельная корреляция на основе *Pseudovirgatites* с более южными районами Центральной Европы – Южной Польшей, Австрией, Венгрией, Словакией, Болгарией (Zeiss, 1977; Kutek, Zeiss, 1988; Zeiss, Bachmayer, 1989) дает аналогичные результаты. Верхи зоны *Pseudoscythica* Польши содержат ранние виды этого рода, но сам род более характерен для верхнего титона, и в Клентнице (Нижняя Австрия) выделяется зона *Pseudovirgatites scruposus*, сопоставляемая с верхнетитонской зоной *Simplisphinctes* Испании. Известные возражения М.С. Межежникова (Зоны юрской системы..., 1982, 1989) и Ю.А. Елецкого (Jeletzky, 1984, 1989) против такой параллелизации сводятся в основном к признанию *Zaraskites*-подобных форм из формации Нейбург за настоящих зарайскитесов и, исходя из этого, ими обсуждаются иные варианты корреляции. Но указанные формы рассматриваются А. Цайсом (Kutek, Zeiss, 1988) в качестве гомеоморфной ветви *Isterites*, и это его мнение разделяют такие специалисты по европейскому титону, как Р. Энэ и Ф. Чекка.

Все сказанное означает, что граница нижнего и среднего вожских подъярусов отвечает границе среднего и верхнего титона Центральной Европы (или нижнего и верхнего титона Южной Европы). Отсюда логически вытекает представление о соответствии среднего вожского горизонта верхнему титону и верхневожского – нижнему берриасу (Цайс, 1979; Zeiss, 1986) – вывод, к которому пришли авторы, анализируя материал по стратиграфии и фауне пограничных слоев юры и мела России, стран СНГ и сопредельных территорий.

Собственно, подобная схема для Русской платформы с изменением ярусной шкалы была предложена И.Г. и Н.Т. Сазоновыми (1984; Sazonov, 1983). В ней рязанский горизонт в объеме зоны *Boissieri* рассматривается как одноименный ярус, верхневожский подъярус в рамках нижнего берриаса (зоны *Grandis* s.s. и *Occitanica*) получил статус регионального кашпурского яруса, нижний и средний вожские подъярусы – статус городищенского яруса. При этом верхняя часть последнего коррелируется с зоной *Berriasella jacobii*, которая в настоящее время является частью нижнего берриаса (зона *Jacobi/Grandis*). Доказательства в пользу такой корреляции, как и при сопоставлении кашпурского яруса с нижним берриасом, приведены не были. Из-за отсутствия серьезной аргументации эта схема не получила признания специалистов.

СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ

В Сибирском регионе в отличие от Русской платформы наблюдается непрерывная последовательность пограничных слоев юры и мела –

волжского яруса и бореального берриаса. В бореальных районах России в основании меловой системы традиционно выделяется берриасский ярус в объеме, равном или близком берриасу средиземноморской шкалы (Кейси и др., 1977; Сакс и др., 1979; Шульгина, 1984, 1985; Зоны меловой системы..., 1989), и лишь в последнее время с целью подчеркнуть проблематичность соответствия этих стратонав стал использоваться термин "бореальный берриас".

Непрерывность разрезов, насыщенность их аммонитами, обеспечивающими детальную стратификацию отложений, позволяет проводить самую широкую корреляцию сибирских разрезов с разновозрастными образованиями других регионов Бореальной области. Но сибирская шкала не имеет прямого выхода на средиземноморский стандарт, хотя вплоть до настоящего времени в качестве такого палеонтологического свидетельства, обеспечивающего прямую корреляцию, считалось присутствие в верхневолжской аммонитовой фауне региона ряда южных элементов – *Virgatosphinctes* spp., *Berriasella* (впоследствии трансформированная в *Lemencia*), *Aulacosphinctes*. В Тетической области виргатосфинктесы, леменсии и аулакосфинктесы характерны для титонских отложений и не переходят границу титона и берриаса. Это служило решающим аргументом при параллелизации верхневолжского подъяруса Сибири с верхним титоном и синхронизации границы юра–мел в обеих зоохориях. Соответственно, учитывая непрерывность разрезов, принималась эквивалентность северного и южного берриаса.

Но еще в 1968 г. А. Цайс (Zeiss, 1968) и несколько позже Р. Кейси (Casey, 1973) высказали сомнения в принадлежности сибирских аммонитов к настоящим виргатосфинктесам. По мнению А. Цайса сибирские формы принадлежат к своеобразной группе, не имеющей аналогов среди известной титонской фауны и, возможно, более молодой, чем титон. В 1979 г. И.Г. Сазонова (Sazonova, Sazonov, 1979) выделила новый род *Praechetaites* с сибирским *Virgatosphinctes exoticus* Schulg. в качестве типового вида и отнесла этот род к нижнему мелу. Авторы, изучая виргатосфинктесы Южного Приморья, пришли к аналогичному выводу – о несоответствии сибирских аммонитов настоящим *Virgatosphinctes*. Кроме того, в случаях, когда можно говорить о возрастной позиции виргатосфинктесов, этот род не выходит за рамки нижнего–среднего титона, равно как и *Lemencia*, которая практически не пересекает границу среднего–верхнего титона в Центральной и Южной Европе.

В результате корреляции пограничных юрско-меловых отложений Сибири с европейской шкалой может осуществляться только опосредованно через районы со смешанной бореально-тетической фауной – Русскую платформу, Дальний Восток, Северную Америку. Верхневолжский подъярус Сибири и Русской платформы коррели-

руется достаточно надежно: сибирская зона *Craspedites okeansis* параллелизуется с зоной *Kachpuites fulgens* и *Craspedites subditus* по находкам в двух последних *C. okensis*; зона *C. taimyrensis* сопоставляется с зоной *C. nodiger* Русской платформы благодаря присутствию общих видов (Шульгина, 1984, 1985). Зоне *Chetaites chetae* Сибири, как считает Н.И. Шульгина, может соответствовать часть зоны *nodiger*, но скорее всего этому уровню в разрезе Русской платформы отвечает перерыв (предрязанский разрыв).

Более проблематично сопоставление сибирского берриаса и рязанского горизонта. находка в рязанских отложениях *Nectoceras kochi* (Кейси и др., 1977), широко распространенного в Бореальной области, дала новый импульс для детальной корреляции, тем не менее проблема зонального сопоставления бореального берриаса и "рязани" решается неоднозначно. Согласно наиболее распространенной точке зрения, зона *N. kochi* Сибири параллелизуется с зоной *Riasanites rjasanensis*–*N. kochi* Русской платформы, и берриас Сибири рассматривается как эквивалент рязанского горизонта (Кейси и др., 1977; Шульгина, 1984, 1985; Zeiss, 1986). Последний, как показано выше, отвечает зоне *Boissieri* стратотипического разреза, и соответственно сибирский берриас также следует коррелировать с этой зоной. Аналогичным образом сибирский верхневолжский подъярус следует сопоставлять с нижним берриасом – зонами *Jacobi/Grandis* и *Occitanica*. Другая точка зрения высказана Ф. Хёдемакером (Hoedemaeker, 1987) и основана на детальном расчленении сибирской зоны *N. kochi*. В этом варианте вся зона *Riasanites rjasanensis* s. l. коррелируется только с верхней частью зоны *Kochi*.

Но как в том, так и в другом случае следует иметь в виду, что пока нет полной ясности относительно положения *Nectoceras* в рязанском разрезе. По данным М.С. Месежникова и его коллег (Месежников и др., 1979; Месежников, 1984) *Nectoceras* встречен в нижней части рязанского горизонта ниже *Surites* и *Borealites*. В то же время, по данным А.Г. Олферьева и Е.Ю. Барабошкина (устное сообщение), *N. kochi* найден в средней части горизонта (средние слои Н.А. Богословского) вместе с *Surites* и *Borealites*³.

Таким образом, при корреляции зоны *Nectoceras kochi* пока нет однозначных решений. Существующие данные скорее свидетельствуют о соответствии этого стратона в полном его объеме значительной части зоны *Riasanites rjasanensis* s. l., т.е. большей части подзоны *Paratimounum* средиземноморской шкалы (рис. 3). Этой подзоне, по видимому, должна также отвечать вся или часть

³ Более полно вопросы корреляции рассмотрены в служебно-информационной записке, посвященной био-стратиграфическим критериям юрско-меловой границы (Сей, Калачева, 1993).

Система	Ярус	Подъярус	Южная Европа (Le Hegarat, 1973; Tavera et al., 1986)	Крым (Богданова и др., 1981)	Северный Кавказ р. Урух (Сей, Калачева, 1993 ₁)	Мангышлак (Луппов и др., 1988)	Русская платформа (центральная часть) (Месежников и др., 1979; Кейсы и др., 1977)				
Меловая	Берриасский	Верхний <i>Fauriella boissieri</i>	<i>Berriasella callisto</i>	Слой с " <i>Zeilleriana</i> " <i>baksanensis</i>	<i>Fauriella boissieri</i>	Слой с <i>Jabronella</i> <i>paquieri</i> – <i>Berriasella</i> <i>cllisto</i>	Лона <i>Riasanites</i> и <i>Pugurus rostratus</i>	<i>Peregrinoceras</i> <i>aff. albidum</i>			
			<i>Picticeras picteti</i>	Слой с <i>Symphythyris</i> <i>arguinensis</i>					<i>Riasanites rjasanensis</i> – <i>A. angulicostatus</i>	<i>Surites</i> <i>tzikwinianus</i>	
<i>Malboscieras paramimounum</i>	Слой с <i>Tauricoceras</i> (= <i>Riasanites</i>) <i>crassicostatum</i>		<i>Euthymiceras</i> <i>euthymi</i>	<i>Euthymiceras</i> <i>transfigurabitis</i>							
Юрская	Тигонский (часть)	Нижний <i>Tirnovella occitanica</i>	<i>Dalmasiceras dalmasi</i>	Лона <i>Dalmasiceras</i> <i>crassicostatum</i>	<i>Tirnovella occitanica</i>	Лона <i>Buchia</i> <i>volgensis</i>	Лона <i>Neocoscoceras</i> и <i>Septaliphoria</i>	<i>Hectoraceras</i> <i>kochi</i>			
			<i>Berriasella privasensis</i>	Слой с <i>Malbosi-</i> <i>ceras</i> ? sp.					<i>Dolmaticeras</i> <i>crassicistatum</i>	<i>Garniericeras</i>	
			<i>Tirnovella subalpina</i>						<i>Tirnovella</i> <i>occitanica</i>		
		<i>Pseudosubptanites grandis</i> – <i>Berriasella jacobi</i>	Зона <i>Pseudosub-</i> <i>planites ponticus</i> – <i>P. grandis</i>	<i>Mazenoticeras</i> <i>malbosiforme</i>	<i>Riasanites rjasanensis</i> – <i>Spiticeras cautleyi</i>						
Юрская	Тигонский (часть)	Верхний	<i>Durangites</i>	Зона <i>Pseudosub-</i> <i>planites ponticus</i> – <i>P. grandis</i>	<i>Paraula cosphinctes</i> <i>cf. transitorius</i> , <i>Tithopeltoceras</i> <i>nescium</i>	Лона <i>Buchia</i> <i>volgensis</i>	Лона <i>Neocoscoceras</i> и <i>Septaliphoria</i>	<i>Garniericeras</i>			
			<i>Microcanthoceras micro-</i> <i>canthum</i>						<i>Parauto-</i> <i>cosphinctes</i> <i>transitorius</i>	<i>Dolmaticeras</i> <i>crassicistatum</i>	<i>Riasanites rjasanensis</i> – <i>Spiticeras cautleyi</i>
			<i>Simplisphinctes</i>								
		<i>Microcanthoceras ponti</i>	Зона <i>Pseudosub-</i> <i>planites ponticus</i> – <i>P. grandis</i>	<i>Paraula cosphinctes</i> <i>cf. transitorius</i> , <i>Tithopeltoceras</i> <i>nescium</i>	<i>Dolmaticeras</i> <i>crassicistatum</i>	<i>Riasanites rjasanensis</i> – <i>Spiticeras cautleyi</i>					
	<i>Mazenoticeras</i> <i>malbosiforme</i>										
Юрская	Тигонский (часть)	Средний (часть)	<i>Virgatites virgatus</i>	Зона <i>Pseudosub-</i> <i>planites ponticus</i> – <i>P. grandis</i>	<i>Paraula cosphinctes</i> <i>cf. transitorius</i> , <i>Tithopeltoceras</i> <i>nescium</i>	Лона <i>Buchia</i> <i>volgensis</i>	Лона <i>Neocoscoceras</i> и <i>Septaliphoria</i>	<i>Garniericeras</i>			
			<i>Epivirgatites nikitini</i>						<i>B. piochii</i> s. l.– <i>B. terebra-</i> <i>tuloides</i>		
			<i>P. oppressus</i>							<i>B. mosquensis</i> – <i>B. russiensis</i>	
		<i>Dorsoplanites panderi</i>	<i>Zaraiskites zaraisken.</i> <i>Pavlovia pavlovi</i>	<i>B. rugosa</i> – <i>B. mosquensis</i>							
Нижний (часть)		<i>Ilowaiskya pseudoscythica</i>									

Рис. 3. Схема корреляции пограничных верхнеюрских–нижнемеловых отложений Южной Европы, России и ряда других стран СНГ, Америки.

1 – граница юра–мел в Бореальной области, принятая в настоящее время; 2 – граница юра–мел в Тетической области и предлагаемый ее уровень в бореальных регионах.

		Северная Сибирь (Захаров, 1981; Шульгина, 1985)	Дальний Восток России (Сей, Калачева, 1993 _{1,2})	Британская Колумбия (Jeletzky, 1984)	Калифорния, Орегон (Jones et al., 1969)	Аргентина (Leenza, 1980; Tavera et al., 1986)	Средиземноморский стандарт			
Бореальный берриас	<i>Bojarkia mesezhnikowi</i>	<i>B. inflata</i>	<i>B. uncitoides</i>	<i>B. uncitoides</i> (<i>Neocosmoceras</i>)	<i>B. uncitoides</i> (<i>Neocosmoceras</i>)	<i>Spiticeras damesi</i>	<i>Fauriella boissieri</i>	Берриаский	Меловая	
		<i>B. tolma- tschowi</i>								
	<i>Surites analogus</i>	<i>B. jaskovi</i> (= <i>uncitoides</i>)		<i>B. okensis</i> (<i>Argentiniceras</i>)		<i>B. okensis</i> (<i>Argentiniceras</i>)				<i>Argentiniceras noduliferum</i>
	<i>Hectoroceras kochi</i>	<i>B. okensis</i>								
Верхневолжский подъярус	<i>Chetaites sibiricus</i>	<i>B. unshensis</i>	<i>B. terebratuloides</i> <i>B. piochii</i> s. l. - <i>B. terebratuloides</i> (<i>P. cf. grandis</i> , <i>B. ex gr. jacobi</i> , <i>Dal- masiceras</i> sp.)	<i>B. terebratuloides</i> (<i>Parodontoceras</i> , <i>Substeuroceras</i>)	<i>B. aff. okensis</i> (<i>Parodontoceras</i> , <i>Substeuroceras</i> , <i>Proniceras</i> ?)	<i>Substeuroceras koeneni</i>	<i>Tirnovella occitanica</i>	Берриаский	Меловая	
	<i>Chetaites chetae</i>									
	<i>Craspedites taimyrensis</i>			<i>B. obliqua</i> (= <i>terebra- tuloides</i>)	<i>B. fischeriana</i>					<i>B. fischeriana</i> (<i>Spiticeras</i> , <i>Parodontoceras</i> , <i>Autacosphinctes</i> ?)
	<i>Craspedites okensis</i>				<i>B. piochii</i> (<i>Proniceras</i>)					
Средневолжский подъярус	<i>Epivirgatites variabilis</i>	<i>B. taimyren- sis</i> (= <i>fische- riana</i>)	<i>B. russiensis</i> - <i>B. fischeriana</i> (<i>Durangites</i>)	<i>B. cf. blanfordiana</i>	<i>B. russiensis</i> (<i>Durangites</i> , <i>Kossmatia</i>)	<i>Corongoceras alternans</i>	<i>Durangites</i>	Тугоносский (часть)	Юрская	
	<i>Taimyrosphinctes excentricus</i>									
	<i>Dorsoplanites maximum</i>	<i>B. russiensis</i>	<i>B. mosquensis</i> - <i>B. russiensis</i>							
	<i>Dorsoplanites ilovaiskii</i>	<i>B. rigosa</i> - <i>B. mosquensis</i>	<i>B. rigosa</i> - <i>B. mosquensis</i>	<i>B. mosquensis</i>						
	<i>Pavlovia iatriensis</i>									
Нижний (часть)	<i>Pectinatites pectinatus</i>					<i>Windhause- niceras internispinosum</i>	<i>Simpli- sphinctes</i>			
						<i>Aulacosph. proximus</i>	<i>M. ponti</i>			

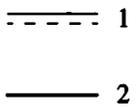


Рис. 3. Окончание.

сибирской зоны *Surites analogus*, чей вид-индекс и ряд других видов являются общими с верхней частью зоны *Riasanites rjasanensis* s. l. (зона *R. rjasanensis*–*S. spasskensis* М.С. Месежникова), где отмечается максимум присутствия эутимицерасов. Остальному интервалу верхнего берриаса средиземноморской шкалы (подзоны *Picteti* и *Callisto*), учитывая непрерывность разреза, могут соответствовать часть зоны *Surites analogus* и зона *Wojarkia mesezhnikowi*. О позиции нижней зоны сибирского берриаса – *Chetaites sibiricus* в настоящее время судить трудно: она может отвечать как низам верхнего берриаса, так и какой-то части нижнего.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и корреляция серии разрезов, начиная со стратотипического в Юго-Восточной Франции, к субтетическим – на Кавказе и в Крыму, затем к суббореальным – на Русской платформе и в Центральной Польше, к бореальным – сибирским и вновь к экотонным – на Дальнем Востоке России и в Северной Америке, которые напрямую или через Аргентину выходят на стратотип, показали несовпадение объемов пограничных ярусов юры и мела в Тетической и Бореальной областях: титонскому ярусу соответствует нижний и средний волжские подъярусы, средиземноморскому берриасу – верхневолжский подъярус и рязанский горизонт или его примерный аналог – бореальный берриас (см. рис. 3). Соответственно это ведет к пересмотру положения юрско-меловой границы в Бореальной области, а возможно, и глобально.

Так как идея подобной бореально-тетической корреляции разрабатывается давно, проблема пересмотра границы и выбора уровня, который может быть реально прослежен в различных зоохориях, неоднократно поднималась и обсуждалась. При рассмотрении этого вопроса предлагались практически все сколько-нибудь значимые уровни в интервале от кровли титона до подошвы валанжина. Однако, следуя рекомендациям Международной группы по границе юра–мел, приоритетным для границы двух систем является основание зоны *Jacobi/Grandis*, и только в случае нереальности прослеживания этого рубежа в Бореальной области предпочтение должно быть отдано другому, но близкому к нему уровню (Ремане, 1990).

Долгое время подошва зоны *Jacobi/Grandis*, как граница столь высокого ранга, вызывала сомнения, поскольку нижележащая верхнетитонская зона *Durangites* оставалась слабо изученной. Исследования испанских специалистов (Oloriz, Tavera, 1982; Tavera, 1985; Tavera et al., 1986) показали, что рассматриваемый рубеж палеонтологически достаточно четок. Согласно Ф. Олоризу и Х. Тавере (Oloriz, Tavera, 1982, с. 154) (перевод наш) “изменения в аммонитовой фауне на этой границе значительны. Мощная вспышка берриаселлин и за-

кат перисфинктид и гималаитин определяют тип аммонитового сообщества берриаса. *Protacanthodiscus* – единственный род, проходящий в зону *Jacobi*”. В Бореальной области этому уровню, как было показано выше, наиболее близка граница между средним и верхним волжскими подъярусами. В палеонтологическом аспекте основание верхнего подъяруса не менее выразительно, чем титон-берриасская граница. На рубеже средне- и поздневолжского времени появляется и получает мощное развитие семейство *Craspeditidae* с двумя подсемействами – *Craspeditinae* и *Garniericeratinae* и одновременно почти полностью вымирают *Virgatitinae* и *Dorsoplanitinae*, широко представленные в более древних волжских отложениях (Шульгина, 1985). Не менее отчетлив средне-верхневолжский рубеж и в развитии фауны бухий. На этой границе полностью исчезают бухии группы *B. mosquensis* и почти целиком *B. russiensis* и лишь два долгоживущих вида – *B. fischeriana* и близкая к ней *B. trigonoides* минуют этот уровень. С основания верхнего подъяруса практически одновременно появляются *Buchia piochii* s. l., *B. terebratuloides*, *B. unshensis*, два последних – уже мелового облика (Захаров, 1986; Сей, Калачева, 1993; Jones et al., 1969; Jeletzky, 1984).

Из остальных претендентов на юрско-меловую границу наибольшей популярностью пользуется основание зоны *Ossitanica* и в качестве такового рассматривается в работах М.С. Месежникова, В.А. Захарова, Ф. Хёдемакера и др. Построения М.С. Месежникова (1989) и В.А. Захарова (1986) базируются на неверной исходной предпосылке о синхронности или близости основания зоны *Ossitanica* и рязанского горизонта. Наиболее детально этот вариант разработан Ф. Хёдемакером (Hoedemaeker, 1987), но его бореально-тетическая корреляция с помощью бухий от американских разрезов к сибирским часто вызывает сомнения, ибо столь “тонкие” и протяженные сопоставления с использованием бухиевых акмезон далеко не всегда корректны. Поэтому совмещение основания зон *Ossitanica* и *Chetaites sibiricus*, равно как и выявление этого уровня в американских разрезах, нельзя признать убедительным. К тому же основание зоны *Ossitanica* в разрезах Юго-Восточной Франции палеонтологически менее рельефно, чем подошва зоны *Jacobi/Grandis*, так как определяется в основном набором видовых таксонов.

Более надежным при бореально-тетических сопоставлениях и следовательно для проведения юрско-меловой границы является основание зоны *Voissieri*, которому в суббореальных разрезах отвечает основание рязанского горизонта, а в бореальных – скорее всего подошва зоны *Nestoceras kochi* и бухиазоны *B. okensis*, что открывает пути для самых широких корреляций в пределах Бореальной области. Но данный вариант ведет к

резкому уменьшению объема берриасского яруса и означает либо существование берриаса в усеченном виде, либо замену его рязанским ярусом (Цайс, 1979; Ремане, 1990). Добавим, что основные зоны *Boissieri* в средиземноморской шкале, как и в случае с зоной *Ossitanica*, намного менее четко, чем основание зоны *Grandis s. l.*

Хорошими корреляционными возможностями с точки зрения юрско-меловой границы обладает основание валанжина, и этот уровень имеет своих сторонников, в том числе – И. Видмана, Н.Г. Химшиашвили, Н.И. Шульгину, П.Ф. Раусона и других, хотя здесь также есть свои проблемы (Цайс, 1979; Зоны меловой системы..., 1989). Что касается смены аммонитовых фаун на рубеже берриас-валанжин, то в Средиземноморской области в Юго-Восточной Испании по данным М. Компани (Compani, 1987) в зону *Otoreta* основания валанжина проходят такие типичные берриасские таксоны, как *Berriasella s. str.*, *Timovella*, *Fauriella*, *Jabronella*. Характерный валанжинский комплекс фиксируется начиная с зоны *Pertrapsiens*. Подобная картина, видимо, имеет место и в Бореальной области: согласно Н.И. Шульгиной (1985), граница между берриасом и валанжином здесь определяется лишь сменой аммонитовых родов.

Таким образом, из всех рассмотренных стратиграфических наиболее высоким корреляционным потенциалом и, следовательно, наибольшими возможностями для проведения юрско-меловой границы обладает, по мнению авторов, основание зоны *Jacobi/Grandis* и соответственно граница среднего и верхнего волжских подъярусов в Бореальной области. При таком положении границы встает ряд номенклатурных проблем в отношении пограничных между юрой и мелом ярусов бореальной шкалы. Несколько проще ситуация с нижним мелом, так как суммарный объем верхневолжского подъяруса и рязанского горизонта или бореального берриаса практически отвечает берриасу *sensu gallico*, и терин “берриасский ярус” не является новым для бореального мела, хотя и использовался здесь до сих пор в ином объеме.

Терминальный ярус бореальной юры при предложенном уровне юрско-меловой границы включает нижний и средний волжские подъярусы и скорее всего равнозначен титонскому ярусу, что означает возможность выделения титона в Бореальной области и унификацию пограничных ярусов юры и мела.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр. 1981. № 6. Вып. 1. С. 5–14.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 28–35.

Богословский Н.А. Рязанский горизонт (фауна, стратиграфические отношения и вероятный возраст этого горизонта). Санкт-Петербург: Императорская Академия наук, 1895. 136 с.

Друщиц В.В., Вахрамеев В.А. Граница юры и мела. Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 185–224.

Друщиц В.В., Кудрявцев М.П. (ред.) Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960. 696 с.

Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 271 с.

Захаров В.А. Граница юрской и меловой систем в Бореальной области по бухиям // Геол. геофиз. 1986. № 2. С. 12–20.

Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. 160 с.

Зоны меловой системы в СССР. Нижний отдел. Л.: Наука, 1989. 240 с.

Зоны юрской системы в СССР. Л.: Наука, 1982. 192 с.

Кванталиани И.В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 228 с.

Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 7. С. 14–33.

Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. Берриас Мангышлака. Л.: Наука, 1988. 204 с.

Месежников М.С. Зональное подразделение рязанского горизонта // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 34–66.

Месежников М.С. Титонский, волжский и португальский ярусы (геологические и биологические события, корреляция). Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени // Стратиграфия и палеонтология. МГК. XXVIII сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1989. С. 100–107.

Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И., Алексеев С.Н. Стратиграфия рязанского горизонта по р. Оке // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 71–80.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 18. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. С. 32–49.

Ремане Ю. Юрско-меловая граница: проблемы определения и процедурные вопросы // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 7–16.

Сазонова И.Г. Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы. М.: Недра, 1977. 127 с.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Берриас бореальных провинций Европы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 86–98.

Сакс В.Н., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Стратиграфия пограничных слоев юры и мела в Бореальном

поясе // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 94–102.

Сахаров А.С. Опорный разрез берриаса Северо-Восточного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 38–46.

Сахаров А.С. Стратиграфическая характеристика берриасских отложений Сев. Кавказа // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 181–186.

Сахаров А.С. Пограничные отложения юры и мела северо-Восточного Кавказа // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 36–42.

Сахаров А.С., Шилкин В.Н., Мезежников М.С. Пограничные слои юры и мела на Северо-Восточном Кавказе (путеводитель геологических экскурсий). Л.: ВНИГРИ, 1987. 69 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 178–187.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Пограничные слои юры и мела Дальнего Востока России и проблема юрско-меловой границы // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. С.-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 32–47.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. Служебно-информационная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1993₁. 60 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Бухии и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока // Геол. геофиз. 1993₂. № 8. С. 46–60.

Химишашвили Н.Г. Аммониты титона и берриаса Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 208 с.

Цайс А.Г. Проблема корреляции в верхней юре и некоторые соображения о границе юры и мела // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 14–27.

Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных слоев юры и мела в Бореальном поясе и за его пределами // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 67–81.

Шульгина Н.И. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела. Л.: Недра, 1985. 162 с.

Barthel K.W. The Neuburg area (Bavarica, Germany) as a prospective reference region for the middle Tithonian. Colloque sur la limite Jurassique-Cretacé, Lyon-Neuchatel, 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris. 1975. № 86. P. 332–336.

Benest M., Donze P., Le Hegarat G. Nouvelles données paléontologiques, paleoecologiques et sédimentologiques sur le Berriasien de la région de Lamoriciere (Ouled Mimoun et El Rhoraf, Monts de Tlemsen, Algérie) // Geobios. 1977. № 10. Fasc. 2. P. 195–249.

Casey R. The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England // Geol. J. Spec. Issue. 1973. V. 5. P. 193–266.

Cecca F., Cresta S., Pallini G., Santantonio M. Biostratigrafia et ammoniti del Dogger-Malm di Colle Tordina (Monti della Rossa, Appennino marchigiano) // Boll. Serv. Geol. It. Roma, 1986. V. 104. P. 177–204.

Cecca F., Enay R., Le Hegarat G. The Tithonian of Ardèche (South-East France): new stratigraphical date and revision of the type – section of the “Ardescian” (Toucas, 1890) // Newsl. Stratigr. Berlin-Stuttgart, 1989. V. 20. № 3. P. 115–129.

Company M. Los Ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de Espana). Tesis Doct. Univ. Granada, 1987. 294 p.

Coquand H. Sur la Klippenkalk des départements du Var et des Aples-Maritimes // Bull. Soc. Géol. France, 1871. T. 28. Sér. III. P. 208–234.

Enay R., Geysant J.R. Faunes tithoniques des chaines Bétiques (Espagne méridionale). Colloq. limite Jurassique-Cretace, Lyon-Neuchatel, 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris. 1975. № 86. P. 39–55.

Hoedemaeker Ph. Correlation possibilities around the Jurassic/Cretaceous boundary // Scr. Geol. Leiden. 1987. № 84. 56 p.

Jeletzky J.A. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian-Berriasian stages in the Boreal realm // Geol. Assoc. Canada. 1984. Spec. Pap. № 27. P. 175–255.

Jeletzky J.A. Age of Neuburg Formation (Bavarica, Federal Republic of Germany) and its correlation with the Subboreal Volgian and Mediterranean Tithonian // Newsl. Stratigr. Berlin-Stuttgart, 1989. V. 20. № 3. P. 149–169.

Jones D.L., Bailey E.H., Imlay R. Structural and stratigraphic significance of the Buchia zones in the Colyear – Springs-Paskenta area, California // U.S. Geol. Surv. 1969. Prof. Pap. 647-A. 24 p.

Kutek J., Zeiss A. Tithonian-Volgian ammonites from Brzostowka near Tomaszow Mazowiecki, central Poland // Acta. Geol. Polonica. 1974. V. 24. № 3. P. 505–542.

Kutek J., Zeiss A. A contribution to the correlation of the Tithonian and Volgian stages: the ammonite fauna from Brzostowka near Tomaszow Mazowiecki, central Poland. Colloq. limite Jurassique-Cretacé, Lyon-Neuchatel, 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris. 1975. № 86. P. 123–128.

Kutek J., Zeiss A. Further data on the correlation of the Middle / Upper Tithonian with the Lower / Middle Volgian boundary. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Lisboa. 1988. P. 623–639.

Leanza H. The Lower and Middle Tithonian Ammonite Fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquen, Argentina // Zitteliana. 1980. V. 5. P. 3–49.

Le Hégarat G. Le Berriasien du Sud-Est de la France. Lyon. 1973. 576 p.

Nikolov T. Les ammonites de la famille Berriasellidae Spath, 1922. Tithonique superieur – Berriasien. Sofia, 1982. 251 p.

Oloriz F., Tavera J.M. Correlation of the Tithonian in Central Sector of the Betic Cordilleras (Spain) in the Light of Recent Studies // Bull. Acad. Polon. Sci. 1982. V. 30. № 3–4. P. 145–156.

Oppel A. Die Tithonische Etage // Zeits. deutsch. geol. Gesellsch. Berlin, 1865. Bd. 17. S. 535–558.

Pictet F.-L. Etudes paleontologiques sur la faune a Terebratula diphyoides de Berrias (Ardèche) // Melanges paleontologiques. Genève. 1867. Liv. 2. P. 43–131.

Renévier E. Tableau des terrains sédimentaires // Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 1874. T. 13. P. 218–252.

Retowski O. Die Tithonische Ablagerungen von Theodosia // Bull. Soc. Natur. Moscou. 1893. № 2/3. 95 p.

- Sachs V.N., Basov V.A., Zakharov V.A. et al.* Jurassic-Cretaceous boundary, position of Berriasian in the Boreal realm and correlation with Tethys. Colloq. limite. Jurassique-Cretace. Lyon-Neuchatel, 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris. 1975. № 86. P. 135-141.
- Sacharov A.S.* Reference section of the north-eastern Caucasus Berriasian. Colloq. limite Jurassique-Cretace. Lyon-Neuchatel, 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris. 1975. № 86. P. 68-76.
- Sasonova I.G., Sasonov N.T.* The Jurassic-Cretaceous boundary of the East European platform // Aspect der Kreide Europas IUGS. Stuttgart. 1979. Series A, N 6. P. 487-496.
- Sasonova I.G., Sasonov N.T.* The Berriasian of the European realm // Zitteliana. 1983. V. 10. P. 439-446.
- Tavera J.M.* Les ammonites del Tithonico superior – Berriasense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas). Tesis Doct. Univ. Granada. 1985. 381 p.
- Tavera J.M., Oloriz F., Company M., Checa A.* Mediterranean ammonites and the Jurassic-Cretaceous boundary in Southern Spain (Subbetic Zone) // Acta Geol. Hungarica. 1986. V. 29. № 1-2. P. 151-159.
- Toucas A.* Étude de la faune des couches tithoniques de l'Ardeche // Bull. Soc. géol. France. 1890. T. 18. Sér. 3. P. 560-629.
- Zeiss A.* Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankalb // Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Kl. München, 1968. N.F. Heft 132. 190 p.
- Zeiss A.* Some ammonites of the Klentnice Beds (Upper Tithonian) and remarks on correlations of the Uppermost Jurassic // Acta. Geol. Polonica. 1977. V. 27. № 3. P. 369-386.
- Zeiss A.* Comments on a tentative correlation chart for the most important marine provinces at the Jurassic-Cretaceous boundary // Acta. Geol. Hungarica. 1986. V. 29. № 1-2. P. 27-30.
- Zeiss A., Bachmayer F.* Zum Alter der Ernstbrunner Kalke (Tithon, Niederösterreich) // Ann. Naturhist. Mus. Wien. 1989. Bd. 90. Ser. A. P. 103-109.

Рецензенты К.И. Кузнецова, В.А. Басов

УДК 551.763+561(571.6)

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕЛ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И АЛЯСКИ: СРАВНЕНИЕ ФЛОР И ПАЛЕОКЛИМАТА

© 1997 г. А. Б. Герман*, Р. Э. Спайсер**

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

** Факультет наук о Земле, Открытый Университет, Уолтон Холл,
Милтон Кинес МК76АА, Великобритания

Поступила в редакцию 26.06.95 г.

Флора из верхов языка Нижний Киллик и языков Верхний Киллик и Ниакогон Северной Аляски близка гребенкинской флоре Анадырско-Корякского субрегиона (АКСР). Флора языка Тулувак Северной Аляски по возрасту (коньяк) аналогична кайвямской флоре АКСР, однако, наряду со сходством этих флор, есть и существенные отличия, которые заключаются в значительном участии во флоре Тулувак цельнокрайних покрытосеменных. Флоры языка Когосакрак Северной Аляски и корякская и горнореченская флоры АКСР не являются прямыми возрастными аналогами: они могли, по-видимому, сосуществовать на каком-то интервале в пределах маастрихта. Позднемаастрихтская корякская флора АКСР флористически весьма близка аляскинской палеоценовой флоре толщи Сагвон.

По меловой флоре АКСР реконструируются относительно теплый климат в позднем альбе–сеномане, существенное похолодание в туроне и коньяке, максимум которого приходится на турон, потепление в сантоне и раннем кампане и похолодание к концу мелового периода. На севере Аляски реконструируются среднегодовые температуры воздуха 10°C для сеномана, по-видимому, 13°C для коньяка и 5°C для позднего кампана–маастрихта, 6–7°C для палеоцена. Наиболее значительная разница в характере климатических изменений в рассматриваемых районах приходится на коньякский век, для которого реконструируются относительно холодный климат в АКСР и температурный максимум на Северной Аляске, что, вероятно, связано с существенным изменением палеогеографии, происшедшим к коньякскому веку: образованием Берингийской суши и изоляцией Арктического бассейна от Прото-Пацифики и открытием Западного Внутреннего пролива на Североамериканском континенте, по которому, по всей видимости, осуществлялся перенос тепла морскими течениями из экваториальной области в Арктический бассейн. Обедненный таксономический состав маастрихтской флоры Северной Аляски по сравнению с таковым горнореченской и корякской флор, вероятно, отражает значительный температурный градиент в приполярной области в конце мелового периода. Сходство корякской флоры АКСР с флорой толщи Сагвон Северной Аляски, существовавших по разные стороны мел-палеоценовой границы, свидетельствует против гипотезы о глобальном экологическом кризисе на этом рубеже.

Ключевые слова. Палеоботаника, палеоклиматология, палеогеография, меловой период, корреляция, Северо-Восточная Азия, Северная Аляска, Арктический бассейн, Прото-Пацифика, Западный Внутренний пролив.

ВВЕДЕНИЕ

Биостратиграфия неморских меловых отложений Северо-Востока России и Аляски, развитых на огромной территории этих регионов, основывается главным образом на палеоботанических данных. Часто, однако, сопоставление содержащихся в этих отложениях ископаемых флор сталкивается со значительными трудностями из-за почти полного отсутствия в них общих таксонов видового и родового ранга.

Столь значительные различия ископаемых флор, произрастающих в соседних районах на сравнительно небольшой территории, связано с тем, что эти флоры зачастую отражают располагавшиеся не далеко друг от друга, но сильно различавшиеся ландшафты (рис. 1) (Герман, 1993; Белый, 1994). Часть территории современных Северо-

Востока России и Аляски в поздне меловую эпоху была покрыта морем. К морским бассейнам примыкали прибрежные низменности с хорошо развитой речной сетью, старицами, озерами и болотами. В некоторые моменты меловой истории эти низменности покрывало мелководное море, изобиловавшее островами. Далее в глубь суши располагались возвышенности и равнины, не заливавшиеся морем, в пределах которых континентальные отложения накапливались в изолированных впадинах. Вдоль восточного края Азиатского материка протягивалось расчлененное нагорье Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Естественно, что флора перечисленных природных ландшафтов различалась весьма значительно. Во всех поздне меловых (начиная с позднего альба) флорах Северо-Востока Азии и Аляски,

существовавших на прибрежно-морских равнинах, по количеству и разнообразию доминируют покрытосеменные (Герман, 1993). Во внутриконтинентальных впадинах и на возвышенностях вулканического нагорья в позднем мелу сосуществовали как “кайнофитные” флоры с преобладанием продвинутых покрытосеменных растений, более или менее хорошо сопоставимые с таковыми прибрежных равнин, так и “мезофитные” (чаунская и аркагалинская флоры), в которых доминировали папоротники и голосеменные, а покрытосеменные растения были чрезвычайно редки: зачастую на одну находку отпечатка покрытосеменного в захоронениях таких флор приходится много десятков, а иногда и сотен ископаемых хвойных.

Причину столь значительного различия флор, видимо, следует искать в способностях ранних покрытосеменных заселять нарушенные местообитания прибрежно-морских низменностей с хорошо развитой речной сетью (Retallack, Dilcher, 1981, 1986): растительность таких низменностей периодически уничтожалась морскими трансгрессиями и, в более локальном масштабе, миграциями русел меандрирующих равнинных рек, что постоянно поддерживало существование благоприятных для заселения ранними покрытосеменными нарушенных местообитаний. Постепенно эти растения, вероятно, проникали вдоль речных долин в глубь континента, населенного главным образом хвойно-папоротниковой растительностью. Именно процесс такого заселения внутриконтинентальных районов более продвинутыми покрытосеменными, по всей видимости, отражен в сосуществовании в течение позднего мела в этих районах разнотипных флор.

Статья посвящена сравнению ископаемых флор Северо-Востока Азии и Северной Аляски, отражавших близкие условия прибрежно-морских равнин (рис. 1), из-за чего наблюдается значительное сходство этих флор. Возраст меловых континентальных флороносных отложений Анадырско-Корякского субрегиона и Северной Аляски определяется благодаря чередованию этих пород с морскими слоями. Континентальные отложения часто содержат многочисленные и разнообразные растительные остатки – отпечатки листьев и побегов, ископаемые древесины, остатки плодов и семян.

Начало достаточно интенсивного изучения меловых флор Северо-Востока Азии и Аляски приходится на первую половину нашего столетия. Наиболее важные результаты в это время были получены А.Н. Криштофовичем и А. Голликом. Из более поздних исследований следует отметить работы В.А. Вахрамеева, Т.Н. Байковской, Л.Ю. Буданцева, Н.Д. Василевской, В.А. Красиловой, Е.Л. Лебедева, В.А. Самылиной, Г.Г. Филипповой, Ч.Дж. Смайли и др., внесшие значительный вклад в изучение этих флор. С конца

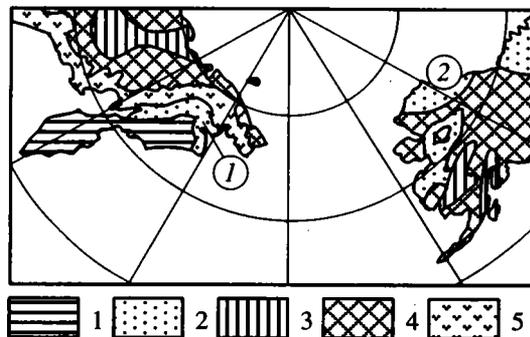


Рис. 1. Палеогеография Северной Пацифики в позднем мелу (Белый, 1994, с дополнениями; реконструкция положения континентов для середины позднего мела – по Smith et al., 1981) и положение местонахождений флор Аляски и АКСР.

1 – область существования стабильного морского режима; 2 – прибрежные равнины и мелкие моря; 3 – низменности, не заливавшиеся морем; 4 – возвышенности и горы; 5 – поднятие Охотско-Чукотского вулканического пояса; цифрами в кружках обозначены рассматриваемые районы распространения флороносных толщ: 1 – Анадырско-Корякский субрегион, 2 – Северная Аляска.

70-х–начала 80-х годов авторы статьи принимали участие в исследовании меловых флор Северо-Востока Азии и Аляски. В последние годы мы получили долгожданную возможность совместного сравнительного изучения коллекций указанных ископаемых флор и обсуждения результатов при непосредственном общении, что несравненно более продуктивно, чем сопоставление палеофлористических данных только по опубликованным работам. В данной статье излагаются предварительные результаты сравнительного изучения позднемеловых (включая конец альба и начало палеогена) флор АКСР и Северной Аляски.

Палеоботанические данные, наряду с литологическими и геохимическими, широко используются для палеоклиматических реконструкций. По ископаемым флорам АКСР и Северной Аляски авторами были намечены климатические изменения, сказавшиеся на составе и облике этих флор (Spicer, Parrish, 1986, 1990; Parrish, Spicer, 1988; Герман, 1993). В данной статье мы сравниваем полученные нами результаты и обсуждаем возможные причины сходства и отличия палеотемпературных кривых, построенных по палеоботаническим данным для позднего мела Северо-Востока Азии и Северной Аляски.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Материалом для настоящего исследования послужили многочисленные коллекции растительных остатков (несколько тысяч экземпляров), собранные авторами этой статьи и их коллегами

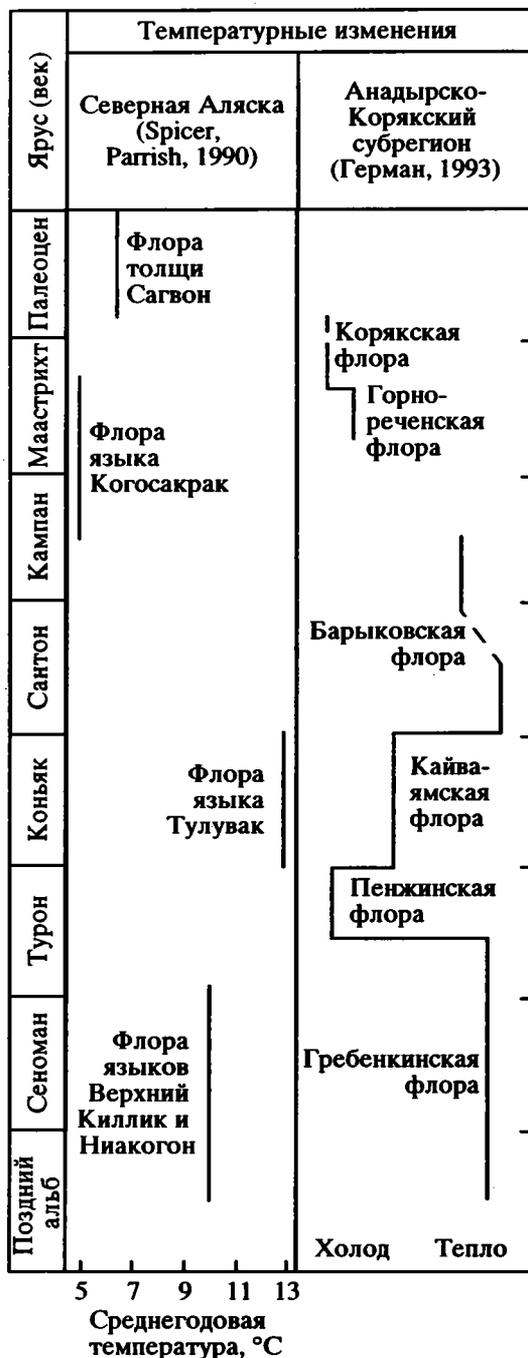


Рис. 2. Корреляция меловых флор и реконструкция палеоклиматических изменений Северной Аляски и АКСР.

(Л.Б. Головневой, Е.Л. Лебедевым, Г.Г. Филипповой, У. Льюис, М. Миллер, Дж.Т. Перриш и др.) из меловых и палеогеновых отложений Аляски и Северо-Востока Азии. Эти коллекции хранятся в Геологическом институте РАН, г. Москва, Ботаническом институте РАН, г. Санкт-Петербург, СВПГО "Севвостокгеология", г. Магадан и в От-

крытом Университете, г. Милтон Кинес, Великобритания.

Изученные авторами растительные остатки представлены главным образом отпечатками листьев. В коллекциях имеются также ископаемые семена и плоды, древесины, остатки облиственных побегов. Сохранность материала часто очень хорошая, позволяющая наблюдать тонкие детали строения органов растений, но фитолеймы как правило отсутствуют. Образцы фотографировались при косом освещении с использованием малоформатной камеры, после чего печатались черно-белые фотографии формата 20 × 25 см. Собираемый таким образом фотоархив, используемый в наших исследованиях, составляет более 3000 отпечатков. Рисунки листьев изготовлялись тушью непосредственно на photographиях, после чего фотографическое изображение смывалось водным раствором иодистого калия и иода или водным раствором железосинеродистого калия. Полученные таким образом рисунки ископаемых листьев использовались для дальнейшего анализа. Для хранения и последующей обработки изображений растительных остатков рисунки были введены в компьютер при помощи сканера и записаны в CD ROM.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ФЛОР АКСР И СЕВЕРНОЙ АЛЯСКИ

В АКСР, охватывающем территорию Северной Камчатки, Корякского нагорья, бассейна среднего и нижнего течения р. Анадырь и хребта Пекульней (рис. 1), устанавливаются шесть этапов развития поздне меловой (включая конец альба) флоры (рис. 2): гребенкинский (конец альба–?ранний турон), пенжинский (турон, исключая, вероятно, его начало), кайвалямский (коньяк), барыковский (сантон–ранний (средний?) кампан), горно-реченский (?поздний кампан–средний маастрихт) и корякский (поздний маастрихт и, возможно, датий) (Герман, 1993; Головнева, 1994). На Северной Аляске – территории, расположенной к северу от хребта Брукс (рис. 1), известны ископаемые флоры из "языков" (отложений континентального происхождения, вклинивающихся в морские образования) Верхний и Нижний Киллик и Ниакогон (поздний альб–сеноман), Тулувак (коньяк), Когосакрак (поздний кампан–маастрихт) и толщи Сагвон (палеоцен), принадлежащей формации Сагаванирктон (рис. 2) (Detterman et al., 1963; Spicer, Parrish, 1990; Spicer et al., 1992).

Первые покрытосеменные появляются на севере Аляски лишь во флоре верхней части языка Нижний Киллик (Spicer, Parrish, 1990). В низах этих отложений остатки покрытосеменных не были найдены. Данной части североалаяскинского разреза, возможно, соответствует нижняя часть

гинтеровской свиты бухты Угольной, в которой также отсутствуют остатки покрытосеменных (Герман, 1991), однако последнее может быть и результатом тафономических особенностей этих захоронений. Детальное сравнение флор данного уровня невозможно из-за бедности флоры низов гинтеровской свиты АКСР.

Флора из верхов языка Нижний Киллик и языков Верхний Киллик и Ниакогон по систематическому составу весьма близка гребенкинской флоре АКСР и арманской флоре (Филиппова, 1975; Герман, Щелетов, 1994), известной в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, расположенного к северу и северо-западу от АКСР (рис. 1), и достаточно уверенно может быть сопоставлена с ними (рис. 2). С другой стороны, такое сопоставление свидетельствует в пользу одновозрастности (или близости по возрасту) гребенкинской и арманской флор, которые не вполне идентичны между собой, но каждая близка по ряду своих особенностей к аляскинской флоре, и возрастное соотношение которых в течение долгого времени было предметом оживленной дискуссии (Самылина, 1988; Филиппова, Абрамова, 1993).

Аналоги пенжинской флоры АКСР на севере Аляски отсутствуют: туронские отложения здесь представлены морскими слоями формации Сиби. Флора языка Тулувак Северной Аляски по возрасту (коньяк) аналогична кайваймской флоре АКСР (рис. 2). Однако наряду со сходством этих флор (значительное участие и разнообразие платанообразных, наличие *Paraprotophyllum*, *Trochodendroides*, *Magnoliaephyllum alternans* (Heer) Seward, *Dalmbia pergamentii* Herman et Lebed. и др.), есть и существенные отличия, которые в первую очередь заключаются в значительном участии во флоре Тулувак цельнокрайних покрытосеменных.

Аналоги барыковской флоры АКСР не известны на Северной Аляске: сантонские и раннекампанские отложения здесь представлены образованиями формации Шрадер Блафф, содержащими остатки морских моллюсков.

Флоры языка Когосакрак Северной Аляски и корякская и горнореченская флоры АКСР не являются прямыми возрастными аналогами: они могли, по-видимому, сосуществовать на каком-то интервале в пределах маастрихта (рис. 2). Северо-аляскинская флора резко отличается от флор АКСР чрезвычайно низким таксономическим разнообразием (восемь форм, лишь две из которых принадлежат покрытосеменным). Позднемаастрихтская корякская флора АКСР флористически весьма близка аляскинской палеоценовой флоре толщи Сагвон (Spicer et al., 1994). Корреляция меловых флор АКСР и Северной Аляски показана на рис. 2.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ АКСР И СЕВЕРНОЙ АЛЯСКИ

Изучение меловых флор Северной Аляски и АКСР позволило авторам наметить изменения климата, сказавшиеся на составе этих флор (Spicer, Parrish, 1986, 1990; Parrish, Spicer, 1988; Герман, 1993, 1994). В гребенкинской флоре АКСР многочисленны теплолюбивые растения (цикадофиты *Nilssonia*, *Nilssoniocladus*, *Cycadites* и *Taeniopteris*, хвойные *Psugiophyllum* с чешуевидными листьями, цельнокрайние покрытосеменные, составляющие в этой флоре более 50% видового состава цветковых растений, и др.), свидетельствующие об относительно теплых условиях ее произрастания. Пенжинская и кайваймская флоры менее теплолюбивы: в них крайне редки или отсутствуют циклофиты, мало цельнокрайних покрытосеменных, в захоронениях преобладают остатки крупных листьев платанообразных с зубчатым краем листовой пластинки. Этим флорам, вероятно, соответствует похолодание, максимум которого приходился скорее всего на вторую половину турона (время существования пенжинской флоры). Барыковская флора существенно более теплолюбива, чем две предыдущие: в ее составе значительную роль играют циклофиты, цельнокрайние покрытосеменные, а также двудольные *Macclintockia* и "Quercus" *tchucotika* Абрамова с небольшими кожистыми листьями. Горнореченская и корякская флоры, вероятно, отражают последовательное похолодание климата к концу мелового периода: в первой из них еще присутствуют циклофиты, но среди покрытосеменных доминируют растения с зубчатым краем листа (Головнева, 1994), во второй роль крупнолистных покрытосеменных еще больше возрастает, отсутствуют циклофиты, цельнокрайние листья двудольных единичны.

По меловой флоре АКСР, таким образом, реконструируются относительно теплый климат в позднем альбе-сеномане и, возможно, раннем туроне; существенное похолодание в туроне и коньяке, максимум которого приходится на турон; потепление в сантоне и раннем кампане и похолодание к концу мелового периода. Количественных подсчетов возможных среднегодовых температур по содержанию во флорах цельнокрайних листьев покрытосеменных (Wolfe, 1979) нами не производилось; можно, однако, предположить, что среднегодовые температуры колебались от 6–8°C в туроне и в конце маастрихта и до 11–13°C во время сеноманского и сантон-раннекампанского оптимумов.

Для реконструкции мелового палеоклимата Северной Аляски по палеоботаническим данным были использованы качественные и количественные "климатические сигналы" (см. подробнее:



Рис. 3. Расположение суши и морских бассейнов на севере Пацифики и западе Северной Америки в позднем мелу (по Funnell, 1990, с дополнениями): цифрами в кружках показаны: 1 – Анадырско-Корякский субрегион, 2 – Северная Аляска; стрелками показан возможный перенос тепла морскими водами по Западно-Внутреннему проливу.

Spicer, Parrish, 1990; Spicer et al., 1992), что позволило оценить среднегодовые температуры для некоторых интервалов в пределах позднемеловой эпохи. В основу этой оценки было положено хорошо известное соотношение между процентным содержанием во флоре видов двудольных с цельным краем листа и среднегодовой температурой (Wolfe, 1979). Из 67 форм листьев покрытосеменных из языков Верхний Киллик и Ниакогон около трети имеют цельный край, что позволяет примерно оценить среднегодовую температуру существования этой флоры в 10°C . В коньякской флоре из двух местонахождений, принадлежащих языку Тулувак, цельнокрайних покрытосеменных больше (10 из 25), что может соответствовать среднегодовой температуре около 13°C . Разнообразие покрытосеменных во флоре из языка Когосакрак (поздний кампан–маастрихт) недостаточно для оценок температуры по содержанию в ней цельнокрайних форм двудольных (для подсчета среднегодовой температуры по содержанию цельнокрайних листьев двудольных предпочтительны выборки не менее 20–25 таксонов), однако, исходя из низкого разнообразия этой флоры и из сравнения ее с другими меловыми флорами Аляски, авторы считают, что среднегодовая температура ее существования была в пределах от 2 до 6°C ,

предположительно 5°C . В раннетретичной флоре из толщи Сагвон лишь одна из 15 листовых форм двудольных имеет цельный край. Это позволяет оценить среднегодовую температуру для данного времени в $6\text{--}7^{\circ}\text{C}$, хотя в данном случае возможна значительная ошибка из-за недостаточно большой выборки.

На севере Аляски, таким образом, реконструируются приблизительные среднегодовые температуры воздуха 10°C для сеномана, 13°C для коньяка, 5°C для позднего кампана–маастрихта и $6\text{--}7^{\circ}\text{C}$ для палеоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Итак, сравнивая полученные результаты, можно видеть следующее (рис. 2). Позднеальбско-сеноманский климат АКСР и Северной Аляски был относительно теплым (возможно, несколько теплее в АКСР благодаря более южному положению этого субрегиона и определенной изоляции его от влияния холодных воздушных масс из приполярной области и внутриконтинентальных районов Азии горным сооружением Охотско-Чукотского вулканического пояса – рис. 1).

В коньяке реконструируются относительное похолодание в АКСР и, по всей видимости, экстремальное потепление на Северной Аляске, выразившееся в большой доли цельнокрайних листьев покрытосеменных во флоре языка Тулувак, причем местонахождения последней располагались севернее примерно на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ по широте местонахождений одновозрастных флор АКСР. Столь значительная разница в характере климатических изменений, вероятно, отражает существенное изменение палеогеографии, происшедшее к коньякскому веку: образование Берингийской суши и изоляцию Арктического бассейна от Прото-Пацифики и открытие Западного Внутреннего пролива на Североамериканском континенте (Funnell, 1990), по которому, возможно, осуществлялся перенос тепла морскими течениями из экваториальной области в Арктический бассейн (рис. 3). Это, вероятно, и вызвало значительное потепление коньякского климата на Северной Аляске, располагавшейся в непосредственной близости от места вхождения Западного Внутреннего пролива и Арктический бассейн. По данным Д. Ханкока и Э. Кауффмана (Hancock J.M., Kauffman E.G., 1979, цит. по: Найдин и др., 1986), именно на турон и коньяк приходится максимум трансгрессии в Западном Внутреннем проливе. Находки коньякских аммонитов *Scaphites depressus* Reeside в формации Кангак на острове Аксель Хейберг в Арктической Канаде (Hills et al., 1994) подтверждают то, что в коньякское время существовала связь Западного Внутреннего пролива с Арктическим бассейном. Ширина этого пролива в наиболее узком месте была не менее 500 км, в

других же местах доходила до 2500 км (Hills et al., 1994).

Кроме того, территория Северной Аляски в меловом периоде была "открыта" в сторону возможно достаточно теплого в коньякское время Арктического бассейна и изолирована с юга горным хребтом Брукс, тогда как экспозиция территории АКСР была, как уже отмечалось выше, в сторону возможно более холодной, чем Арктический бассейн, Прото-Пацифики (рис. 1). В пользу относительной теплопроводности Арктического бассейна в турон-коньякское время, по-видимому, свидетельствует также существование довольно богатой крупнолистной туронской флоры на острове Новая Сибирь (Свешникова, Буданцев, 1969; Netman, 1994): эта флора, судя по ее физиономическим признакам, вероятно, отражает умеренный или умеренно-холодный климат, который, однако, не был холоднее туронского климата АКСР, несмотря на то, что местонахождение новосибирской флоры располагалось на палеошироте 82° с.ш., тогда как палеоширота местонахождений пенжинской флоры АКСР составляла около 72° с.ш. (Smith et al., 1981).

Следует отметить существование разных оценок роли в геологической истории переноса тепла океаническими водами от экваториальных областей к полюсам – от придания ему значения основного климатообразующего фактора до почти полного отрицания действия этого механизма (Несов, 1992; Несов, Ярков, 1993; Covey, Вагон, 1988). Судя по последним данным Б. Селвуда и соавторов (Sellwood et al., 1994), такой перенос тепла мог играть большую роль в тепловом балансе Земли в меловом периоде, чем это предполагали ранее. Приведенные палеоботанические данные свидетельствуют в пользу существования в середине позднего мела (а возможно и в течение всего позднего мела, исключая, вероятно, конец маастрихта) относительно теплопроводного Арктического бассейна, что, вероятно, является следствием интенсивного переноса тепла океаническими водами из экваториальной области по Западному Внутреннему проливу. Возможно, именно наличие такого переноса тепла по субмеридиональным морским проливам (Прото-Атлантике, Западному Внутреннему проливу и/или Тургайскому проливу) и существование благодаря этому достаточно теплого Арктического бассейна и определяло существенные черты безледникового (термального) типа климатической зональности мелового периода (подробнее о двух типах климатической зональности см.: Чумаков, 1995).

К концу мелового периода реконструируется похолодание в обоих рассматриваемых субрегионах (рис. 2), однако флора языка Когосакрак, судя по ее чрезвычайно низкому разнообразию, бы-

ла гораздо более холоднолюбивой, чем примерно соответствующие ей по возрасту горнореченская и корякская флоры АКСР. Это, вероятно, объясняется закрытием к маастрихту Западного Внутреннего пролива и вызванным этим охлаждением Арктического бассейна (рис. 3), "открытостью" Северной Аляски в сторону этого бассейна и изолированностью от него АКСР горными сооружениями вулканического пояса и более северным положением территории Северной Аляски (вплоть до 85° с.ш., судя по некоторым палеомагнитным реконструкциям). Существенно обедненный таксономический состав маастрихтской флоры Северной Аляски по сравнению с таковым горнореченской и корякской флор, вероятно, отражает значительный температурный градиент в приполярной области в конце мелового периода. В связи со сказанным вызывает определенные трудности объяснение присутствия остатков динозавров в нижне- или среднемаастрихтских отложениях АКСР и Северной Аляски (Несов, Головнева, 1990; Vrouwers et al., 1987), далеко за полярным кругом. В контексте возможной способности динозавров к миграциям существенно, что фаунистические элементы не были строго ограничены в широтном распространении.

Вместе с тем палеоценовая флора Сагвон Северной Аляски таксономически и физиономически сходна с позднемаастрихтской корякской флорой АКСР; последняя, вероятно, была источником многих таксонов флоры Сагвон, мигрировавших на север Аляски с северо-востока Азии во время палеоценового потепления (Spicer et al., 1994). Сходство двух указанных флор, существовавших по разные стороны мел-палеогеновой границы, свидетельствует против гипотезы о глобальном экологическом кризисе на этом рубеже (Spicer et al., 1994). Возможно, именно позднемаастрихтская корякская флора АКСР дала начало раннетретичным листопадным флорам Арктики и прилегающих регионов (Netman, Spicer, 1995).

Материалы статьи обсуждались с П. Валдисом (Университет Рединга, Великобритания) и Н.М. Чумаковым (ГИН РАН, Москва), которым мы искренне признательны за ценные замечания. Мы благодарны также Л.Ю. Буданцеву, Л.Б. Головневой, Е.Л. Лебедеву, Г.Г. Филипповой, С.В. Щепетову и Ч.Дж. Смайли за предоставленные для ознакомления и фотографирования коллекции. Сравнительное изучение рассматриваемых в статье флор не было бы возможным без финансовой поддержки Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-8877), Лондонского Королевского общества (грант P709) и Международного научного фонда (гранты M96000 и M96300).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и фитогеография Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова // А.Б. Герман, Е.Л. Лебедев. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5–141.
- Герман А.Б. Этапность и цикличность развития поздне меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 87–96.
- Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменением климата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 62–77.
- Герман А.Б., Шепетов С.В. Предварительные результаты палеонтологических исследований стратотипа арманской свиты летом 1990 г. // Материалы по стратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 41–48.
- Головнёва Л.Б. Маастрихт-датские флоры Корякского нагорья. С.-Петербург: БИН РАН, 1994. 148 с.
- Найдин Д.П., Похилайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловый период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 263 с.
- Несов Л.А. Значение смен вертикальной циркуляции в океане для исторических перемен в планетарном балансе тепла, региональных климатах и биосе // Вестник С.-Петербургского ун-та. 1992. Сер. 7. Вып. 1. № 7. С. 3–10.
- Несов Л.А., Головнева Л.Б. История развития флоры, фауны позвоночных и климата в позднем меловом на северо-востоке Корякского нагорья // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 191–212.
- Несов Л.А., Ярков А.А. Гесперорнисы в России // Русский орнитологический журн. 1993. Т. 2. Вып. 1. С. 37–54.
- Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Свешишкова И.Н., Буданцев Л.Ю. Ископаемые флоры Арктики. I. Поздне меловая флора острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. С. 68–110.
- Филиппова Г.Г. Ископаемые покрытосеменные растения из бассейна реки Армань // Ископаемые флоры Дальнего Востока. 1975. № 130. (Тр. Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР. Нов. сер. Т. 27). С. 60–75.
- Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Поздне меловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
- Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3–14.
- Brouwers E.M., Clemens W.A., Spicer R.A., Ager T.A., Carter L.D., Sliter W.V. Dinosaurs on the North Slope, Alaska: high latitude, latest Cretaceous environments // Science. 1987. V. 237. № 4822. P. 1608–1610.
- Covey C., Barron E. The role of ocean heat transport in climatic change // Earth-Science Rev. 1988. V. 24. № 6. P. 429–445.
- Detterman R.L., Bickel R.S., Gryc G. Geology of the Chandler River region, Alaska // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1963. 303-E. P. 223–324.
- Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage. The global shoreline maps // Cretaceous Resources, Events and Rhythms // Ginsburg R.N. and Beau-doin B. (eds). Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 221–235.
- Hancock J.M., Kaufmann E.G. The great transgressions of the Late Cretaceous // J. Geol. Soc. 1979. V. 136. № 2. P. 175–186.
- Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia // Cenozoic plants and climates of the Arctic / Boulter M.C. and Fisher H.C. (eds). NATO ASI Series, Ser. I, V. 27. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 127–149.
- Herman A.B., Spicer R.A. Latest Cretaceous flora of North-eastern Russia and the “terminal Cretaceous event” // Paleontol. J. 1995. V. 29. n 2A. P. 22–35.
- Hills L.V., Braunberger W.F., Nunez-Betelu L.K., Hall R.L. Paleogeographic significance of Scaphites depressus in the Kanguk Formation (Upper Cretaceous), Axel Heiberg Island, Canadian Arctic // Canad. J. Earth Sci. 1994. V. 31. P. 733–736.
- Parrish J.T., Spicer R.A. North polar Late Cretaceous temperature curve: evidence from plant fossils // Geology. 1988. № 16. P. 22–25.
- Retallack G., Dilcher D.L. A coastal hypothesis for the dispersal and rise to dominance of flowering plants // Paleobotany, paleoecology and evolution // Niklas K.J. (eds.). V. 2. N. Y.: Praeger Publ., 1981. P. 27–77.
- Retallack G., Dilcher D.L. Cretaceous angiosperm invasion of North America // Cretaceous Research. 1986. № 7. P. 227–252.
- Sellwood B.W., Price G.D., Valdes P.J. Cooler estimates of Cretaceous temperatures // Nature. 1994. V. 370. P. 453–455.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
- Spicer R.A., Davies K.S., Herman A.B. Circum-Arctic plant fossils and the Cretaceous-Tertiary transition // Cenozoic plants and climates of the Arctic / Boulter M.C. and Fisher H.C. (eds). NATO ASI Series, Ser. I, V. 27. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 161–174.
- Spicer R.A., Parrish J.T. Paleobotanical evidence for cool north polar climates in middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) time // Geology. 1986. V. 14. № 8. P. 703–706.

Рецензент Н.М. Чумаков

УДК 563.4:551.732.4

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАУН ПРАВИЛЬНЫХ АРХЕОЦИАТ

© 1997 г. Е. Б. Наймарк, А. Ю. Розанов

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

Поступила в редакцию 02.09.95 г.

Прослеживается процесс обновления фаун археоциат в 11 регионах. Для этого вся совокупность новых для каждого интервала родов разделяется на три группы: 1) роды-иммигранты или вселенцы, 2) роды-аборигены, 3) те роды, место происхождения которых точно не устанавливается. Показано, что по доминированию родов второй группы распознаются вторичные центры происхождения, по доминированию родов первой группы определяются районы вселения, численное преобладание родов третьей группы связывается с трансгрессией. Эндемичные роды являются индикаторами возрастания специализации группы, а не изоляции региона. Как правило, они появляются в центрах происхождения и в моменты наивысшего разнообразия. Разобраны этапы развития региональных фаун: роста, интенсивной диверсификации, регрессии.

Ключевые слова. Археоциаты, ранний кембрий, региональная фауна, эндемизм, центры происхождения, специализация.

В этом исследовании мы задались целью проследить динамику развития региональных фаун археоциат на родовом уровне. Класс правильных археоциат – это хорошо изученная группа с детально разработанной систематикой, в то же время достаточно компактная, чтобы рассматривать ее в целом, а не отдельными частями. Современные сводки по классу правильных археоциат включают 221 валидных рода (Дебрени и др., 1989; Debrenne et al., 1990). Региональное распространение этих родов уточнено по более поздним публикациям (Perejon et al., 1994; Eilicki, Debrenne, 1993; Debrenne, 1990; Mansy et al., 1993).

Биогеографическому анализу археоциат посвящен ряд исследований (Журавлева, 1968, 1981; Розанов, 1976, 1980, 1984; Rozanov, 1992; Журавлев, 1984; Zhuravlev, 1986; Папеко и др., 1992). В основе большинства этих исследований лежат две основные посылки. Согласно первой, археоциаты расселялись в приэкваториальном поясе в пределах 30° северной и южной широт. Вторая посылка, правда, почти нигде четко не оговоренная, состоит в том, что особенности положения ареалов и развитие региональных фаун определяются в первую очередь расположением и связями морских бассейнов. Эта чрезвычайно простая и логичная на первый взгляд мысль все же нуждается в проверке.

Анализ линий выживания, темпов появления и вымирания (Naimark et al., 1995) свидетельствует в пользу того, что класс правильных археоциат проявляет черты реальной системы, т.е. развитие этой группы контролировалось какими-то внутрисистемными механизмами, а не только внешни-

ми воздействиями. Кроме того, на примере археоциат, мшанок, морских ежей, ругоз и головоногих моллюсков было показано, что средние размеры родовых ареалов связаны определенными соотношениями с продолжительностью существования родов и числом родов в высшем таксоне (Марков, Наймарк, 1995). Все это говорит о том, что развитие региональных фаун связано не только с региональной палеогеографической обстановкой, но может протекать по тем же принципам, что и развитие целой группы, т.е. проявлять черты биотаксономических систем (Марков, Наймарк, 1994а, б).

Находки археоциат распределены по 11 регионам: Сибирская платформа, Алтае-Саянская область, Дальний Восток, Монгольский регион, включая Туву и Забайкалье, Северная Африка, Западная Европа, Австралия, Средняя Азия, включая Южный Урал и Казахстан, Китай, запад Северной Америки, восток Северной Америки. Такое районирование взято из работ Ф. Дебрени и др. (Дебрени и др., 1989 и Debrenne et al., 1990). Понятно, что порой оно искусственно. Например, объединение Урала, Казахстана и Средней Азии в один регион обусловлено скудостью материала по этим областям, а разделение Северной Африки и Западной Европы просто оказалось удобным для обобщения всех сведений по данным регионам. К настоящему времени достаточно обосновано предположение, что в раннем кембрии эти регионы занимали экваториальную и приэкваториальную зоны (Розанов, 1980, 1984; Rozanov, 1992).

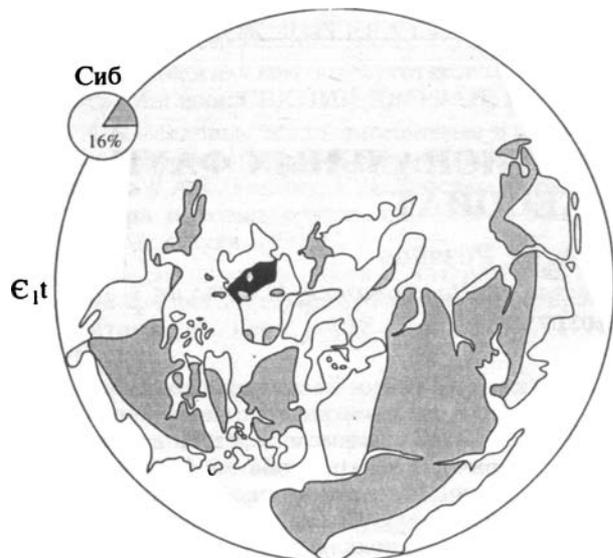


Рис. 1. Распределение ареалов археоциат (показано черным цветом) в течение томмотского века. Палеогеография нижнего кембрия здесь и на рис. 2–6 дана по А.Ю. Розанову (1984). Круговые диаграммы здесь и на рис. 2–6 показывают процент эндемичных родов в регионах: Сиб – Сибирская платформа, А–С – Алтае-Саянская складчатая область, ДВ – Дальний Восток, Мон – Монголия, Тува, Забайкалье, САф – Северная Африка, Авс – Австралия, САм – запад Северной Америки. Незаполненные диаграммы – эндемики в данное время отсутствуют. Серым цветом показана суша.

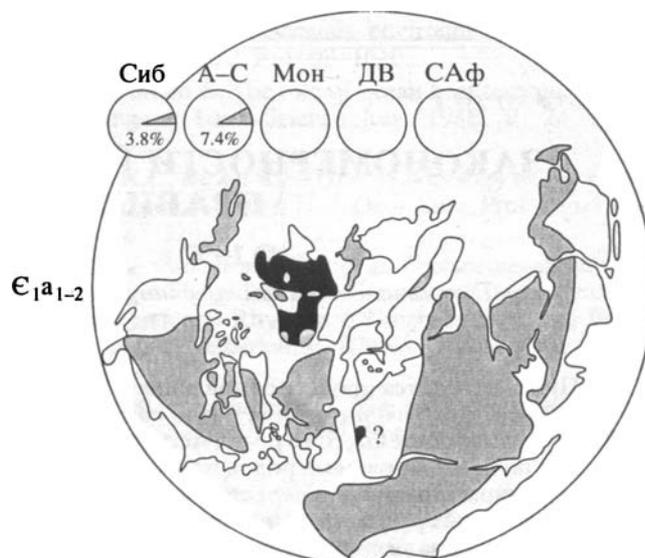


Рис. 2. Распространение правильных археоциат в течение раннеаттабанского времени.

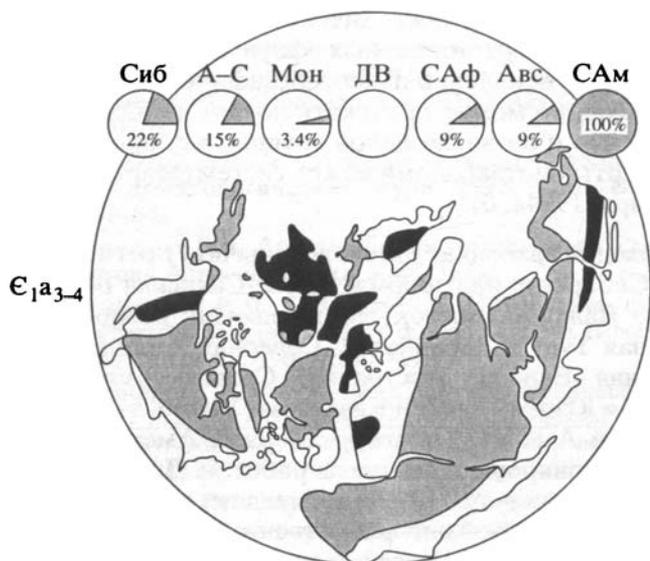


Рис. 3. Распространение правильных археоциат в течение позднеаттабанского времени.

Последовательность заселения регионов показана на рис. 1–6. Для того, чтобы проследить процесс развития региональных фаун, рассматривалось изменение родового состава в этих регионах для каждого века нижнего кембрия. Выделяются

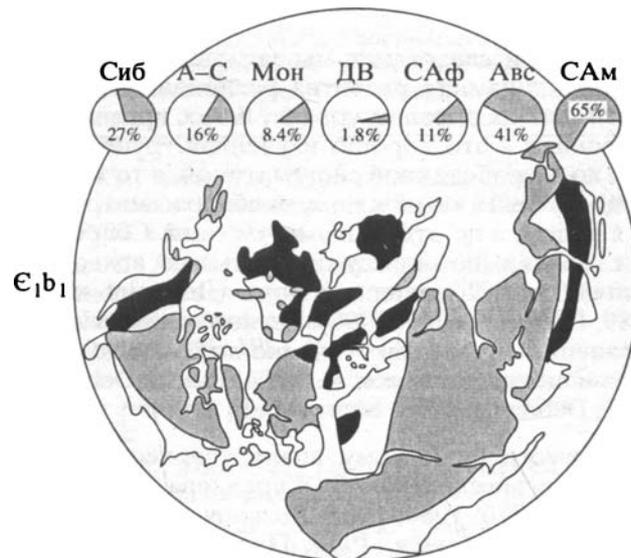


Рис. 4. Распространение правильных археоциат в течение раннеботомского времени.

четыре хрона в томмотском веке, четыре – в аттабанском и по три в ботомском и тойонском, всего 14 хронов (Розанов, Соколов, 1984). Было подсчитано число вновь появляющихся родов в каждом из 11 регионов. В каждом регионе всю группу новых родов мы поделили на три подгруппы: 1 – роды-вселенцы или иммигранты из других регионов, т.е. те роды, для которых известны более ранние находки в других регионах; 2 – роды-аборигены, т.е. те, первые представители которых известны из данного региона. Ко второй подгруппе относятся, очевидно, и эндемичные роды,

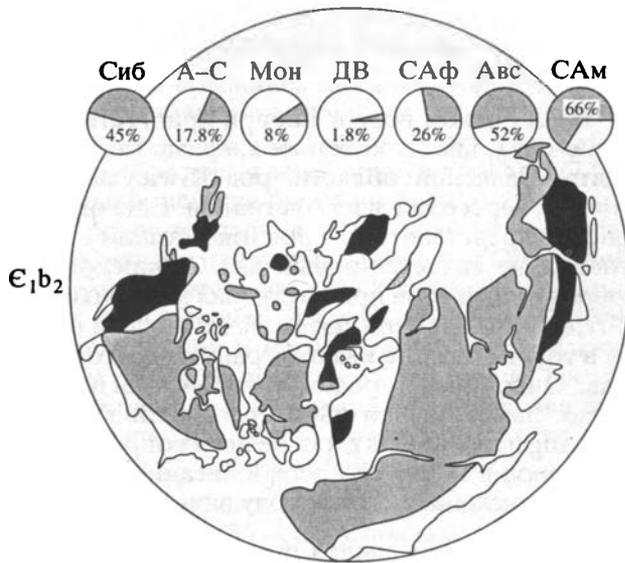


Рис. 5. Распространение правильных археоциатов в течение среднеботомского времени.

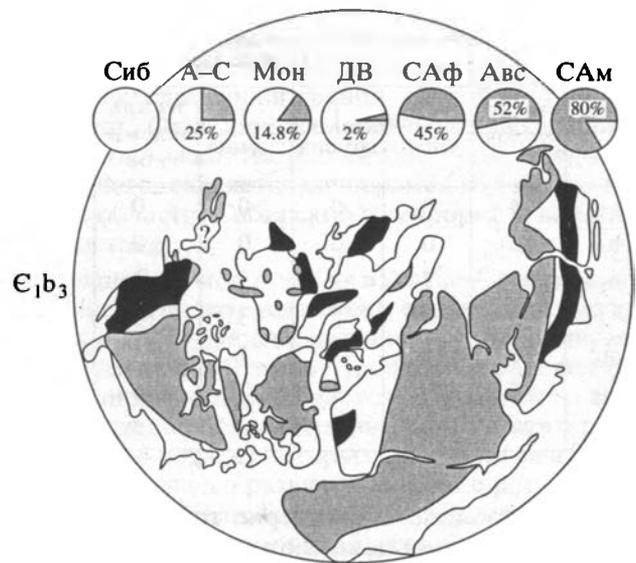


Рис. 6. Распространение правильных археоциатов в течение позднеботомского времени.

которые на протяжении всей своей истории населяли единственный регион. К третьей подгруппе мы отнесли роды, которые сразу после своего появления распространились достаточно широко, так что их происхождение не удается связать с каким-то конкретным регионом. Результаты этой группировки сведены в таблицах 1–10.

ствии широко расселился (*Dokidocyathella*), а два рода, составляющие 3-ю группу – *Plicocyathus* и *Coscipocyathus* – присутствовали в это время и в Алтае-Саянской области и в Монголии.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Всего в этом регионе известен 71 род правильных археоциатов.

Сибирская платформа является центром происхождения археоциатов (Розанов, 1980). Первые роды появились здесь в начале томмота, к концу этого века разнообразие достигло 12 родов. Все эти роды за исключением двух крайне близких между собой эндемичных *Korshunovicyathus* и *Стурторогосуатус*, расселились затем очень широко. Понятно, что все томмотские представители относятся ко 2 группе.

В первой половине раннеатдабанского времени (at_1) разнообразие увеличилось до 24 родов. 12 новых родов были уроженцами этого региона (2 группа), а эндемичных родов не появилось вовсе. На этом этапе фауна Сибирской платформы еще полностью обособлена.

Во второй половине раннеатдабанского времени (at_2) фауна сибирской платформы включала 26 родов. Из четырех новых родов один род оказался эндемичным (*Fallosyathus*), один – впослед-

В среднеатдабанское время (at_3) на Сибирской платформе насчитывалось 28 родов, среди них 7 новых. Распределение этих родов по группам

Таблица 1. Динамика обновления фауны Сибирской платформы

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	4	4	4	0	0	0
b ₃	0	0	0	0	0	0
b ₂	12	1	0	0	0	1
b ₁	54	17	1	8	8	8
at ₄	40	14	4	8	6	2
at ₃	28	7	1	2	2	4
at ₂	26	4	0	2	1	2
at ₁	24	13	0	13	0	0
t	12	12	0	12	2	0

Обозначения: t – томмотский век, at_{1-4} – атдабанский век, b_{1-3} – ботомский век, tn – тойонский век. Те же обозначения в табл. 2–10.

Таблица 2. Динамика обновления фауны Алтае-Саянской области

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	4	0	0	0	0	0
b ₃	40	0	0	0	0	0
b ₂	84	7	1	5	4	1
b ₁	90	30	2	13	10	15
at ₄	71	16	3	7	3	6
at ₃	55	29	5	17	6	7
at ₂	27	27	15	9	2	3

указано в таблице. Характерно то, что в среднеатдабанское время появляются первые вселенцы в сибирский регион – это представители рода *Gedonicyathus*, самые ранние находки которого известны из Алтае-Саянской области. К третьей группе относятся 4 рода. Три из них зафиксированы одновременно и в Алтае-Саянской области, 2 – в Северной Африке, а один род – в Монголии.

В позднеатдабанское время (at₄) на Сибирской платформе было 40 родов, 14 из них ранее не встречались в этом регионе. Среди появившихся здесь родов два зародились в этом регионе, один – появился одновременно и на Сибирской платформе и в Алтае-Саянской области, один род – в Сибири, в Монголии и в Западной Европе. Отмечается бурный расцвет эндемизма – 6 новых родов. Активизируется вселение из других регионов: два рода – эмигранты из Алтае-Саянской области, не исключена и миграция из Северной Африки, так как род *Tumulifungia*, вероятно, уроженец североафриканского региона.

В раннеботомское время (b₁) фауна археоциат насчитывала 54 рода, из которых 17 родов здесь ранее не встречались. Новые роды третьей группы распределяются так: 2 рода общие с Алтае-Саянской областью, 2 – с Монголией, 2 – с Дальним Востоком и 3 рода, которые, появившись, быстро распространились практически повсеместно. Также появляется 8 новых эндемиков. В раннеботомское время в эпиконтинентальное море сибирской платформы вселяется род *Pretiosocyathus*, происхождение которого связывается с Алтае-Саянской областью.

В среднеботомское время (b₂) сибирская фауна резко обеднела, там осталось только 12 родов, большинство из которых присутствуют только в низах среднеботомского подъяруса. Эндемики не появляются вовсе, и только один род – *Erbocyathus* – является новым для этого региона. Этот род появляется одновременно в трех

регионах: на Сибирской платформе, в Алтае-Саянской области и Монголии. В позднеботомское время на Сибирской платформе не остается ни одного рода.

В тойонском веке в Сибири присутствуют четыре рода, два из которых впервые появились в Алтае-Саянской области, род *Kiwicyathus*, возможно, переселился из Австралии. Еще один тойонский представитель – род *Irinaesyathus* – строго говоря, не является новым для Сибирской платформы, так как он присутствовал здесь до среднеботомского времени, затем исчез и снова появился в тойоне, но уже как эмигрант из другого региона. Эндемичных родов в тойонское время не было. Заметим, что мы не рассматриваем здесь род *Angaricyathus*, так как не ясен вопрос о возрасте пород в месте его первоописания и недостоверно отнесение к этому роду вида из Марокко.

Проведенный анализ показывает, что региональная фауна Сибирской платформы зародилась в начале томмотского века. Роды, появившиеся в это время, имели широкие потенциальные возможности в экологическом отношении, поэтому они смогли впоследствии расселиться достаточно широко. Наряду с такими “генералистами” появляются и эндемичные роды. Это те роды, которые оказались устойчивы гораздо менее остальных томмотских представителей, были, по-видимому, приспособлены к конкретным условиям Сибирской платформы и вымерли в конце томмота–начале атдабана.

В томмоте и начале атдабана обновление фауны проходило за счет местных уроженцев. Позже начинается процесс эмиграции из Алтае-Саянской области. Наряду с этим увеличивается процент сходства фауны Сибирской платформы с фаунами других регионов. В середине атдабанского времени в данном регионе появляются формы, общие с североафриканской фауной. В раннеботомское время разнообразие фауны этого региона продолжает увеличиваться и достигает максимума. Наряду с увеличением родов-космополитов (3-я группа), активизируется появление эндемичных родов. В это время, кроме того, не появляется ни одного рода, чье происхождение можно было бы связать с сибирским регионом.

Среднеботомская фауна археоциат Сибирской платформы сильно сокращается в связи с резким изменением обстановки в морских бассейнах. Соответственно обновление фауны в средне- и позднеботомское время практически останавливается. Но в тойоне процесс обновления несколько активизируется. Тойонские представители являются иммигрантами из Алтае-Саянской области и, возможно, Австралии. После среднеботомского времени эндемичные роды на Сибирской платформе отсутствуют.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Всего в этом регионе описано 110 родов правильных археоциат (табл. 2), первые представители которых появились здесь во второй половине раннеатдабанского времени (at_2). Освоение этого региона началось весьма бурно: уже в раннеатдабанское время здесь присутствовало 27 родов, больше, чем где бы то ни было в это время. Группа родов-вселенцев – 15 родов – преобладала. Ясно, что все эти роды – уроженцы Сибирской платформы. Интересно, что 5 из них, возможно, прежде, чем освоить Алтае-Саянскую область, заселили Дальний Восток. Вторая группа насчитывает 9 родов, из которых 2 эндемика. Третья группа включает три рода, которые появились одновременно и в Алтае-Саянской области, и в Монголии, и на Сибирской платформе.

В среднеатдабанское время разнообразие увеличивается вдвое (55 родов): появляется 29 новых родов. Причем в это время по численности доминирует группа аборигенов (17), содержащая 6 эндемичных родов. Первая группа сокращается: явных эмигрантов всего 5 родов. Родиной двух из них является Северная Африка, один род найден был и в Алтае-Саянской области и в Северной Африке, причем североафриканские находки датируются скорее более ранним временем. Среди родов третьей группы имеется один – *Menpigiacyathus*, который в это время присутствовал в Алтае-Саянской области, в Северной Африке и на Сибирской платформе. Сохраняется так же общность Алтае-Саянской фауны с дальневосточной и монгольской (Папекко и др., 1992).

В позднеатдабанское время разнообразие археоциат в Алтае-Саянской области достигает 71 рода. Увеличение разнообразия и обновление фауны в это время связано в основном с родами второй группы (7 родов). Среди них три эндемика. Шесть родов составляют третью группу. Эти роды заселили одновременно в Алтае-Саянскую область, Монголию, Дальний Восток и Сибирскую платформу. Наконец, три рода берут свое начало из других регионов: один род из Северной Африки, и два – с Сибирской платформы. Интересно, что сибирские роды сначала (в среднеатдабанское время) освоили дальневосточный регион, и лишь потом Алтае-Саянскую область. Такая же схема расселения сибирских родов была отмечена и для раннеатдабанского времени.

В раннеботомское время алтае-саянская фауна насчитывала 90 родов, из которых 30 были новыми. Третья группа преобладает и составляет половину всех новых родов. В то же время появляется много родов-аборигенов, среди которых большая часть – эндемики. В первую группу входят всего два рода: *Zonacyathus* зародился на Сибирской платформе в позднеатдабанское время, а *Favilynthus* – тогда же на Дальнем Востоке.

В среднеботомское время разнообразие сократилось до 84 родов. Процесс обновления фауны затормозился: появляется всего 7 новых родов. Наибольшее число новых для этого региона родов привнесла вторая группа – 5 родов, 4 из них эндемики. Один род-вселенец – *Sajanocyathus* – имеет, возможно, австралийское происхождение. *Erbocyathus* появляется одновременно в Алтае-Саянской области, Сибирской платформе и на Дальнем Востоке.

Позднеботомское время в Алтае-Саянской области характеризуется резким обеднением фауны правильных археоциат, половина родов вымирает и остается лишь 40 родов. Процесс обновления фауны полностью прекращается. В тойонском веке здесь также не появляется ни одного нового рода, и остается 4 рода, из которых два имели на начальных этапах своего развития широкое распространение, один – *Vologdinocyathus* – вероятно, уроженец Австралии, а другой – *Tagetocyathus* – местный уроженец. Эндемиков не остается.

Таким образом, фауна Алтае-Саянской области начала свое развитие в раннеатдабанское время. На первом этапе она была представлена в основном вселенцами из Сибири. В средне- и позднеатдабанское время ситуация изменяется. Главная черта этого времени – приостановка процессов вселения и зарождение таких родов, которые сами оказались способны на территориальную экспансию. Те немногие роды, которые все же вселяются в этот регион, происходят из Северной Африки и Сибири. В раннеботомское время возрастает процент родов космополитов, относимых нами к третьей группе. Хорошо заметно, что расширение этой группы, указывающее на возрастание общности различных региональных фаун и снижение изолированности регионов, никак не связано с ростом числа эндемиков. В среднеботомское время обновление фауны происходило в основном за счет эндемичных родов. В целом в ботомском веке по сравнению с атдабанским в алтае-саянской фауне снижается число родов, заселивших впоследствии другие регионы.

МОНГОЛИЯ, ТУВА, ЗАБАЙКАЛЬЕ

В этом регионе известно 80 родов (табл. 3).

Монгольско-Забайкальский регион представляет собой, как это видно из табл. 3, область вселения родов. Иммигранты во все века составляли доминирующую группу среди впервые появившихся здесь родов. До среднеатдабанского времени больше всего вселенцев было с Сибирской платформы, а позднее – из Алтае-Саянской области. Наибольшую общность монгольская фауна обнаруживает с фауной Алтае-Саянской области, причем число родов, одновременно присутствовавших и в том, и в другом регионе, максимальное в раннеботомское время. В этом регионе вторая

Таблица 3. Динамика обновления фауны Монгольского региона

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	4	0	0	0	0	0
b ₃	28	1	1	0	0	0
b ₂	61	2	0	1	1	1
b ₁	72	34	18	6	6	10
at ₄	43	19	13	1	1	5
at ₃	24	16	12	1	1	3
at ₂	8	8	6	0	0	2

Таблица 4. Динамика обновления фауны Дальнего Востока

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	2	0	0	0	0	0
b ₃	26	2	1	1	1	0
b ₂	47	8	7	1	1	0
b ₁	44	22	16	1	1	5
at ₄	27	9	5	1	0	3
at ₃	20	10	10	0	0	0
at ₂	10	4	3	0	0	1
at ₁	6	6	5	1	0	0

группа представлена исключительно эндемичными родами. Эндемики появляются со среднего атдабана до средней ботомы, а пик их появления приходится на раннеботомское время, именно тогда, когда резко ускоряется процесс иммиграции, увеличивается общность с другими регионами. В позднеботомское время региональная фауна резко сокращается, появляется только один новый род. Это иммигрант из Алтае-Саянской области: *Tegeoscyathus*, присутствовавший здесь до конца тойонского века.

Среднеродовой показатель размера ареала, подсчитанный для вновь вселяющихся в данный регион родов, постепенно снижается. В раннеботомское время отмечается локальный максимум этого показателя, и в позднеботомское время единственный новый для этого региона род также имел достаточно широкий ареал. Как было показано нами в предыдущих работах (Марков, Наймарк, 1995; Naimark, Markov, 1995), среднеродовой размер ареала характеризует, по-видимому, усредненную в группе родов специализиро-

ванность рода. Поэтому снижение размеров среднеродового ареала говорит о том, что данный регион заселяли все более специализированные роды. На фоне этого процесса в раннеботомское время немного вырос приток неспециализированных форм, родов-генералистов. Последний вселившийся род – *Tegeoscyathus* – если судить по величине ареала, обладал достаточно низкой специализацией.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Из этого региона известен 61 род.

Заселение Дальнего Востока началось в раннем атдабанае (at₁). Как и монгольская, дальневосточная фауна на протяжении всей своей истории пополнялась в основном за счет вселенцев из других регионов. Три сменявших друг друга эндемичных рода появились в течение ботомского века. До среднеатдабанского времени здесь преобладали те роды, которые появились на Сибирской платформе, а позднее доминировали уроженцы Алтае-Саянской области. *Inessoscyathus*, вселившийся на Дальнем Востоке в среднем атдабанае, по сегодняшним данным, найден в более ранних породах только в Северной Африке. Роды третьей группы появились в этой фауне в позднеатдабанское и раннеботомское время. Максимального разнообразия фауны Дальнего Востока достигла в среднеботомское время. Наибольшее сродство дальневосточная фауна имеет с фауной Сибирской платформы: 37 общих родов, что составляет 59% родового состава.

Средняя величина ареала для родов, вселявшихся на Дальний Восток, постепенно снижается, имея локальные максимумы в среднеатдабанское и раннеботомское время. Это свидетельствует о нарастании специализации дальневосточных родов, и появлении на фоне этой тенденции более широких специалистов в среднем атдабанае и ранней ботоме. Как уже отмечалось, в позднеботомское время единственный вселенец – *Tegeoscyathus* – имел широкое распространение. Заметим, что вымирание родов на Дальнем Востоке, как в Сибири и Северной Африке, началось в середине атдабана (at₃), а в Монголии и Алтае-Саянской области – в позднеатдабанское время.

СЕВЕРНАЯ АФРИКА

Фауна этого региона, для которой в сумме описано 37 родов, начала складываться в первой половине атдабанского века (at₂) – табл. 5. В раннеатдабанское время группа местных уроженцев составляла незначительное большинство. Четыре иммигранта представляли собой неспециализированные, примитивные роды, родиной которых являлась Сибирь: *Nochoroicyathus*, *Sibirescyathus*, *Erismacoscyathus*, *Retecoscyathus*. Появился один эндемичный род – *Geniculicyathus*.

На протяжении среднего атдабана северо-африканская фауна археоциат пополнялась в основном за счет вселенцев из Сибири, а также родов третьей группы. Из трех родов третьей группы два появились в то же время и в Сибири, а один – в Западной Европе. Позднеатдабанское время в данном регионе характеризуется ускорением вымирания родов и приостановкой обновления фауны.

В ранней ботоме обновление фауны активизировалось, из 11 новых родов было 2 эндемичных рода, 3 рода третьей группы и 6 иммигрантов. Последние зародились на Сибирской платформе (5 родов) и в Алтае-Саянской области (1). В средней ботоме регистрируется максимум разнообразия этой фауны, причем в ее обновлении участвовали практически в равной степени все три группы. Иммигранты (2 рода) имели алтае-саянское происхождение, хотя в целом в этот регион вселялись в основном роды сибирского происхождения, а не алтае-саянского. Обновление фауны Северной Африки закончилось в начале позднеботомского времени. В тойонском веке здесь не осталось ни одного рода.

АВСТРАЛИЯ

Заселение австралийского региона археоциатами (а всего здесь найдено 70 родов правильных археоциат) началось в позднеатдабанское время (табл. 6). 12 позднеатдабанских родов в большинстве своем (10 родов) были иммигрантами из других регионов, в основном из Сибири (6 родов). Род *Prethmophyllum* зародился в этом хроне в Австралии, а затем расселился по акваториям западноевропейского и монгольского регионов.

В раннеботомское время процесс обновления фауны резко активизировался, появились 43 новых для этого региона рода, более половины которых (22 рода) были эндемиками. Из 11 родов иммигрантов 6 являются уроженцами сибирского региона, а 4 – выходцы из Алтае-Саянской области. В среднеботомское время обновление фауны происходит практически только за счет эндемичных родов. Родовое обилие в это время максимально. После этого, в позднеботомское время начинается быстрое вымирание родов в Австралии, а обновление фауны практически прекращается. Единственный появившийся в это время род, относящийся к третьей группе – *Vologdiposyathus* – расселился в четыре региона.

В тойонском веке австралийская фауна представлена всего двумя родами. Последний новый для этого региона род – *Kiwisyathus* – появился в начале тойона и распространился впоследствии еще на Сибирскую платформу.

Среднеродовой размер ареалов, подсчитанный как для новых родов в Австралии, так и для всего регионального разнообразия, снижается от века к веку, возрастая незначительно лишь в на-

Таблица 5. Динамика обновления фауны Северной Африки

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	0	0	0	0	0	0
b ₃	11	0	0	0	0	0
b ₂	28	9	2	2	2	3
b ₁	24	11	6	2	2	3
at ₄	16	3	2	0	0	1
at ₃	16	7	3	1	0	3
at ₂	9	9	4	5	1	0

Таблица 6. Динамика обновления фауны Австралийского региона

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	2	1	0	1	0	0
b ₃	46	1	0	0	0	1
b ₂	63	13	3	10	10	0
b ₁	56	43	11	23	22	9
at ₄	13	12	10	2	1	0
at ₃	1	1	1	0	0	0

Таблица 7. Динамика обновления фауны Западной Европы

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	0	0	0	0	0	0
b ₃	9	0	0	0	0	0
b ₂	22	2	0	0	0	2
b ₁	26	15	5	4	4	6
at ₄	22	9	6	0	0	3
at ₃	13	13	10	1	1	2

чале тойона. Это показывает возрастающую специализацию родов в австралийской фауне.

ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

Фауна археоциат западноевропейского региона насчитывает 39 родов (табл. 7). Она начала развиваться в среднеатдабанское время (at₃).

Таблица 8. Динамика обновления фауны запада Северной Америки

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
b ₃	5	0	0	0	0	0
b ₂	15	0	0	0	0	0
b ₁	17	13	5	7	7	1
at ₄	4	4	0	4	4	0

Таблица 9. Динамика обновления фауны в среднеазиатском регионе

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
tn	2	0	0	0	0	0
b ₃	8	2	1	0	0	1
b ₂	18	2	1	0	0	1
b ₁	17	14	12	0	0	2
at ₄	3	1	1	0	0	0
at ₃	2	2	2	0	0	0

На протяжении всей своей истории этот регион был районом вселения: основную массу родов составляли выходцы из других регионов. Первые представители западноевропейской фауны были в подавляющем большинстве уроженцами Сибирской платформы (9 из 10 родов 1 группы). Появился один эндемичный род *Cordobicyathus*. Оба рода третьей группы – *Gordonifungia* и *Afiacyathus* – в среднеатдабанском и западноевропейском регионах. В позднеатдабанское время в Западной Европе появилось 9 новых родов. Доминировала группа иммигрантов (6 родов), из которых 4 рода впервые появились на Сибирской платформе, 1 род – в Алтае-Саянской области, и 1 – в Северной Африке. В конце атдабанского–начале ботомского века археоциаты в данном регионе начали вымирать, причем достаточно быстро – в указанное время вымерло 11 родов. Наряду с этим происходит и интенсивное обновление фауны: в течение ранней ботомы появилось 15 новых родов.

В среднеботомское время здесь появляются два новых рода, общих с североафриканской фауной. В позднеботомское время обновление родового состава в Западной Европе, останавливается, фауна регрессирует, а к концу ботомского века исчезают последние правильные археоциаты.

Средняя величина ареала новых для региона родов снижается в трех последующих хронах (at₃, at₄ и b₁). Заметим, что в отличие от других регионов, не отмечается увеличение этого показателя в раннеботомское время. По всей видимости, это связано с более ранней регрессией фауны, обусловленной некими специфическими региональными условиями.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В западной части Северной Америки (Кордильеры и Корякия) описано 17 родов (табл. 8). Фауна в этом регионе начала развиваться только в конце атдабанского века. Как видно из табл. 8, первые представители ее были эндемиками. Родов-иммигрантов нет. В связи с этим возникает вопрос о корнях западноамериканской фауны. Известные на сегодняшний день сведения не позволяют на него ответить. В раннеботомское время в этом регионе появляется 13 новых родов, из которых, однако, больше половины (7 родов) эндемики. Один из эндемичных родов – *Robertiolythus* – является единственным в данном регионе представителем отряда *Monocyathida*, так что и в этом случае неясно происхождение этого рода. То же самое относится и к эндемичному роду *Acanthopygrus* – единственному представителю отряда *Capsulocyathida*. Вместе с тем запад Северной Америки заселяют в устойчивые роды-космополиты: *Nochoroicyzthus*, *Ajacyathus*, *Plicocyathus*. Из пяти родов-иммигрантов три являются выходцами с Сибирской платформы, один – из Австралии, и один род имеет, вероятно, алтае-саянское происхождение.

В среднеботомское время обновление фауны запада Северной Америки закончилось. В это время шло только вымирание родов, фауна регрессировала. По нашему мнению, ранний упадок фауны объясняется специфическими региональными факторами, как и в случае с фауной Западной Европы.

В восточной части Северной Америки фауна археоциат крайне бедна и насчитывает всего лишь 3 рода. Два из них – роды-иммигранты *Tegocyathus* и *Subtilocyathus* – появились здесь в поздней ботоме. Род *Vologdinocyathus* вселился в данный регион в среднем тойоне. Эндемичных родов здесь не было.

СРЕДНЯЯ АЗИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ, КАЗАХСТАН

В данном регионе к настоящему времени найдено 20 родов (табл. 9). История этой фауны начинается в среднем атдабане с появлением двух родов: *Archaeolyntus* и *Nochoroicyathus*, которые впервые отмечены в раннем томмоте на Сибирской платформе. В позднем атдабане в среднеази-

атском регионе прибавился еще один сибирский род – *Orbicyathus*.

В начале ботомского века среднеазиатский регион заселяют 14 новых родов. 12 родов – это иммигранты, а 2 относятся к третьей группе. Эндемичных родов нет. Среди родов-вселенцев 6 уроженцев Сибирской платформы, 2 – Алтае-Саянской области, 2 – из Северной Африки (*Tumulifungia* и *Degeletticyathus*), а 2 рода неизвестного происхождения (*Sanarocyathus*, *Mennericyathus*). Роды, вселившиеся в среднеазиатский регион в течение средней и поздней ботомы, имели алтае-саянское происхождение. Эндемиков в среднеазиатском регионе не было. Вымирание родов здесь началось в среднеботомское время. В целом среднеазиатская фауна была достаточно бедна, а данный регион является районом вселения.

КИТАЙ

Китайская фауна правильных археоциат еще менее разнообразна, чем среднеазиатская, и насчитывает 16 родов. При этом из трех отрядов, составляющих класс *Regulares*, в Китае на сегодняшний день встречи представляют только отряда *Ajacyathida*. Первые археоциаты в китайской фауне – три уроженца Сибирской платформы – вселились в данный регион в течение позднеатдабанского времени. Для раннеботомского времени характерно резкое увеличение родового разнообразия, в основном за счет родов иммигрантов с Сибирской платформы, Алтае-Саянской области, Северной Африки и Западной Европы. Максимум разнообразия достигается в среднеботомское время, но не столько за счет процессов обновления фауны, сколько за счет отсутствия вымирания родов. Эндемиков в этом регионе не найдено (табл. 10).

О ВТОРИЧНЫХ ЦЕНТРАХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПРАВИЛЬНЫХ АРХЕОЦИАТ

Предложенная методика анализа развития региональных фаун путем разделения всей массы родов на три группы – вселенцев, местных уроженцев и быстро расселяющихся родов – позволяет увидеть, какие процессы преобладали в тот или иной момент времени в регионе. Доминирование родов первой группы – родов-иммигрантов – указывает на то, что данный регион был районом вселения. Доминирование родов второй группы, с учетом эндемичных родов, позволяет сделать вывод о том, что район становится вторичным центром происхождения. Анализируя таблицы 1–10, назовем вторичные центры происхождения правильных археоциат. Алтае-Саянская область стала вторичным центром происхождения в раннем и среднем атдабане, Северная Африка – в сред-

Таблица 10. Динамика обновления фауны в китайском регионе

Время	Общее число родов	Новые роды				
		общее число	1 группа	2 группа	из них эндемиков	3 группа
b ₃	6	0	0	0	0	0
b ₂	16	3	3	0	0	0
b ₁	13	10	6	0	0	4
at ₄	3	3	3	0	0	0

нем атдабане, Австралия – в ранне- и среднеботомское время. Западная часть Северной Америки, возможно, тоже являлась вторичным центром происхождения в раннеботомское время, однако, из-за недостаточной степени изученности данного региона утверждать это наверняка нельзя.

Остальные регионы: Монголия, Дальний Восток, Западная Европа, Запад Северной Америки, Средняя Азия, Китай представляли на всем протяжении раннего кембрия районы вселения правильных археоциат. Пополнение фауны здесь происходило за счет выходцев из других регионов.

Нужно сказать, что вторичные центры происхождения выявлялись и раньше с помощью комплексных оценок (Розанов, 1980, 1984; Уэбби, 1984). Положение этих центров, определенные по таблицам 1–10, с одной стороны, и другими методами с другой, совпадает. Это говорит о пригодности количественного метода для выявления вторичных центров происхождения, а легкость его применения и доступность необходимой информации дают ему даже некоторое преимущество перед другими.

Резкое увеличение числа родов третьей группы, зарегистрированное во всех регионах в течение ранней и средней ботомы, связано, безусловно, с широчайшей трансгрессией, причиной которой, видимо, явилось разрушение Палеопангеи. Эти процессы обеспечили легкость миграции представителей разных родов из одного региона в другой. Вместе с этим увеличение разнообразия условий значительно расширило экологические вакансии в регионах. Именно поэтому в ботомском веке резко возросло число родов, способных очень быстро (в геологическом масштабе времени) расселиться достаточно широко. Таким образом, относительное увеличение родов третьей группы в ранне- и среднеботомское время свидетельствует о трансгрессии.

Данные выводы сами по себе не новы, они имеют ценность лишь в методическом аспекте. Проведенный анализ имел целью показать, каким образом можно интерпретировать количественные

соотношения родов-иммигрантов, космополитов и эндемиков.

О ПРИЧИНАХ ЭНДЕМИЗМА У ПРАВИЛЬНЫХ АРХЕОЦИАТ

Во многих исследованиях, посвященных вопросам палеобиогеографии, принято рассматривать появление эндемичных родов как признак изолированности региона. Однако является ли изолированность единственной причиной появления эндемичных родов?

Обратившись к таблицам 1–10, легко заметить два обстоятельства. Во-первых, большинство эндемиков во всех регионах появились в течение ранней и средней ботомы. Во-вторых, немногочисленные эндемичные роды появились на Сибирской платформе в томмотском веке, а в Алтае-Саянской области и Северной Африке в среднем атдабанае, т.е. именно тогда, когда данные регионы становились центрами происхождения.

Рассмотрим сначала раннеботомский пик эндемизма в регионах. Одна из версий роста эндемизма в это время – это повышение изоляции и провинциализма отдельных блоков (Дебрени и др., 1989; Папеко и др., 1992; Debrenne, 1992). Однако большой процент родов третьей группы в раннеботомских фаунах говорит как раз об отсутствии такой изоляции, которая к тому же сохранилась на протяжении нескольких хронов. Ведь эндемиками мы называем здесь те роды, которые не вышли за пределы своего региона за всю свою историю. Во всех регионах массовое появление эндемичных родов сопровождается возрастанием числа родов третьей группы. Поэтому целесообразно найти дополнительное или даже альтернативное объяснение появлению эндемичных родов.

В той же связи нужно отметить, что во всех регионах в моменты максимального разнообразия фаун правильных археоциат отмечается появление большого числа эндемиков. Такую особенность мы заметим в отношении как районов вселения (Дальний Восток, Монголия, Западная Европа), так и тех районов, которые были вторичными центрами происхождения. Это, по видимому, говорит о том, что в условиях возрастания конкуренции появлялись столь высоко специализированные роды, что они были способны выжить только в узких условиях своего региона, только там, где смогли успешно конкурировать с другими формами. Тот факт, что в моменты возрастания разнообразия фаун различных групп морских беспозвоночных увеличивается число узкораспространенных, неустойчивых, а следовательно, узкоспециализированных родов, мы отмечали и раньше (Марков, Наймарк, 1994, Naimark, Markov, 1994). Причем повторяемость этой

зависимости у различных групп (морские ежи, мшанки, атирииды, наутилоидеи, ругозы и археоциаты) позволяет рассматривать ее как одну из общих закономерностей в развитие таксона. Таким образом, появление эндемичных родов правильных археоциат в моменты наибольшего разнообразия хорошо вписывается в эту зависимость, если считать явление эндемизма показателем специализированности родов региональной фауны.

Как говорилось выше, эндемики возникают также там и тогда, где и когда формируются вторичные центры происхождения. Даже на Сибирской платформе, которая была родиной наиболее примитивных и неспециализированных родов, в томмотском веке появляются два эндемичных рода. Мы склонны рассматривать эту черту опять же как следствие возрастания конкуренции и уменьшения числа экологических вакансий. Ведь именно в центрах происхождения идет активная оккупация этих вакансий.

Можно предположить, что активное появление эндемиков в Алтае-Саянской области и Северной Африке в среднеботомское время связано с возникновением центра происхождения, а следующая волна появления эндемиков в ботомское время обусловлена резким возрастанием разнообразия региональных фаун. В Австралийском центре происхождения эти две причины действуют одновременно. В отличие от центров происхождения, в районах вселения экологические вакансии занимаются родами постепенно и эндемики в этих районах появляются позже, когда разнообразие фауны уже достаточно высокое.

ОБОБЩЕННАЯ СХЕМА РАЗВИТИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАУН АРХЕОЦИАТ

Как мы видели, начало истории фаун правильных археоциат в 9 регионах начинается с примитивных неспециализированных родов: *Archaeolynthus*, *Dokidocyathus*, *Ajacyathus*, *Nochocyathus*, *Egismacoscipus* и некоторых других. Все первопоселенцы региональных фаун зародились в томмотском веке на Сибирской платформе. Это были представители всех подотрядов, за исключением п/о *Tabulacyathina*. Таким образом, в регионах шла диверсификация на уровнях от надсемейственного до видового, а в первичном центре происхождения – на Сибирской платформе – зарождались таксоны более высокого ранга – отряды и подотряды. Единственное исключение из этого правила – зарождение подотряда табулациатин в Алтае-Саянской области. Однако первые представители региональных фаун были все без исключения выходцами с Сибирской платформы. На этом этапе региональная фауна состояла из примитивных неспециализированных форм.

На втором этапе в фауне археоциат появились все более и более специализированные роды, а фауна генералистов, по всей вероятности, сменялась фауной специалистов вследствие возрастания конкуренции. Процесс специализации мог происходить как путем вселения более специализированных родов, так и путем образования специализированных родов-аборигенов. В регионы начинают вселяться формы, зародившиеся во вторичных центрах происхождения: в Алтае-Саянской области, Северной Африке, в Австралии. Появлялись эндемичные роды. При этом, чем позже был инициирован центр происхождения, тем больше там появляется эндемиков. Например, в Австралийской фауне уже в конце атдабанского века было 30% эндемиков. Причина этого нам видится в том, что в других регионах в это время адаптивное пространство уже было заполненным. Поэтому для появившихся новых родов в других регионах, не оказалось свободных экологических вакансий, и эти роды вынуждены были остаться в пределах своего региона. Возрастание степени эндемизма, отраженное на рис. 1–6 круговыми диаграммами процентного отношения эндемиков к общему числу родов в каждом веке, свидетельствует о возрастании специализированности фауны, а не об изолированности регионов.

В связи с этим особенно интересно было бы отметить тенденцию к повышению провинциализма и увеличению числа биохорий в течение палеозойской эры (Грунт и др., 1994). Причиной тому может быть не только изменение палеогеографической и геологической обстановки в течение палеозоя, но и постепенная специализация палеозойской биоты.

Различное положение максимумов разнообразия в ранней или средней ботоме связано, возможно, с различными темпами вымирания в разных регионах. Как мы отмечали выше, обращая внимание на хронологию процессов вымирания в каждом из регионов, сдвиг на более позднее время максимума разнообразия соответствует и более позднему началу вымирания. Темпы вымирания в свою очередь зависят от средней специализированности родов в регионе, которая на первом этапе развития фауны крайне невысока. При этом более раннему началу развития фауны может соответствовать более позднее положение максимума, как в случае с фаунами Дальнего Востока и Северной Африки.

Третий этап развития региональных фаун правильных археоциат – фаза упадка. Для этой фазы характерно резкое снижение разнообразия, вымирание всех эндемичных родов, как самых специализированных и неустойчивых представителей региональных фаун. Немногие роды, участвовавшие в обновлении фауны на этом этапе, – это выходцы из других регионов, появившиеся в течение средней и поздней ботомы.

Параллелизмы в развитии региональных фаун, синхронность процессов появления и вымирания отмечали Оливер и Педдер при исследовании региональных фаун четырехлучевых кораллов (Oliver, Pedder, 1994). Эти авторы пришли к выводу, что развитие фаун кораллов контролируется в большей степени какими-то общими механизмами, не зависящими от положения региона.

В истории фаун правильных археоциат в некоторых регионах имеются отступления от этой схемы. На Сибирской платформе в средне-ботомское время практически не появлялось новых родов, а разнообразие фауны резко уменьшилось. Это связано с сокращением площадей, пригодных для жизни археоциат в этом регионе.

Отсутствие эндемичных родов в Китае и Средней Азии, а также быстрый упадок этих фаун трудно объяснить однозначно. Вполне возможно, это результат слабой изученности материала по данным регионам.

История западносевероамериканской фауны начинается с эндемичных родов. Единственный представитель отряда *Capsulocyatida* тоже является эндемиком. Если допустить, что систематика представителей этого региона корректна, то придется согласиться с “самозарождением” археоциат в этом регионе. Скорее всего данная особенность – результат недостаточной изученности фауны этого региона.

ВЫВОДЫ

1. Предложенная методика разделения родов на три группы – роды-аборигены, роды-вселенцы и быстрорасселяющиеся роды – удобна для выделения центров происхождения и районов вселения.

2. Эндемичные роды появляются в центрах происхождения, а также во всех регионах в моменты высокого родового обилия. Имеется тенденция к повышению эндемизма региональных фаун. Причиной эндемизма может быть помимо прочего и повышение специализированности родов.

3. Прослеживается общая схема развития региональных фаун. Первый этап – вселение примитивных родов, появившихся в первичном центре происхождения на Сибирской платформе. Второй этап – постепенная специализация фаун, идущая как за счет местных уроженцев, так и за счет вселения родов из вторичных центров происхождения. Третий этап – упадок фауны, резкое сокращение разнообразия, вымирание и эндемиков и родов-генералистов, сглаживание различий между региональными фаунами.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Номер гранта 94-05-16096, 93-05-8503.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Грунт Т.А., Розанов А.Ю., Алексеева Р.Е., Мананков И.Н. Некоторые подходы к исторической биогеографии морских бассейнов // Экосистемные перестройки и эволюции биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 205–212.
- Дебрени Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Д. Правильные археоциаты. М.: Наука, 1989. 195 с.
- Журавлев А.Ю. Эволюция археоциат и палеобиогеография раннего кембрия // Междунар. геол. конгресс. 27 сессия. Секция С02. Палеонтология. Тез. докл. М.: Наука, 1984. Т. 1. С. 334–335.
- Журавлева И.Т. Биогеография и геохронология раннего кембрия по археоциатам // Проблемы палеонтологии: Докл. сов. геологов на 23 Сес. Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1968. С. 61–84.
- Журавлева И.Т. Палеобиогеография раннего кембрия // Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Тр. Вес. палеонт. об-ва. 21 Сессия. Магадан: МаГГУ, 1981. С. 43–52.
- Марков А.В., Наймарк Е.Б. Линии выживания как доказательство реальности высших таксонов // Палеонтол. журн. 1994. № 2. С. 3–11.
- Марков А.В., Наймарк Е.Б. Динамика филогенетических процессов в надвидовых биосистемах // Палеонтол. журн. 1994. № 3. С. 3–12.
- Марков А.В., Наймарк Е.Б. Взаимосвязь уровня разнообразия старших таксонов со степенью специализированности видов и родов (на примере некоторых групп палеозойских беспозвоночных) // Журн. общ. биологии. 1995. Т. 56. № 1. С. 97–107.
- Папико Л.И., Натальин П.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1993. № 5. С. 19–29.
- Розанов А.Ю. Биогеография и ярусы раннего кембрия // Междунар. геол. конгресс. 25 Сессия. Палеонтология, морская геология: Доклады. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 32–36.
- Розанов А.Ю. Центры происхождения кембрийских фаун // Междунар. геол. конгресс. 26 Сессия. Палеонтология и стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 30–34.
- Розанов А.Ю. Некоторые аспекты изучения био- и палеогеографии раннего кембрия // Междунар. геол. конгресс. 27 Сессия. Секция С02. Палеонтология. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 85–92.
- Розанов А.Ю., Соколов В.Б. (ред) / Ярусное расчленение нижнего кембрия: Стратиграфия. М.: Наука, 1984. 184 с.
- Уэбби Б.Д. Характер распространения некоторых групп прикрепленных организмов в раннем фанерозое // Междунар. геол. конгресс. 27 Сессия. Секция С02. Палеонтология. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 8–15.
- Debrenne F. Archaeocyatha du Maroc: Essai de synthese // Geol. Mediterraneene. 1990. V. 17. № 3–4. P. 213–227.
- Debrenne F. Diversification of Archaeocyatha // Lips. J.H. and Signor Ph.W. (eds). Origin and early evolution of the Metazoa. Plenum Press. N. 1992. P. 425–443.
- Debrenne F., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. Regular Archaeocyathes // Cahiers de paleontologie. Paris, 1990. 218 p.
- Eilicki O., Debrenne F. Archaeocyatha of Germany // Palaeontolog., Stratigraphy, Fazies. 1993. Heft 1. P. 3–41.
- Mansy J., Debrenne F., Zhuravlev A. Calcaires Archeocyathes du Cambrien Inferieur du nord de la Colombie Britanique (Canada). Implications Paleogeographiques et precisions sur l'extension du continent Americano-Koryakien // Geobios. 1993. № 26. Fasc. 6. P. 643–683.
- Naimark E.B., Markov A.V. Relation between diversity and geographical distribution in Archaeocyatha // Abst. Suppl. № 3. to Terra nova. Cambridge. 1994. V. 6. P. 5.
- Naimark E.B., Rozanov A.Yu., Markov A.V. The integrity of the supraspecific taxa of regular archaeocyathids (Archaeocyatha, Regulares) // Paleontol. Journ. 1995. V. 29. P. 1–10.
- Oliver W.A., Pedder A.E.H. Crises in the Devonian history of the rugose corals // Paleobiology. 1994. V. 20. № 2. P. 178–190.
- Perejon A., Moreno-Eiris E., Abad A. Lower Cambrian archaeocyatha and calcimicrobe mounds in Terrades, Gerona (Eastern Perenees, Spain) // Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 1994. V. 89. № 1–4. P. 55–95.
- Rozanov A.Yu. Some problems concerning the Precambrian–Cambrian transition and the Cambrian faunal radiation // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 593–598.
- Zhuravlev A.Yu. Evolution of archaeocyaths and palaeobiography of the Early Cambrian // Geol. Mag. 1986. V. 123. № 4. P. 377–385.

Рецензент М.А. Семихатов

УДК 556.012.2:551.732.2(235.216)

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ОБЪЕМЕ И ВОЗРАСТЕ КАПКАТАССКОЙ СЕРИИ (НИЖНИЙ КЕМБРИЙ) СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1997 г. А. В. Миколайчук*, А. М. Мамбетов**, П. П. Мясус**

*Северо-Кыргызская геологическая экспедиция, Бишкек

**Институт геологии Национальной академии наук
720481 Бишкек, просп. Эркиндик 30, Республика Кыргызстан

Поступила в редакцию 15.08.94 г.

Приведены новые данные о строении и возрасте капкатасской серии, сводящиеся к уточнению литостратиграфического объема слагающих ее свит и первым находкам богатой коллекции органических остатков нижнего кембрия. По комплексу хиолитов, хиолительминтов и протоконодонт верхи капкатасской серии коррелируются со стратотипичными разрезами ботомского яруса Сибирской платформы. От известной в каледонидах Северного Тянь-Шаня серия нижнекембрийских толентовых базальтов описанный разрез отличается дифференцированным базальт-андезит-дацитовым составом и известково-щелочным петрохимическим трендом.

Ключевые слова. Северный Тянь-Шань, хребет Капка-Таш, кембрий, капкатасская серия, течарская свита, комплексы окаменелостей, мелкораквинчатые окаменелости, протоконоднты, брахиоподы.

Капкатасская серия, как отдельная стратиграфическая единица, впервые была выделена в 1936 г. С.С. Шульцем в горах Капка-Таш под названием “свита Капкатас”, предположительно силурийского возраста. В составе свиты описывались диабазовые и андезитовые порфириды, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты с горизонтами известняков.

Впоследствии В.Н. Криволицкая и В.Г. Королев (1960), сопоставляя “свиту Капкатас” с кембрийскими спилит-кератофировыми формациями Центрального Казахстана, предложили перевести ее в ранг серии. Одновременно упомянутые авторы в состав данной серии включили все известные к этому времени базальт-андезитовые и вулканогенно-осадочные толщи каледонид Северного Тянь-Шаня (хр. Сонг-Кель-Тоо, Каракатты, северный склон хр. Терской Ала-Тоо и западная часть Киргизского хребта).

Представление о столь широком распространении серии при полном отсутствии палеонтологических датировок в стратотипической местности привели последующих исследователей к неоднозначному толкованию ее объема и, как следствие, к практически полному забвению данного стратона в современных стратиграфических схемах.

Семь толщ, составляющих капкатасскую серию в стратотипическом разрезе (Криволицкая, Королев, 1960), в дальнейшем (Докембрий..., 1982; Стратифицированные..., 1982) были сгруппированы в три свиты – бельтепшинскую, султан-

саринскую и течарскую (см. таблицу и рис. 1). Т.А. Додонова (Стратифицированные..., 1982), опираясь на петрографические данные, доказала, что состав подушечных базальтов хр. Капка-Таш (бельтепшинская свита) значительно отличается от базальтов каракаттинской свиты Северного Присонкуля, документированной водорослями нижнего кембрия. Эти данные вместе с соображениями концептуального характера послужили основанием для перевода вулканитов капкатасского разреза в протерозойские отложения.

В.В. Киселев с соавторами (Докембрий..., 1982), разделяя представление о докембрийском возрасте данного разреза, провели парадоксальную (в свете требований Стратиграфического кодекса) процедуру: не упразднив капкатасскую серию как таксономическую единицу кембрийского возраста, вывели из ее состава стратотипический разрез. При этом бельтепшинская свита “получила прописку” в терской серии, а вышележащие султансаринскую и течарскую свиты предложено выделить в самостоятельную серию (Докембрий..., 1982). Принятая упомянутыми авторами схема стратиграфии хр. Капка-Таш базируется на их представлении о наличии размыта в основании султансаринской свиты и ее исключительно вулканомиктовом составе.

Данный тезис не согласуется в результатами наших работ, подтверждающих в то же время фактологическую обоснованность существования капкатасской серии (Криволицкая, Королев, 1960) как взаимосвязанную последовательность

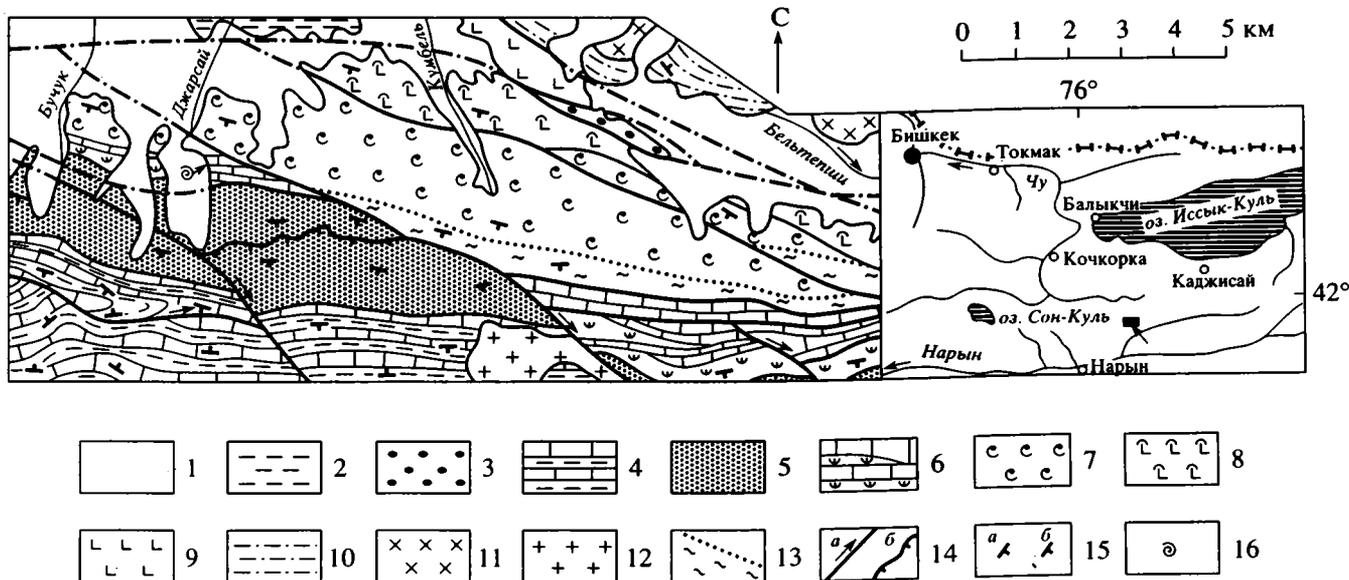


Рис. 1. Геологическая карта западного сегмента хр. Капка-Таш (составлена А.В. Миколайчуком)

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения: мергели, глины; 3 – актайлякская свита (E_2): конгломераты, гравелиты; 4 – карагырская свита (E_3-O_1); мраморизованные известняки, глинистые сланцы; 5 – джолджилгинская свита ($E_3?$): аркозовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 6 – течарская свита: известняки, мраморы, туфы андезитодацитов (E_{1-2}); 7 – султансаринская свита (E_1): лавы базальтов, андезито-дацитов и их туфы; 8 – бельтепшинская свита (E_1): подушечные лавы базальтов; 9 – каракаттинская свита (E_{1-2}): базальты, туфы, кремни; 10 – толща алевролитов и доломитистых известняков ($R_2?$); 11 – ордовикские граниты, гранодиориты; 12 – пермские лейкокротовые граниты; 13 – динамосланцы; 14 – разломы: а – крутопадающие, в том числе и сдвиги, б – надвиги; 15 – элементы залегания: а – слоистости, б – метаморфической полосчатости, кливажа; 16 – места сбора фауны.

литостратиграфических единиц, объединенных сходными условиями образования. Полученная же датировка возраста серии по органическим остаткам позволяет, по мнению авторов, вывести из состояния неопределенности вопрос о ее стратиграфическом объеме.

Полный разрез серии вскрывается по левым притокам р. Султан-Сары, от ручья Бучук на за-

паде до р. Кумбель на востоке (рис. 1, 2а). Нижнюю часть разреза слагают подушечные и трубчатые базальты бельтепшинской свиты мощностью до 1000–1100 м. Среди них выделяются разновидности со спилитовой, диабазовой и гиалопилитовой структурами. Внешняя оторочка подушечных лав и вулканических труб сложена миндалекаменными разностями. Базальты лейкокротовые,

Сопоставление схем стратиграфии северного склона хр. Капка-Таш (капкатасской серии)

В.Н. Криволицкая, В.Г. Королев, 1960	Додонова, (Стратифицированные..., 1982)	Киселев и др. (Докембрий..., 1982)
Толща известняков, сланцев	Султансаринская свита	Течарская свита
Толща туфов, туфогенных песчаников и сланцев		
Толща мраморов		
Вулканогенно-осадочная толща: плагиоклазовые и авгитовые порфириды, туфы		
Толща хлорито-кремнистых сланцев: мраморизованные плитчатые известняки, хлорит-кремнистые и туфогенные сланцы		
Толща рассланцованных туфоконгломератов: туфоконгломераты, псаммитовые туфы, редкие покровы плагиопорфиритов, диабазовых порфиритов		Султансаринская свита
Толща основных эффузивов: диабазовые и андезитовые порфириды с шаровой отдельностью	Бельтепшинская свита	Бельтепшинская свита

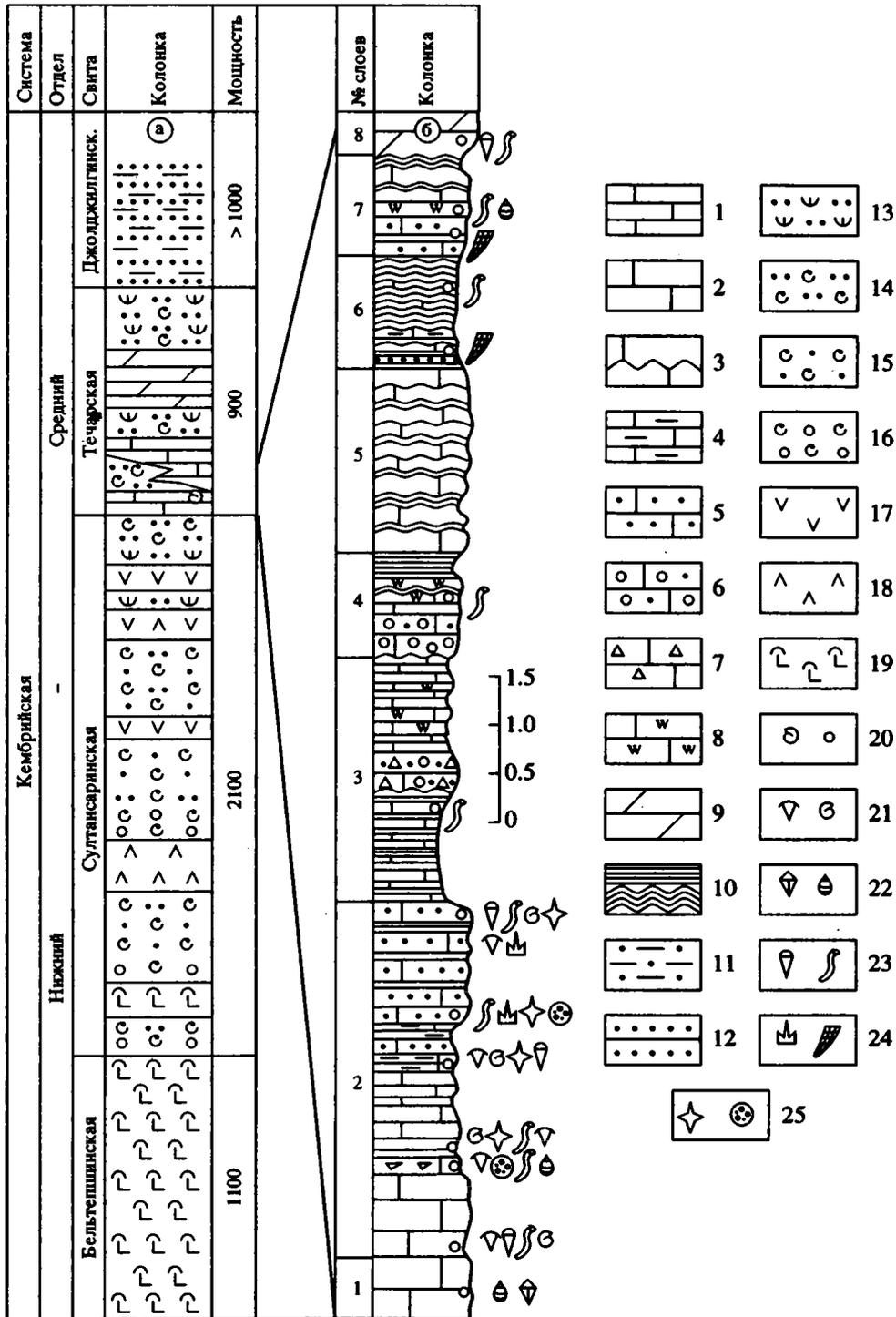


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез капкатасской серии (а) и послойный разрез низов течарской свиты (б).
 1 – известняки тонко-среднеслоистые; 2 – известняки толстоплитчатые и массивнослоистые; 3 – известняки неровно- и волнистослоистые; 4 – известняки глинистые; 5 – известняки песчаные; 6 – конгломератобрекчин карбонатные; 7 – известняки обломочно-брекчиевые; 8 – известняки с прослоями и линзами кремней; 9 – мраморы, мраморизованные известняки; 10 – глинистые сланца; 11 – алевролиты; 12 – песчаники; 13 – туфопесчаники; 14 – туфы псаммитовые; 15 – туфы лапиллиевые; 16 – туфы агломератовые; 17 – дациты; 18 – андезиты; 19 – подушечные лавы базальтов; 20 – места отбора проб на растворение, находки органических остатков; 21 – трилобиты, гастроподы; 22 – замковые и беззамковые брахиоподы; 23 – хиолиты, хиолительминты; 24 – протоконоднты, коноднты и томмотиды; 25 – губки и фосфатные проблематики.

по химизму низкотитанистые, макроскопически отличаются светло-зеленым цветом. Среди лав присутствуют резкие линзы зеленых и красных кремней, из которых по руч. Течар (сев.) Д.Г. Васильевым (1991) выявлены макросклеры губок, известные с раннего кембрия.

Залегающая выше султансаринская свита сложена преимущественно пирокластическим материалом, который отличается широким спектром составов. Выделяются агломератовые, лапиллиевые и псаммитовые туфы андезитов, дацитов. Им подчинены базальтовые и андезитобазальтовые туфы. Редко, преимущественно в верхней части свиты, встречаются слои градированных тефроидов и риолитовых туфов. По всему разрезу свиты среди пирокластических пород присутствуют потоки базальтов, андезитов и дацитов. При этом улавливается тенденция к возрастанию кремнекислотности лав вверх по разрезу. Мощность свиты 2100 м.

Контакт с базальтами бельтепшинской свиты главным образом проходит по продольному разлому, и только в междуречье Течар–Кумбель можно наблюдать, как бельтепшинские базальты вытесняются по простиранию пирокластическими отложениями. Таким образом, основание султансаринской свиты мы проводим по первому появлению в разрезе базальтовых и андезитовых туфов. Перекрываются туфы султансаринской свиты 5–15 метровым горизонтом литокластит-кварцевых песчаников, фиксирующих основание течарской свиты. Песчаники вверх по разрезу сменяются мраморизованными известняками, распадающимися серыми глинистыми или органогенно-детритовыми известняками и зелеными, лиловыми туфами андезиодацитов. Эта нарушенная нижняя часть свиты мощностью в 290 м вскрывается в междуречье Бучук–Джарсай. Верхи течарской свиты сохранились к востоку от пер. Тармалтор и представлены телесно-розовыми и серыми тонкополосчатыми мраморами и псаммитовыми туфами среднего состава, туфопесчаниками. Карбонатные и вулканогенные породы слагают однородные пачки мощностью 50–200 м, которые чередуются в разрезе или замещаются по латерали. Общая мощность течарской свиты оценивается в 900 м. Выше по резкому контакту залегают аркозовые песчаники и алевролиты джолджилгинской свиты.

Предыдущими исследователями в составе капкатасской серии неоднократно упоминались полосчатые карбонат-хлоритовые, карбонат-хлорит-эпидотовые сланцы и филлиты, присутствие которых в разрезе рассматривалось как один из доводов в пользу ее докембрийского возраста. По нашим же наблюдениям полосчатые зеленые сланцы, ассоциирующиеся с интенсивно кливажированными и будинированными эффузивами и

их туфами, слагают серию зон динамометаморфизма широтного простирания, полосчатость в которых под острым углом накладывается на слоистость вмещающих пород. Наиболее мощная из них, шириной до 500 м, прослеживается в приводораздельной части хр. Капка-Таш, осложняя контакт султансаринской и течарской свит на протяжении более 15 км. Выяснение природы динамометаморфизма требует постановки специальных исследований. Скорее всего зоны динамометаморфических сланцев и интенсивного кливажирования пород составляют один из элементов структурного парагенезиса позднекаледонской складчатости.

Из капкатасской серии детальному изучению был подвергнут разрез течарской свиты по руч. Джарсай, содержащий многочисленные остатки микро- и макрофауны. По правому борту ручья на дацитовых псаммитовых туфах султансаринской свиты залегают литокластит-кварцевые песчаники мощностью 15 м. Стратиграфически выше залегают слои буровато-желтых глинистых известняков мощностью до 7.5 м.

Мраморизованные известняки (рис. 26, слой 1) мощностью 30–35 м перекрывают вышеописанные породы. Представлены они толсто- и неяснослоистыми разностями серых, темно-серых оттенков. В 10 м выше основания имеется тонкий прослой (до 5 см) карбонатных песчаников, содержащих единичные замковые брахиоподы *Nisusia* sp. Из верхней половины описываемого слоя выявлены единичные остатки хиолителльминтов (трубки червей), определенных как *Huolithellus* sp. Отмечаются также редкие обломки беззамковых брахиопод.

Средне-толстоплитчатые песчаные известняки (рис. 26, слой 2) серых и темно-серых оттенков с прослоями сланцев и глинистых известняков малинового цвета. Местами известняки становятся тонкополосчатыми, в основании слоя имеются обломочно-брекчиевидные разности. Встречены тонкие прослои афанитовых известняков, включающих раковины трилобитов и брахиопод. На пяти стратиграфических уровнях по слою собраны остатки трилобитов рода *Oleporoides*, замковых брахиопод рода *Nisusia*, а также беззамковых родов *Linnarssonina*, *Prototreta*, *Homotreta*. По всей пачке совместно с ними обильны находки хиолитов, хиолителльминтов, гастропод, остракод, протоконодонт и губок. Наиболее представительный комплекс этих микроостатков получен в самых верхах описываемого слоя. Отсюда определены: *Microcomus parvulus* Mamb., *M. talasicus* Mamb., *Contitheca teslenkoi* Mamb. et Meshk., *C. sp.*, *Adyshevitheca cf. adyshevi* Mamb., *Burithes ex gr. elongatus* Miss., *Laticomus sp.*, *Sulcavitidae* gen. et sp. indet. (хиолиты); *Huolithellus vladimirovae* Miss., *H. mikolaitchukii* sp. nov., *H. cf.*

micans Billin., H. sp., *Torella grandis* Meshk., T. cf. *biconvexa* Miss., T. sp. (хиолительмняты); *Latouchella accordionata* Runn. et Jell, *Jochelcionella* cf. *recta* Miss., *Mellopegma* cf. *georgiensis* Runn. et Jell, *Shabaktiella* cf. *shabaktiensis* Miss., *Pelagiella lorentzi* Kob., P. sp., *Jgorella* cf. *atdabanica* (Miss.) (растроподы); *Protohertzina sicciformis* Miss., *Amphigeizina renae* Mamb. et Miss., *Hertzina? bisulcata* Mull., *Jsoxus* sp. (протоконодонты); *Chancelloria* cf. *maroccana* Sdzny (целосклеритофориды); *Eiffelia araniformis* (Miss.) (спикулы губок); *Microdictyon effusum* Bengt., Math., Miss (проблематики); *Tesella* sp. (томмотииды); *Bradoria* sp. (остракоды) и ряд других еще не описанных в литературе проблематик. Мощность слоя 3.8–4.0 м.

Выше отмечаются тонкоплитчатые известняки темно-серых оттенков, перемежающиеся с темно-малиновыми сланцами (рис. 26, слой 3). В 1.0 м выше основания слоя отмечается прослой (до 0.3 м) карбонатных гравелитов. Среди известняков присутствуют редкие прослой и линзы (до 10 см) черных кремней. Мощность слоя до 2.5 м. По неровной поверхности размыва залегают гравелиты и песчаники темно-серых оттенков, сменяемые выше тонкоплитчатыми розовато-серыми и малиновыми карбонатными сланцами (рис. 26, слой 4), среди которых содержатся прослой черных кремней. В некоторых интервалах описываемого слоя химическим препарированием получены остатки беззамковых брахиопод и хиолительмнятов *Hyolithellus* sp. Мощность 0.8–1.0 м.

Известняки перекристаллизованные средне-слоистые, интенсивно кливажированные, с тонкими плоскими темно-малиновыми сланцами (рис. 26, слой 5). Мощность 2 м.

Сильно кливажированные сланцы (рис. 26, слой 6) темно-малиновых оттенков с тонкими (до 5 см) прослоями и линзами желтовато-бурых глинистых известняков. В основании описываемых пород отмечены прослой песчаных известняков с протоконодонтами *Rhombocorniculum* ex gr. *undulatum* Miss. и томмотиидами *Tesella* ex gr. *trilateralis* Miss. et Grig. По всему слою выявлены единичные остатки *Hyolithellus* sp. Мощность 1.2 м.

Пласт мощностью до 40 см песчаных известняков (рис. 26, слой 7), серых и розовато-серых оттенков. Химическим препарированием отсюда извлечены многочисленные остатки томмотиид *Tesella* cf. *deplanata* Miss. et Grig., T. ex gr. *trilateralis* Miss et Grig.

Известняки волнисто- и среднеслоистые (рис. 26, слой 7), голубовато-серых оттенков, с прослоями темно-малиновых глинистых сланцев. В основании прослой черных кремней. Находки редких беззамковых брахиопод. Мощность до 0.6 м.

Толсто- и иногда неяснослоистые, темно-серых оттенков, мраморизованные известняки

(рис. 26, слой 8) с густой сетью кальцитовых прожилков. В 5.5–6 м выше основания слоя появляются тонкослоистые их разности. В кровле слоя имеются буровато-зеленые, сильно рассланцованные туфы (до 0.8–1.0 м). В низах слоя единичные находки *Sulcavitidae* gen. et sp. indet., *Hyolithellus* ex gr. *micans* Bill, а также неопределимые остатки беззамковых брахиопод. Мощность слоя 11.8–12.0 м.

Верхняя часть разреза представлена мраморизованными известняками светло-серыми, розовыми массивными и тонкослоистыми, которые расслоены 25–35 м горизонтами туфов среднего состава. Органические остатки в этой части разреза не выявлены. С юга по субширотному разлому к известнякам примыкают песчаники и алевросланцы джолджилгинской свиты.

Коллекция трилобитов из джарташского разреза определялась Г.Х. Ергалиевым; замковых и беззамковых брахиопод – П.П. Мисюсом; остракод, хиолитов, хиолительмнятов, конодонт, протоконодонт и фосфатных проблематик – А.М. Мамбетовым.

Найденные в течарской свите остатки замковых и беззамковых брахиопод представлены новыми видами родов *Nisusia* и *Linnarssonina*. Представители рода *Nisusia* имеют широкое распространение среди нижне-среднекембрийских отложений Северной Америки и Аргентины (Treatise..., 1965), в слоях, относимых к майданскому горизонту Центрального Казахстана (Конева, 1979; Романенко и др., 1967) и в зоне Огустосага низов среднего кембрия Сибири и Алтае-Саянской горной области (Аксарина, 1960; Аксарина, Пельман, 1978; Романенко и др., 1967). Формы рода *Linnarssonina* имеют такой же стратиграфический диапазон распространения, что и вышеописанный род (Конева, 1979; Романенко и др., 1967; Treatise..., 1965; Schuchert, Cooper, 1932; Walcott, 1902). Наряду с брахиоподами в известняках течарской свиты широко распространены также трилобиты рода *Olenoides*, известные в нижне-среднекембрийских отложениях Северной Америки и Средней Азии (Treatise..., 1959, 1965).

Брахиоподы и трилобиты, выявленные нами в джарташском разрезе, представлены новыми эндемичными видами. По этой причине при обосновании возраста вмещающих отложений мы опирались на комплексы мелкораквинчатых окаменелостей.

Коллекция мелких раковинчатых окаменелостей, полученных химическим препарированием из того же разреза, принадлежит к двум биостратиграфическим комплексам. Первый из них характеризует слой 1 и 2 вышеописанного разреза (рис. 26) и представлен такими видами, как *Microcornus parvulus* Mamb., *M. talasicus* Mamb., *Adyshevithca* cf. *adyshevi* Mamb. (хиолиты); *Hyolithellus*

vladimirovae Miss., *Torella grandis* Meshk. (хиолительминты); *Latouchella accordionata* Runn. et Jell, *Yochelcionella cf. recta* Miss., *Mellopegma cf. georgiensis* Runn. et Jell, *Pelagiella lorenzi* Kob., *Igorella cf. atdabanica* (Miss.) (гастроподы и ростроконховые моллюски); *Protohertzina sicciformis* Miss., *Amphigeisina renae* Mamb. et Miss., *Hertzina? bisulcata* Mull. (протоконодонты); *Eiffelia araniformis* (Miss.) (губки). Эти же формы описаны среди отложений, сопоставляемых с ботомским ярусом стратотипических разрезов Сибирской платформы, Срединного Тянь-Шаня и Южного Казахстана (Мамбетов, Иманалиев, 1981; Мамбетов, Репина, 1979; Миссаржевский, 1989; Миссаржевский, Мамбетов, 1981), а также Китая, Ирана, Англии и Австралии (Мамбетов, Репина, 1979; Миссаржевский, 1989; Bengtson et al., 1990; Hamdi, 1989; Qian Yi, Bengtson, 1989; Yu Wen, 1979).

Второй комплекс окаменелостей, выявленный в слоях 4–8 джарсайского разреза, гораздо беднее вышеописанного как в видовом, так и в родовом отношении. Он состоит из представителей родов *Rhomlocorniculum* (протоконодонты) и *Tesella* (томмотииды). Здесь же имеются единичные представители хиолитов (сем. *Sulcavitidae*) и хиолительминтов (род *Hyolithellus*). Анализ вертикального распространения окаменелостей этого комплекса приводит к заключению, что вмещающие их отложения соответствуют верхам ботомского яруса стратотипических разрезов Сибирской платформы. Так, в частности, представители рода *Tesella* появляются в верхах ботомского яруса нижнего кембрия – самых низах амгинского яруса среднего кембрия, а представители вида *Rhomlocorniculum unguatum* Miss. появляются с низов ботомского яруса, не переходя к отложениям среднего кембрия (Миссаржевский, 1989).

Если второй из описанных комплексов до настоящего времени не был известен в разрезах кембрия Тянь-Шаня и заслуживает детального доизучения, то первый комплекс окаменелостей разреза руч. Джарсай совершенно аналогичен таковому, выделенному одним из авторов в хр. Малый Каратау в зону *Microcornus parvulus* (Мамбетов, Репина, 1979), сопоставляемую с самыми низами ботомского яруса Сибирской платформы (Миссаржевский, 1989). В дальнейшем эта зона была прослежена по простирацию Талассо-Каратауской (хр. Таласский Ала-Тоо) и выявлена в Чаткало-Нарынской (Чаткальский хребет) структурно-формационных зон Тянь-Шаня (Мамбетов, Иманалиев, 1981; Мамбетов, Репина, 1979; Миссаржевский, Мамбетов, 1981). Таким образом, полученный к настоящему времени биостратиграфический материал дает основание утверждать, что разрезы кембрия Северного и Срединного Тянь-Шаня (т.е. расположенные согласно существующим тектоническим схемам в различных структурно-формационных зонах) являются

по существу элементами некогда единой биогеографической провинции.

Палеонтологическая датировка капкатаской серии оказалась весьма своевременной и в решении более общих задач региональной геологии. По устному сообщению И.Л. Захарова и М.П. Христовой, а также данным Д.Г. Васильева (1991), среди кембрий-нижнеордовикских вулканитов Северного Тянь-Шаня выделяются две формации, отличающиеся своим петрохимическим трендом. Одна из них представлена толейтовыми базальтами и входит в состав офиолитовой ассоциации. Ее возраст надежно обосновывается на примере каракаттинской свиты (Максумова и др., 1988; Мамбетов, Апаяров, 1990). Вторая формация (в составе которой описывается и бельтепшинская свита) отличается дифференцированным базальт-андезит-дацитовым составом и известково-щелочным петрохимическим трендом. До настоящего времени она охарактеризована лишь единичными и пространственно разбросанными находками спикул губок, из-за чего принадлежность последних к отложениям дифференцированной формации нередко ставилась под сомнение. Приведенные в статье материалы мы склонны рассматривать как недостающее звено в цепи доказательств тезиса о латеральной петрохимической неоднородности нижнепалеозойских вулканогенных разрезов каледонид Северного Тянь-Шаня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксарина Н.А. Брахиоподы // Биостратиграфия палеозой Саяно-Алтайской горной области. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1960. С. 84–86.
- Аксарина Н.А., Пельман Ю.Л. Кембрийские брахиоподы и двустворчатые моллюски Сибири. М.: Наука, 1978. 180 с.
- Васильев Д.Г. Вулканические формации в истории геологического развития каледонид Северного Тянь-Шаня. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 18 с.
- Докембрий Средней Азии // Ред. Митрофанов Ф.П. Л.: Наука, 1982. 164 с.
- Конева С.П. Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124 с.
- Криволицкая В.Н., Королев В.Г. Кембрийская осадочно-вулканогенная толща в хребте Терской Ала-Тоо // Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и технич. наук. 1960. Т. II. Вып. 6. С. 5–27.
- Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б. и др. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144–152.
- Мамбетов А.М., Апаяров Ф.Х. О возрасте вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя хребта Каракатты (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 128–132.

- Мамбетов А.М., Иманалиев Ч.И.* К вопросу палеонтологической характеристики аксуйской свиты кембрия верховья реки Чаткал (Срединный Тянь-Шань) // Изв. АН КиргССР. 1981. № 6. С. 10–15.
- Мамбетов А.М., Репина Л.Н.* Нижний кембрий Таласского Ала-Тоо и его корреляции с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 98–158.
- Миссаржевский В.В.* Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 236 с.
- Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М.* Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау. М.: Наука, 1981. 92 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.
- Романенко М.Ф., Романенко Е.В., Широкова Е.В., Аксарина Н.А.* О раннем–среднем кембрии Саяно-Алтайской горной области // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1967. 169 с.
- Bengtson S., Conway Morris S., Cooper B.J. et al.* Early Cambrian fossils from South Australia. Brisbane, 1990. 364 p.
- Hamdi B.* Stratigraphy and Paleontology of the Late Precambrian to Early Cambrian in the Alborz Mountains, Northern Iran // Geol. Surv. Iran. 1989. № 59. P. 1–41.
- Qian Yi, Bengtson S.* Paleontology and biostratigraphy of the Early Cambrian Meishucunian Stage in Yunnan Province, South China. Fossils and Strata. Oslo, 1989. № 24. 156 p.
- Schuchert Ch., Cooper G.A.* Brachiopod Genera of the Suborders Orthoidea and Pentameroidea // Mem. Peabody Museum Natural History. V. IV. part 1. New Haven. Sonn., 1932. 270 p.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Arthropoda. Part 0. Geol. Soc. America and Univ. of Kansas Press, 1959. 560 p.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Brachiopoda, Part H., V. 1. Geol. Soc. America and Univ of Kansas Press, 1965. 521 p.
- Walcott C.D.* Cambrian brachiopoda: Acrotreta; Linnarssonella; Obulus; with descriptions of new species // U. S. Proceedings. Nat. Mus. 1902. V. 25. P. 577–612.
- Yu Wen,* 1979. Earliest Cambrian monoplacophorans and gastropods from western Hubei with their biostratigraphical significance // Acta paleontol. Sinica. 1979. V. 18. № 3. P. 233–270.

Рецензент А.Ю. Розанов

УДК 550.93:551.735.9(216)

ВОЗРАСТ УЛЬТРАКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА В ПОЗДНЕОРОГЕННЫХ ПРОГИБАХ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

© 1997 г. В. Н. Волков*, Ю. В. Гольдман*, М. М. Аракелянц*,
Г. Т. Таджикибаев**, Д. З. Журавлев*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
109017 Москва, Старомонетный, 35, Россия

**Институт геологии АН Таджикистана, 734063 Душанбе, просп. Айни, 267, Таджикистан

Поступила в редакцию 25.04.95 г., получена после доработки 26.09.95 г.

На основе изотопных возрастных данных рассмотрен вопрос о количестве и времени проявления этапов ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоны. Используются все имеющиеся К-Аг даты, из которых 90 являются оригинальными. Приведены полученные авторами результаты Rb-Sr датирования пяти вулканических тел региона, сложенных липаритами и трахилипаритами. Анализируется достоверность использованных возрастных изотопных данных. Показано, что становление большинства вулканических тел региона, сложенных породами ультракислого состава, произошло в ассельском веке раннепермской эпохи. Существование здесь более молодых (P_2-T_1) кислых вулканических тел, на чем настаивают сторонники традиционной схемы развития вулканизма в этом регионе, изотопными данными не подтверждается. Вместе с тем приведенные материалы позволяют предполагать, что в регионе присутствуют доассельские ($C_2?$) ультракислые вулканические тела.

Ключевые слова. Изотопное датирование, вулканические тела, орогенные прогибы, Средний Тянь-Шань.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Закономерности развития орогенных областей продолжают привлекать внимание геологов. В частности, большой интерес вызывают сведения об эволюции орогенного вулканизма, получить которые можно, лишь зная последовательность образования соответствующих вулканических тел. Во многих случаях она может быть установлена только по данным об их возрасте. Однако возможность палеонтологического датирования толщ, накапливавшихся в условиях орогенеза, существенно ограничена из-за скудости содержащихся в них органических остатков. Поэтому при исследовании стратиграфии орогенных областей все большее значение приобретают изотопные методы датирования горных пород. В предлагаемой статье делается попытка, используя эти методы, установить число и время проявления импульсов ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоны, проходившей орогенный этап развития в позднем палеозое. До сих пор эти вопросы не находили удовлетворительного решения несмотря на то, что геологические исследования в регионе продолжают уже почти полвека.

Суждения о положении ультракислых вулканических тел среди прочих вулканических образований этого региона в значительной мере зависят от ис-

хода продолжающейся дискуссии о возрасте широко распространенной здесь кызылнуринской (трахилипаритовой) свиты. Разногласия по этому поводу возникли в начале 60-х годов, когда для Бабайтаудорского субвулканического массива, который единодушно признается стратотипом кызылнуринской свиты, Н.П. Лаверов с соавторами получили десять К-Аг датировок, отвечающих раннепермской эпохе (Лаверов и др., 1964). Эти данные вошли в противоречие с традиционными представлениями, сложившимися в ходе корреляции вулканических (обычно палеонтологически немых) толщ из разных, пространственно разобщенных и нередко весьма удаленных друг от друга позднеорогенных прогибов Чаткало-Кураминской зоны. Согласно этим представлениям, образование кызылнуринской свиты произошло в раннем триасе (Васильковский, 1952), что и было затем подтверждено находкой в отложениях этой свиты (долина р. Башкызылсай) остатков наземной флоры, которая была отнесена к раннетриасовой или позднепермской (Сикстель, 1960).

Примирить возрастные данные, полученные для кызылнуринских вулканических тел изотопными и флористическими методами, оказалось невозможным, ибо К-Аг датирование липаритов, залегающих в разрезе выше горизонта с остатками флоры, которая была признана триасовой, дало результат, отвечающий ранней перми —

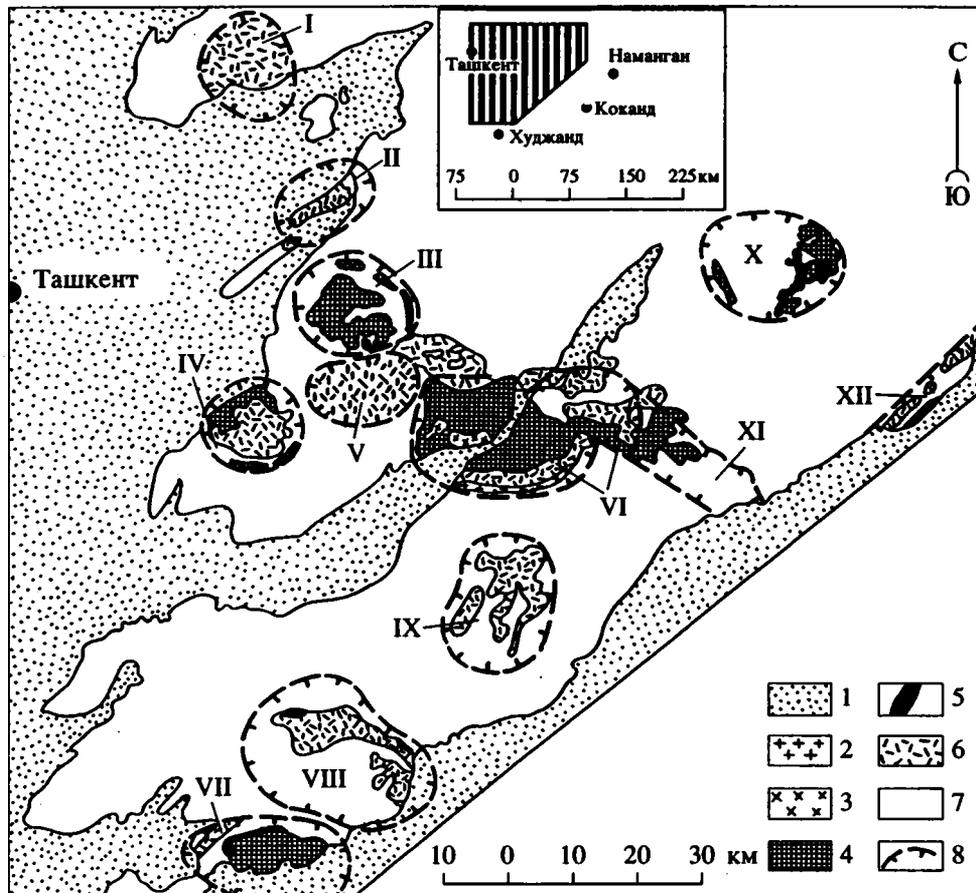


Рис. 1. Схема выходов позднеорогенных ультракислых вулканитов в вулcano-тектонических структурах Чаткало-Кураминской зоны. Классификация и положение структур даны по В.А. Арапову (Арапов, 1983).

Кальдеры: I – Оясайская, II – Майгашканская, III – Кызылнуринская, IV – Карабашская, V – Чилтенская, VI – Бабайтаудорская. Мульды: VII – Ташкескенская, VIII – Адрасманская, IX – Лашкерецкая, X – Кугалинская. Приразломные прогибы: XI – Чадакский, XII – Кумлай-Коксарекский.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – гранит-порфиры музбельского типа; 3 – граносиенит-порфиры бабайтаудорского типа; 4–6 – ультракислые вулканиты: 4 – кызылнуринской свиты, 5 – равашской свиты, 6 – оясайской свиты; 7 – прочие палеозойские образования; 8 – границы позднеорогенных прогибов.

264 ± 10 млн. лет¹ (Беликов и др., 1964). Поэтому геологам пришлось выбирать, на какой метод ориентироваться в своих построениях.

Анализ литературы по геологии региона показал, что большинство геологов до сих пор фактически игнорирует результаты К-Аг датирования вулканитов кызылнуринской свиты, придерживаясь традиционных представлений на ее возраст (Арапов, 1983; Бабаходжаев и др., 1993; Геология СССР, 1972; Глейзер и др., 1976; Петрография Таджикистана, 1986; Расчленение стратифицированных..., 1976; Ткачев и др., 1984; Туляганов и др., 1984; Шаякубов и др., 1988). В стратиграфических схемах, основанных на этих представлениях, кы-

зылнуринские вулканиты противопоставляются другим, распространенным в этих же прогибах (рис. 1) ультракислым вулканитам, которые объединяются в оясайскую (липаритовую) свиту. Во многих толщах, отнесенных к оясайской свите, обнаружены остатки раннепермской наземной флоры, а в базальном горизонте одной из них собраны окаменелости ассельских фузулинид (Арапов и др., 1978; Бенш и др., 1982). Поэтому становление оясайской свиты относят к ассельскому веку ранней перми. При этом считается, что между ассельским и раннетриасовым этапами кислого вулканизма в сакмарском веке произошло становление трахиандезитовой (шурабсайской), а в артинском или кунгурском – трахибазальт-трахилипаритовой (равашской) свит. Таким образом, согласно этим представлениям, ультракислый вулканизм в позднегерцидских прогибах региона

¹ Приведенные здесь и далее значения К-Аг и Rb-Sr возраста рассчитаны по константам, рекомендованным международной подкомиссией по геохронологии (Применение единиц..., 1978).

Таблица 1. Последовательность образования позднепалеозойских вулканических свит Чаткало-Кураминской зоны и их возраст

По Н.П. Васильковскому (традиционная схема)		По Т.Н. Далимову и Я.М. Рафикову	
возраст	название свит ¹	возраст	название свит ¹
T ₁	кызылнуринская		
P ₁	равашская	P ₁ -P ₂	равашская
P ₁	шурабсайская	P ₁	шурабсайская
P ₁	оясайская	P ₁	оясайская и кызылнуринская
C ₂₋₃	надакская	C ₂	акчинская и надакская
C ₂	акчинская		
C ₂	минбулакская	C ₂	минбулакская

¹ В последнее время многие геологи, работающие в данном регионе, предпочитают именовать совокупность синхронно образованных стратифицированных вулканогенных (вулканогенно-осадочных) и комагматичных им субвулканических тел не свитами, а вулканическими комплексами, сохраняя для них прежние географические названия.

проявлялся трижды и привел к образованию вулканических тел оясайской, кызылнуринской и частично равашской свит (табл. 1).

Мнение о раннепермском возрасте кызылнуринской свиты было поддержано лишь Г.Т. Гаджибаевым (Гаджибаев, 1979), а также Т.Н. Далимовым и Я.М. Рафиковым (Далимов, Рафиков, 1986), обосновавшим его рядом новых аргументов.

Т.Н. Далимов и Я.М. Рафиков при этом полагают, что вулканы оясайской и кызылнуринской свит образовались одновременно и должны рассматриваться в составе единой свиты. В табл. 1 предложенная этими геологами региональная схема вулканизма сопоставлена с аналогичной схемой, основанной на традиционных представлениях.

В подтверждение возрастного единства оясайской и кызылнуринской свит Т.Н. Далимов ссылается (Далимов, 1981) на отсутствие в регионе разрезов, в которых можно было бы наблюдать сразу две толщи кислых вулканических толщ трахиандезитового и трахибазальтового состава, — как это предусматривает традиционная стратиграфическая схема, — а также на идентичность рамок, ограничивающих величины К-Аг дат, полученных для той и другой свиты (250–300 млн. лет). В пользу такого единства, по мнению Т.Н. Далимова, говорит также и то, что в случаях, когда отложения кызылнуринской свиты залегают на оясайских вулканических — отсутствуют стратиграфические признаки, которые указывали бы на большую длительность перерыва, разделявшего становление этих вулканических тел.

Очевидно, что первый и последний из этих аргументов хотя и позволяют усомниться в разновозрастности оясайских и кызылнуринских вулканических свит, но все же не исключают такую возможность. Что касается К-Аг данных, то они также не могут ни подтвердить, ни опровергнуть высказанную точку зрения из-за слишком большого разброса возрастных значений и отсутствия анализа их достоверности.

Тем не менее проведенный нами обзор литературных источников показал, что традиционная стратиграфическая схема позднепалеозойских вулканических отложений региона действительно имеет существенные слабости, обусловленные методологическим несовершенством тех исследований, на основе которых она сформировалась.

Главный недостаток этих исследований мы видим в том, что при увязке разрезов отложений, выполняющих пространственно разобщенные прогибы региона, в качестве коррелирующих признаков использовались литолого-петрографическое сходство толщ и сходство их положения в стратиграфических разрезах относительно палеонтологически датированных горизонтов.

Очевидно, что такой подход основан на допущении, что формационно однотипный вулканизм во всех прогибах Чаткало-Кураминской зоны проявился одновременно. Кроме того, эта методология требует, чтобы в любом из сопоставляемых разрезов имелся хотя бы один палеонтологически датированный горизонт. Между тем, последнее условие в большинстве случаев не соблюдается, а синхронность проявления в этих прогибах однотипного вулканизма до сих пор не подтверждена каким-либо фактическим материалом и, более того, уже неоднократно оспаривалась (Борисов и др., 1988; Виниченко, Кухтиков, 1985). Заметим также, что, поскольку очень близкие по облику и составу вулканические встречаются здесь в разных частях стратиграфического разреза, при корреляции толщ по признаку литологического сходства обычно возникают два — и даже более — практически равноценных варианта увязки разрезов. В результате для региона вполне заурядна ситуация, когда одна и та же толща на картах разных геологов рассматривается в составе разных свит и имеет разные возрастные индексы.

Другим слабым местом рассматриваемых стратиграфических построений является недостаточная надежность использованных палеонтологических данных. Действительно, лишь в трех (из двух–трех сотен выделяемых здесь) позднепалеозойских толщах обнаружены остатки руководящей морской фауны, в остальных же случаях выводы о возрасте отложений получены по итогам изучения наземной палеорастительности, датирование по которой, как известно, дает менее надежные результаты. В данном же случае досто-

верность флористического датирования толщ кажется особенно сомнительной, поскольку степень изученности позднепалеозойской флоры региона низка, сохранность собранных растительных остатков зачастую дает возможность их определения лишь на родовом уровне, список обнаруженных родов и видов обычно очень узок (причем многие из них эндемичны), а возрастной интервал их существования велик.

О спорности многих из опубликованных палеофлористических определений возраста отложений, выполняющих орогенные прогибы региона, говорит, в частности, продолжающаяся острая полемика по поводу возрастной принадлежности (C_2 или P_1 ?) палеофлоры, остатки которой собраны в долинах рек Кандырсай, Карабау, на Баритовой горке и в других местах (Арапов, 1983; Борисов и др., 1988; Масумов и др., 1978; Масумов, 1987; Туляганов и др., 1984).

Под сомнение должна быть поставлена также правильность флористического датирования кызылнуринской свиты, поскольку собранные из отложений этой свиты в долине р. Башкызылсай остатки растений (*Equisetites* sp., *Williamsonia artemovae*, *Pseudovoltzia liebeana*, *Angrenia angustifolia*), по заключению некоторых палеонтологов (Добрускина, 1980), определить ее возраст не позволяют.

Из сказанного очевидно, что накопленных предыдущими исследователями геологических наблюдений и возрастных данных для однозначного решения рассматриваемой проблемы недостаточно. Для этого необходима дополнительная надежная информация о возрасте кислых вулканитов, отнесенных к разным свитам региона. Возможности ее получения путем поиска и изучения органических остатков оказались, как это показал опыт геологических работ в регионе, весьма ограниченными и, по нашему мнению, практически исчерпанными. Поэтому перспектива решения проблемы может быть связана в основном с изотопным датированием соответствующих вулканических образований.

В связи с вышеизложенным нами были приняты геохронологические изыскания, включавшие в себя обобщение полученных другими исследователями и накопление новых изотопных данных о возрасте вулканитов из позднеорогенных прогибов Чаткало-Кураминской зоны. При этом важнейшим элементом таких исследований мы считали оценку достоверности всей имеющейся изотопной возрастной информации.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопно-геохронологических исследований использованы $K-Ar$ и $Rb-Sr$ методы датирования.

Пробы вулканических пород отбирались из блоков, в которых не было обнаружено признаков выветривания и локально проявленного гидротермального метаморфизма. Масса проб, предназначенных для изохронного $Rb-Sr$ датирования по валовому составу вулканитов, варьировала в пределах 8–10 кг. В остальных случаях она составляла не менее 1 кг. Содержания Ar , Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления, K – методом фотометрии пламени. Изотопный анализ Ar проводился на масс-спектрометре МИ-1201, Rb и Sr – на масс-спектрометре МИ-1320. Правильность измерений контролировалась международными стандартными образцами: мусковит P207, биотит-70, Eimer & Amend. Аналитическая погрешность $K-Ar$ датировок не превышала 2%. Погрешность изотопного анализа Sr составляла 0.01%, Rb – 0.2%. Все указанные в табл. 2 и 3 погрешности рассчитаны по методу Йорка. Подробности использованных аналитических методик изложены в (Критерии надежности..., 1976; Масс-спектрометрия..., 1983).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

K-Ar возрастные данные. Такие данные к настоящему моменту имеются для кислых вулканитов большинства позднеорогенных прогибов региона. Составленная по ним выборка содержит 120 дат (рис. 2). В выборку включены лишь те данные, которые получены в лабораториях, использовавших для определения содержания $^{40}Ar_{рад}$ метод изотопного разбавления, а для измерения содержания K – метод фотометрирования пламени. Шестьдесят две даты заимствованы из литературных источников (Арапов и др., 1978; Глейзер и др., 1976; Каталог определенный..., 1972; Лаверов и др., 1964), остальные получены нами и публикуются впервые (табл. 2). Кроме того, в статье использованы (рис. 3) результаты $K-Ar$ датирования пород и минералов ряда других геологических формаций региона (всего 69 дат, 32 из которых получены нами и также приведены в табл. 2). Датирование проводилось как по валовым пробам вулканитов, так и по мономинеральным пробам санидинов, ортоклазов и биотитов, образующих порфиры и вкрапленники, а также по веществу базиса этих пород.

На гистограммах рис. 2 показано распределение величин $K-Ar$ датировок, которые получены для кислых вулканитов региона, отнесенных в

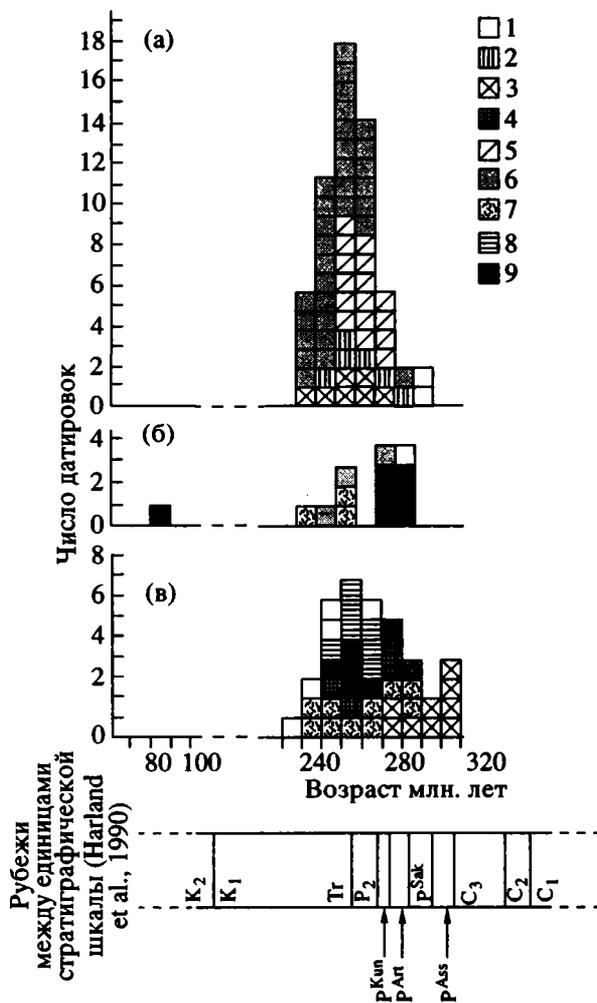


Рис. 2. Распределение величин К-Аг датировок, полученных для кислых вулканитов (а – кызылнууринской, б – равашской и в – оясайской свит): 1–5 – даты, относящиеся соответственно к вулканитам Оясайской, Кызылнууринской, Карабашской, Чилтенской и Бабайтаудорской кальдер, 6–8 – даты, относящиеся к вулканитам Ташкескенской, Адрасманской и Лашкерекской мульд, 9 – даты, полученные для вулканитов Кумлай-Коксарекского прогиба.

соответствии с традиционной стратиграфической схемой к оясайской, равашской и кызылнууринской свитам. На рис. 3 эти датировки сопоставлены с результатами определения К-Аг возраста пород других геологических формаций региона, возрастные соотношения которых с кислыми вулканитами известны из полевых наблюдений. При построении гистограмм принадлежность датированных вулканических тел к той или иной свите обычно трактовалась нами в соответствии со взглядами В.А. Арапова (Арапов, 1983). Лишь в отношении кислых вулканитов Кумлай-Коксарекского прогиба принята точка зрения Х.Т. Туляганова с соавторами (Туляганов и др., 1984), а для таких же вулканитов Ташкескенской и Адра-

сманской мульд – авторов “Петрография Таджикистана” (Петрография Таджикистана, 1986).

Рассмотрение гистограмм рис. 2 позволяет заметить следующие особенности распределения возрастных значений.

У всех трех свит значения К-Аг возраста варьирует в очень широких и почти одинаковых пределах: у оясайской и равашской от 240 до 320 млн. лет, у кызылнууринской – от 240 до 300 млн. лет.

Распределение возрастных значений для кызылнууринской свиты (всего 64 даты) близко к нормальному, причем наиболее часто встречаются датировки от 260 до 270 млн. лет. Указанный характер распределения прослеживается во всех позднепалеозойских прогибах региона. Отметим, что наиболее древние возрастные значения для этой свиты получены по порфировым вкрапленникам санидина и по неметаморфизованному (с высоким содержанием калия) биотиту (рис. 3).

Даты, относящиеся к равашской свите (всего 14 дат), образуют на шкале времени две разобщенные группы: 280–310 и 250–270 млн. лет, причем первая из них получена по порфировым вкрапленникам неметаморфизованного биотита, а вторая – по валовым пробам вулканитов (рис. 3).

На гистограмме возрастных значений, полученных для оясайской свиты (всего 42 даты), намечаются два максимума: 250–280 и 310–320 млн. лет. Эта бимодальность не может быть связана с различием минерального состава датированных проб, так как все даты данной совокупности получены по валовым пробам вулканитов, практически одного и того же состава. К тому же величины К-Аг дат в этой совокупности довольно хорошо коррелируются с местом отбора проб: более древние возрастные значения получены только для вулканитов Карабашской и Чилтенской кальдер и отсутствуют среди датировок, относящихся к вулканитам из других прогибов региона.

Rb-Sr возрастные данные. Для установления возраста позднеорогенных кислых вулканитов региона Rb-Sr метод датирования применен впервые. Всего нами получено пять Rb-Sr изохронных дат (табл. 3, рис. 4). Две из них характеризуют возраст вулканических тел, которые считаются типичными представителями кызылнууринской свиты (Бабайтаудорский субвулканический массив и Самгарский экстрозив), еще одна – относится к послекызылнууринским вулканическим образованиям (гранит-порфиры музбельского типа из Майликотанской дайки) и по одной датировке получено для вулканитов лашкерекской и ташкескенской толщ, представляющих соответственно оясайскую и равашскую (по мнению некоторых исследователей – кызылнууринскую) свиты. При изохронных построениях использовались результаты исследования как валовых проб вулканитов,

Таблица 2. Новые данные о К-Аг возрасте кислых вулканитов и некоторых других пространственно сопряженных с ними пород Чаткало-Кураминской зоны

№ п/п	№ проб	Датированный материал	Содержания		Возраст, млн. лет ±2σ
			К, % массы	⁴⁰ Аг _{град} , нг/г	
Кызылнуринская кальдера					
Центральный субвулканический массив					
1	30/85	санидин прозрачный	7.86	172.0	291 ± 9
2	30/85	ортоклаз кирпично-красный	7.32	145.9	267 ± 8
3	30/85	базис микрозернистый бурый	4.93	92.0	251 ± 8
4	32/85	ортоклаз кирпично-красный	8.03	159.1	265 ± 8
Чилтенская кальдера					
Чилтенский шток кварцевых сиенит-порфиров					
1	45/90	биотит	6.43	143.7	296 ± 9
Бабайтаудорская кальдера					
Метасоматиты олово-полиметаллического месторождения Наугарзан					
1	58/91	мусковит	7.94	171.0	287 ± 8
2	63/91	серицит	5.95	122.5	275 ± 8
Майликотанская дайка (гранит-порфиры музбельского типа)					
1	41/86	ортоклаз кирпично-красный	10.45	209.4	268 ± 8
2	41/86	базис микрозернистый бурый	4.42	84.8	257 ± 8
3	65/86	ортоклаз кирпично-красный	9.00	179.0	266 ± 8
Бабайтаудорский субвулканический массив					
1	17/86	санидин полупрозрачный	7.64	154.5	270 ± 8
2	17/86	базис микрозернистый розовый	4.66	94.2	270 ± 8
3	115/90	базис микрозернистый черный	4.63	97.3	280 ± 9
Ташкескенская мульда					
Самгарский экструзив					
1	Б-3	ортоклаз бурый	6.04	119.0	264 ± 8
2	Б-4	то же	8.20	174.0	283 ± 9
3	Б-5	»	6.25	122.0	262 ± 8
4	Б-9	»	10.00	205.0	274 ± 8
5	Б-8 + 9	концентрат биотита	5.89	129.0	291 ± 9
6	Б-17	биотит	6.00	131.0	290 ± 9
7	Б-17	ортоклаз бурый	6.25	116.0	250 ± 8
8	Б-19	пегматоидный аляскит	4.55	88.3	260 ± 10
9	Б-19	ортоклаз розовый	9.50	197.0	277 ± 8
10	1-Г*	то же (концентрат)	5.40	109.7	271 ± 8
11	7-Г*	ортоклаз розовый	8.12	158.8	262 ± 8
12	8-Г*	то же (концентрат)	5.60	107.6	258 ± 8
13	104ГТ*	то же	4.68	85.3	245 ± 10
14	4-ОБ*	»	5.70	116.6	269 ± 10
15	10-ОБ*	»	5.65	108.6	258 ± 10
16	М-116*	трахилипарит	6.28	117.3	251 ± 10
17	М-200	то же	4.23	84.4	267 ± 9
18	М-201	»	6.51	123.0	254 ± 10
19	МС-3*	»	6.28	129.0	274 ± 10
20	МС-4*	»	4.92	96.2	262 ± 10

Таблица 2. Продолжение

№ п/п	№ проб	Датированный материал	Содержания		Возраст, млн. лет ±2σ
			К, % массы	⁴⁰ Ar _{рад} , нг/г	
21	4-СТ*	аляскит	5.64	106.2	253 ± 10
22	8-СТ*	ортоклаз розовый (концентрат)	5.85	110.3	253 ± 10
23	74ГТ5*	то же	5.46	99.1	244 ± 10
24	74-1*	ортоклаз бурый	7.73	146.7	255 ± 10
25	36/85	то же	7.24	145.6	269 ± 8
26	38/85	»	8.16	158.0	260 ± 8
27	39/85	»	6.16	131.0	283 ± 9
28	39/85	базис микрозернистый розовый	5.40	106.0	263 ± 9
29	БН	ортоклаз бурый	7.63	160.6	279 ± 10
Ташкескенская толща ("обсидиановый" горизонт)					
1	У-2	санидин прозрачный	7.28	158.0	288 ± 9
2	У-2	стекло вулканическое гидратированное	3.18	64.3	270 ± 8
Адрасманская мульда					
Рудные тела Канмансура (№ 1-11) и Замбарака (№ 12-15)					
1	10410	серицит	7.51	144.6	258 ± 8
2	10411	то же	8.00	171.5	285 ± 9
3	10412	»	7.53	161.0	285 ± 9
4	10413	»	7.72	161.5	279 ± 9
5	10414	адуляр	7.42	137.5	249 ± 8
6	4176	то же	5.85	124.5	283 ± 9
7	4171	серицит	5.91	126.5	285 ± 10
8	4173	то же	7.72	160.0	277 ± 9
9	4174	»	4.47	97.2	289 ± 11
10	4169	»	7.08	153.0	287 ± 10
11	3476	»	7.70	168.0	290 ± 9
12	4170	»	5.87	133.2	301 ± 10
13	4172	»	7.25	161.0	295 ± 10
14	4175	»	6.56	138.5	281 ± 9
15	4177	»	6.08	129.5	284 ± 10
Сарытайпанская толща					
1	У-3	трахилипарит	7.72	140.2	244 ± 8
2	У-9	базис микрозернистый розовый	7.10	141.0	266 ± 8
3	У-9	сферолит калишпата	11.74	233.0	266 ± 8
Тавакская толща					
1	34/85	ортоклаз полупрозрачный	12.45	271.0	289 ± 9
2	34/85	базис микрозернистый розовый	5.77	108.0	251 ± 8
3	В-2	ортоклаз розовый	12.54	226.0	242 ± 8
4	424-Г*	трахилипарит	4.98	110.0	293 ± 12
Сферолитовая толща					
1	К-18	трахилипарит	9.37	192.5	274 ± 8
2	К-15	липарит	7.22	132.0	246 ± 8
Лашкерекская мульда					
Дайка эссекситовых порфиритов					
1	20/86	эссекситовый порфирит	2.16	44.8	277 ± 10

Таблица 2. Окончание

№ п/п	№ проб	Датированный материал	Содержания		Возраст, млн. лет ±2σ
			К, % массы	⁴⁰ Аг _{град} , нг/г	
Лашкерекская игнимбритовая толща					
1	11/86	ортоклаз бурый	12.57	255.0	271 ± 8
2	12/86	то же	10.00	203.0	271 ± 8
3	14/86	»	10.36	201.0	260 ± 8
4	851/83	»	8.24	173.1	280 ± 9
5	11/86	базис микрозернистый бурый	3.02	59.0	262 ± 9
6	12/86	то же	4.00	77.9	261 ± 8
7	14/86	»	4.65	86.0	249 ± 8
Толща трахидацитов надакской свиты					
1	9/85	санидин прозрачный	9.98	211.0	282 ± 9
2	9/85	базис микрозернистый	4.08	76.0	250 ± 8
3	6/85	то же	2.97	55.3	250 ± 9
4	6/85	биотит	7.45	170.5	303 ± 9
5	131/83	то же	6.93	158.5	303 ± 9
6	9/85	биотит хлоритизированный	4.48	99.4	294 ± 9
7	22/85	то же	3.92	85.8	291 ± 10
8	19/85	»	2.62	55.0	280 ± 10
9	21/85	»	2.08	41.2	265 ± 12
Толща андезитов акчинской свиты					
1	572/83	биотит	6.75	156.6	307 ± 9
Кумлай-Коксарекский прогиб					
Кучарская толща					
1	К-1	биотит	6.84	148.5	289 ± 8
2	К-2	то же	6.70	147.2	292 ± 9
3	К-2	стекло вулканическое гидратированное	1.59	9.4	83 ± 6
Толща липаритовых туфов					
1	100/90	базис микрозернистый розовый	5.00	106.0	282 ± 8

Примечание. Данные о К-Аг возрасте геологических образований каждой из вулканотектонической структур региона помещены в таблице в последовательности от более молодых (по полевым наблюдениям) к более древним.

Датирование проб, номера которых помечены звездочками, проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Образцы рудоносных метасоматитов с месторождений Канмансур и Замбарак предоставлены для датирования В.Л. Русиновым (порядковые № 1–5), М.Л. Лурье (№ 6–10, 12–15) и Н.П. Лаверовым (№ 11), рудоносные метасоматиты месторождения Наугарзан и вулканы сферолитовой толщи – В.Л. Русиновым. Остальные образцы – из коллекций В.Н. Волкова и Г.Т. Таджибаева.

так и их структурно-минеральных компонентов: порфировых вкрапленников и сосуществующих с вкрапленниками базисов.

Из пород, слагающих Бабайтаудорский массив, Rb-Sr методом датировались только те, которые, по мнению геологов, наиболее детально изучавших массив (Канцель и др., 1972), образовались на первом этапе его становления, так как принадлежность к кызылнуринской свите пород второго этапа (граносиенит-порфиров бабайтаудорского типа, гранит-порфиров музбельского

типа и др.) признается не всеми исследователями. Определение возраста проведено для липаритов и гранит-порфиров, относящихся к разным фазам первого этапа становления массива. Отметим, что количество этих фаз, по нашим наблюдениям, было большим, чем это представлялось предшествующим исследователям. Всего было изучено двенадцать проб, четыре из которых представляют валовой состав вулканитов, две – состав микрозернистого базиса и шесть – состав порфировых вкрапленников полевых шпатов. В число последних входят прозрачные санидины, такой

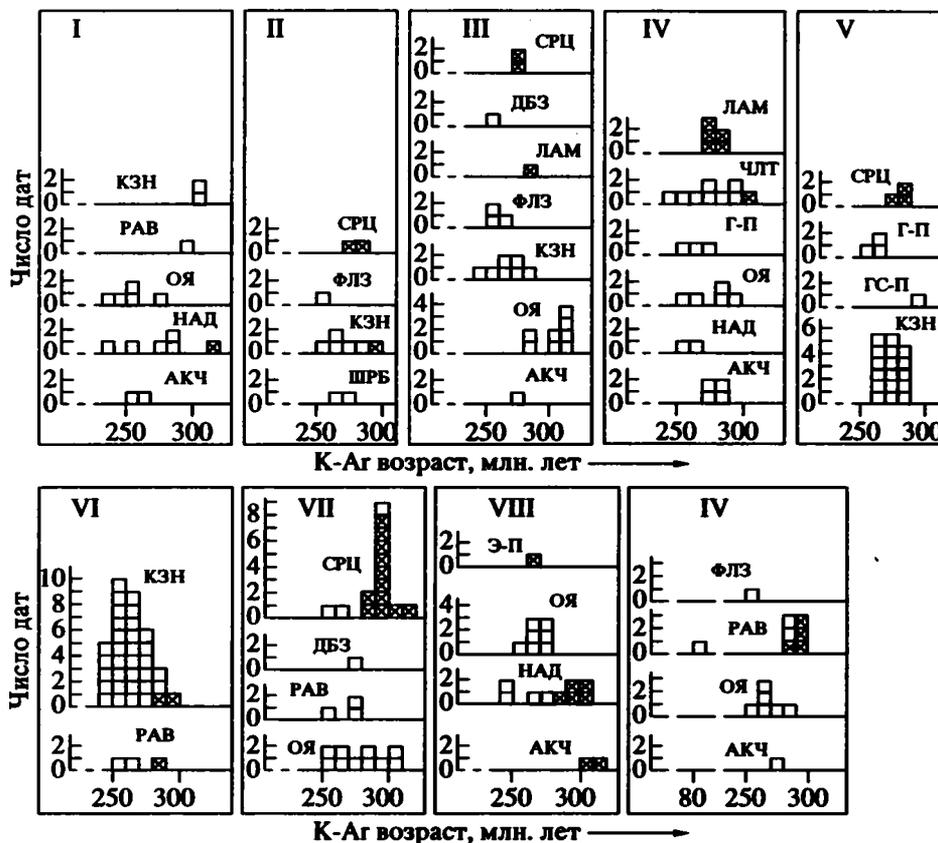


Рис. 3. Соотношение К-Аг датировок, полученных для магматических и гидротермально-метасоматических тел региона, последовательность становления которых установлена геологическими наблюдениями: I-V – соответственно в Оясайской, Кызылнуринской, Карабашской, Чилтенской и Бабайтаудорской кальдерах; VI-VIII – соответственно в Ташкескенской, Адрасманской и Лашкерекской мульдах; IX – в Кумлай-Коксарекском прогибе. Датированные свиты на графиках имеют следующие буквенные обозначения: акчинская – АКЧ, надакская – НАД, оясайская – ОЯ, шурабсайская – ШУР, равашская – РАВ, кызылнуринская – КЗН, граносиенит-порфиры бабайтаудорского типа – ГС-П, гранит-порфиры музбельского типа – Г-П, чилтенский комплекс – ЧИЛ, дайки фельзитов и микрогранофиров – ФЛЗ, дайки лампрофиров – ЛАМ, дайки диабазов – ДБЗ, рудосные серицитолиты – СРЦ, послерудные дайки эссекситовых порфиров – Э-П. Квадраты с косым крестом соответствуют датам, полученным по минералам, К-Аг система которых устойчива при низкотемпературном метаморфизме.

же плагиоклаз, а также пелитизированные и окращенные гидроокислами железа ортоклазы (табл. 3, рис. 4а). Рассчитанный по изохроне возраст пород составляет 284 ± 1 млн. лет, а величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70627 \pm 15$.

Для Самгарского экструзива изохрона построена по результатам изучения четырех валовых проб вулканитов и двух проб, представленных порфировыми вкраплениями свежего биотита, входящего в состав этих пород (табл. 3, рис. 4б). По мнению Г.Т. Таджибаева (Таджибаев, 1979), все слагающие экструзив породы (алюскиты, алюскит-порфиры, трахилипариты, пегматиты) комагматичны и сформировались практически одновременно, различия же между ними имеют фаціальную природу. Возраст экструзива, определенный по изохроне, равен 281 ± 8 млн. лет, величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в его породах – 0.7051 ± 12 .

Изохрона для пород лашкерекской толщи (рис. 4в) построена по данным исследования восемнадцати проб, из которых семь являются валовыми пробами игнимбритов, одна представлена порфировыми вкраплениями розового ортоклаза, остальные – веществом фьямме и минеральных сегрегаций, слагающих в игнимбритах полосы и линзы. Результаты анализа опубликованы ранее (Волков и др., 1990). Изохронный возраст толщи отвечает 284 ± 3 млн. лет, расчетная величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ее породах равна 0.7066 ± 4 .

Датирование ташкескенской толщи проводилось по минеральным компонентам витрофировых трахилипаритов из горизонта так называемых “обсидианов”, который локализован в верхней части разреза этой толщи. Исследованы пробы прозрачного олигоклаз-андезина и такого же санидина, присутствующих в породе в виде порфировых вкрапленников, а также проба силь-

Таблица 3. Результаты изотопного анализа Rb и Sr кислых вулканитов Чаткало-Кураминской зоны

№ п/п	№ проб	Исследованный материал	Содержания, ppm		Атомные отношения	
			⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr ± 2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2σ
Породы и минералы Бабайтаудорского массива						
1	55/90	плагиоклаз прозрачный	5	30	0.166 ± 2	0.70696 ± 8
2	55/90	санидин прозрачный	92	8.6	10.61 ± 4	0.74908 ± 5
3	55/90	гранит-порфир	67	5.8	11.19 ± 6	0.75154 ± 16
4	17/86	санидин полупрозрачный	78	3.3	23.08 ± 12	0.79855 ± 4
5	18/86	то же	81	2.0	40.9 ± 4	0.87082 ± 16
6	17/86	ортоклаз бурый	140	2.7	50.2 ± 2	0.90972 ± 10
7	18/86	то же	130	1.9	67.2 ± 8	0.9801 ± 3
8	17/86	липарит	105	1.4	76.9 ± 3	1.0178 ± 2
9	17/86	базис микрозернистый	400	13	90.3 ± 10	1.0759 ± 2
10	18/86	липарит	135	1.1	122.4 ± 14	1.2054 ± 2
11	18/86	базис микрозернистый	140	1.0	140.2 ± 16	1.2750 ± 2
12	37/90	липарит	130	0.9	144.8 ± 8	1.2885 ± 2
$T = 284 \pm 1$ (2σ) млн. лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70627 \pm 15$ (2σ); СКВО = 3.5						
Породы и минералы Самгарского экструзива						
1	ГЮ-20	пегматит	50	8.8	5.75 ± 18	0.7281 ± 7
2	ГЮ-19	аляскит	70	10.0	6.86 ± 21	0.7330 ± 7
3	ГЮ-18	аляскит-порфир	64	5.7	11.28 ± 30	0.7492 ± 7
4	ГЮ-17	трахилипарит	110	9.7	11.58 ± 30	0.7506 ± 7
5	ГЮ-19	биотит	140	5.5	24.98 ± 75	0.8056 ± 7
6	ГЮ-17	биотит	140	5.6	26.19 ± 80	0.8105 ± 7
$T = 281 \pm 8$ (2σ) млн. лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7051 \pm 12$ (2σ); СКВО = 1						
Минеральные компоненты витрофиров ташкескенской толщи						
1	У-2	плагиоклаз прозрачный	4.0	3.5	1.124 ± 6	0.71142 ± 4
2	У-2	полевые шпаты прозрачные	15	2.9	5.44 ± 2	0.72844 ± 11
3	У-2	санидин прозрачный А	30	1.9	15.68 ± 8	0.76775 ± 5
4	У-2	санидин прозрачный Б	31	1.9	16.51 ± 9	0.77264 ± 10
5	У-2	стекло гидратированное	74	0.5	142 ± 2	1.2663 ± 2
$T = 275 \pm 4$ (2σ) млн. лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7070 \pm 2$ (2σ); СКВО = 15.3						
Породы и минералы Майликотанской дайки						
1	65/86	ортоклаз бурый	93	5.9	15.49 ± 6	0.76999 ± 10
2	41/86	ортоклаз бурый	94	4.9	19.00 ± 12	0.7824 ± 10
3	65/86	базис микрозернистый	64	3.3	19.02 ± 10	0.78337 ± 8
4	41/86	гранит-порфир	63	2.8	23.40 ± 10	0.79960 ± 6
5	41/86	базис микрозернистый	220	2.3	27.95 ± 10	0.81733 ± 6
$T = 268 \pm 5$ (2σ) млн. лет; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7111 \pm 15$ (2σ); СКВО = 4.5						

Примечание. Исследование пород и минералов Самгарского экструзива выполнено в лаборатории изотопной геохронологии Института геологии АН Таджикистана; остальные образцы исследованы в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

но гидратированного вулканического стекла, составляющего базис породы, – всего пять проб (табл. 3, рис. 4г). Изохронный возраст этих пород равен 275 ± 4 млн. лет, а расчетная величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7070 \pm 2$.

Rb-Sr изохронный возраст гранит-порфиров музбельского типа, слагающих большую часть Майликотанской дайки и являющихся, по нашим наблюдениям, наиболее поздними из числа присутствующих в ней пород (включая

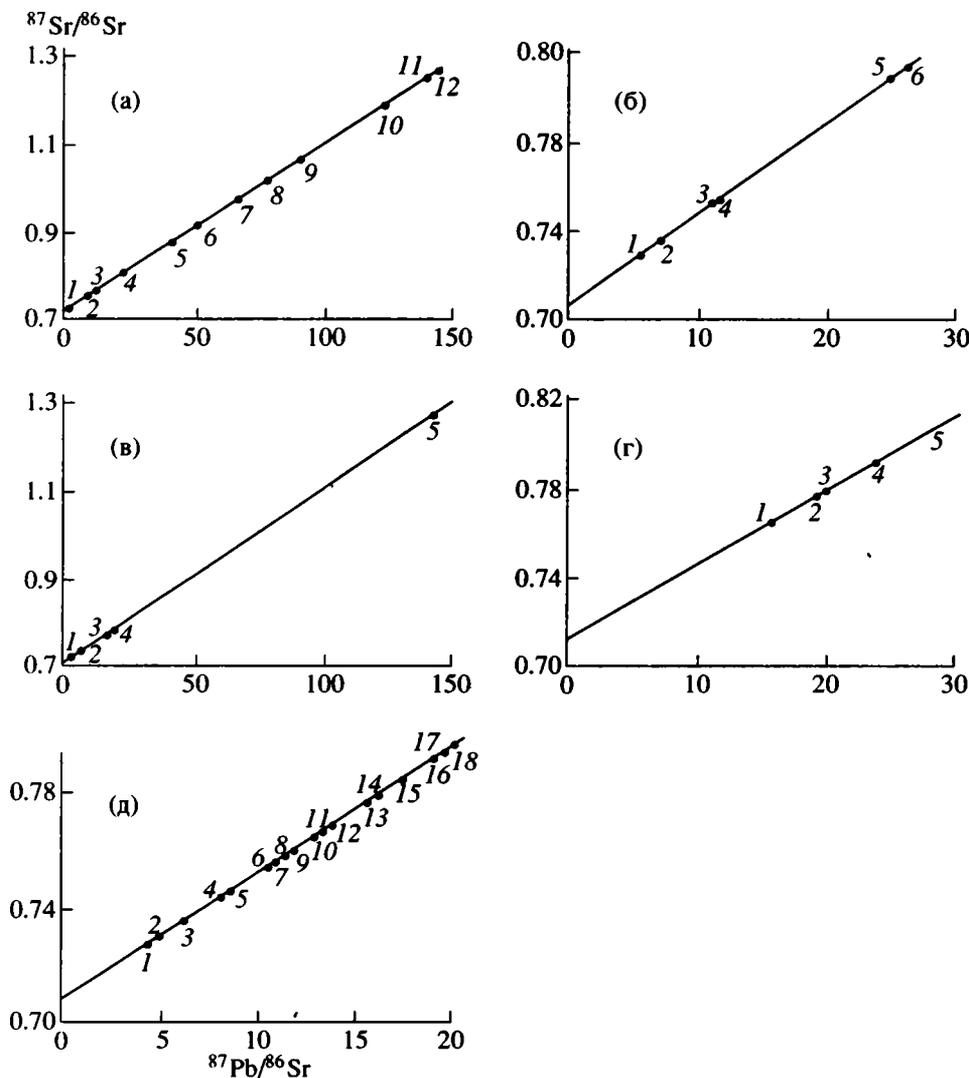


Рис. 4. Изохронные Rb-Sr диаграммы для вулканических тел Чаткало-Кураминской зоны, сложенных кислыми породами: а – Бабайтаудурского субвулканического массива, б – Самгарского экструзива, в – ташкескенской толщи, г – Майликотанской дайки, д – лашкерекской толщи. Номера проб на графиках а, б, в и г соответствуют порядковым номерам в табл. 3 настоящей статьи, а на графике д – порядковым номерам в табл. 1 из статьи В.Н. Волкова и др. (Волков и др., 1990).

аналоги липаритов, образующих Бабайтаудурской массив), оказался равным 268 ± 5 млн. лет. Изохрона построена по результатам изучения одной валовой пробы гранит-порфиров, двух проб пелитизированного и окрашенного и кирпично-красный цвет ортоклаза, слагающего крупные порфировые вкрапленники, и двух проб микрозернистого базиса (табл. 3, рис. 4д). Начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исследованных породах и минералах равно 0.7111 ± 15 .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Достоверность К-Аг возрастных данных. Использованные в настоящей работе К-Аг возраст-

ные данные получены в лабораториях, применяющих прецизионные методы определения концентраций калия и аргона и использующих соответствующую аппаратуру и контрольные процедуры. Поэтому аналитическая достоверность этих данных в общем случае вряд ли может быть поставлена под сомнение. О том, что отвечающие раннепермской эпохе величины К-Аг дат для рассматриваемых вулканических пород не обусловлены аналитическими ошибками, свидетельствуют также результаты независимого К-Аг датирования одной из валовых проб липаритов Бабайтаудурского массива в двадцати четырех изотопных лабораториях СССР: среднее из полученных для нее значений К-Аг возраста равно 265 ± 9.6 млн. лет (Афа-

насев, Зыков, 1970), что также соответствует ранней перми (Harland et al., 1990).

Однако хорошо известно, что отклонение получаемых К-Аг дат от истинного возраста горных пород может быть вызвано не только аналитическими ошибками, но и нарушением замкнутости К-Аг системы пород на более позднем этапе их существования, а также захватом или унаследованном ими постороннего Аг в процессе образования (Фор, 1989). Практика геохронологических исследований подтверждает, что случаи таких отклонений не являются редкостью.

Для оценки достоверности полученных нами и имевшихся ранее К-Аг датировок мы использовали целый ряд известных в геохронологической практике приемов.

1. Между собой сопоставлялись К-Аг даты, относящиеся к одному и тому же образцу вулканической породы, но полученные по разным составляющим ее структурно-минеральным компонентам: по стекловатому (или микрозернистому) базису и по порфириновым вкрапленникам. Оказалось, что почти во всех случаях такое датирование дает несогласующиеся между собой результаты (рис. 5). Очевидно, что, по крайней мере, одна из дат в каждой такой паре не отвечает истинному возрасту вулканизма.

2. Между собой сопоставлялись К-Аг даты, полученные для вулкаников, возрастные соотношения между которыми однозначно определены геологическими наблюдениями (рис. 3). Из рисунка видно, что данные К-Аг датирования практически никогда не воспроизводят последовательность образования в регионе вулканических тел, выявленную геологическими методами. Следовательно, значительная часть накопленных датировок не отражает время становления этих тел.

3. Анализировалась возможность существования корреляции между величиной К-Аг датировок, полученных для какого-либо вулканического тела, и степенью метаморфизма соответствующих пород (минералов). Этот анализ показал, что при датировании того или иного образца вулканической породы (или ряда образцов заведомо разновозрастных пород) наименьшие возрастные значения получаются в тех случаях, когда для определения возраста использовались минеральные фракции с отчетливо выраженными признаками низкотемпературного гидротермального метаморфизма, а наибольшие, – когда исследовались компоненты, в минимальной мере затронутые этим процессом.

Здесь следует пояснить, что все известные в регионе вулканики имеют признаки указанного метаморфизма. Этот метаморфизм носил региональный характер и вызвал частичное или полное замещение магнетита гидроокислами железа, преобразование водяно-прозрачного санидина в

пелитизированный и пертитизированный, окрашенный в розовый, кирпично-красный или бурый цвет ортоклаза, альбитизацию и сосюритизацию плагиоклаза, хлоритизацию биотита и амфибола, замещение участков микрозернистого базиса агрегатами карбонатов, гидрослюды и хлорита, гидратацию вулканического стекла. Для метаморфизованных вулкаников характерна розовая, красная или бурая окраска. Интенсивность и завершенность указанных преобразований значительно варьирует не только от обнажения к обнажению, но и в пределах одного и того же образца и даже – одного кристалла. Петрографическое изучение пород показало, что их базис метаморфизован всегда существенно сильнее порфириновых вкрапленников, а описанные изменения вкрапленников развивались от краев кристаллов к их ядрам по трещинам спайности и другим дефектам структуры.

Примером зависимости величины получаемых К-Аг датировок от степени метаморфизма исследованного материала являются вариации К-Аг возраста липаритов Кызылнуринской кальдеры, определенного для одного и того же образца по трем его структурно-минеральным компонентам, которые в разной мере изменены гидротермальным процессом. Самое древнее значение возраста (291 ± 9 млн. лет) дали порфириновые вкрапленники прозрачного санидина; меньшее (267 ± 8 млн. лет) – вкрапленники кирпично-красного ортоклаза, образовавшегося в результате метаморфизма санидина, а минимальное (251 ± 8 млн. лет) – микрозернистый базис липарита, в котором калишпат еще сильнее метаморфизован (пелитизирован и окрашен гидроокислами железа) – см. данные для обр. № 30/85 в табл. 3.

Ранее одним из авторов данной статьи отмечалась также тенденция к уменьшению величины К-Аг возраста порфириновых вкрапленников калишпата из пород Самгарского экстррузива с возрастанием степени их структурной упорядоченности (Таджибаев, 1979).

Постоянное превышение значений К-Аг возраста, полученных для рассматриваемых пород по порфириновым вкрапленникам, над датами, полученными по базису из тех же образцов (рис. 5), мы также связываем с различием в степени метаморфизма датированного материала, поскольку, как уже отмечалось, вещество базиса во всех исследованных образцах изменено гидротермами сильнее вкрапленников.

Показательны также вариации величины К-Аг возраста для вулкаников более древней надакской свиты, определявшегося по порфириновым вкрапленникам в разной мере хлоритизированного биотита. По мере нарастания степени его хлоритизации величина возраста однонаправленно

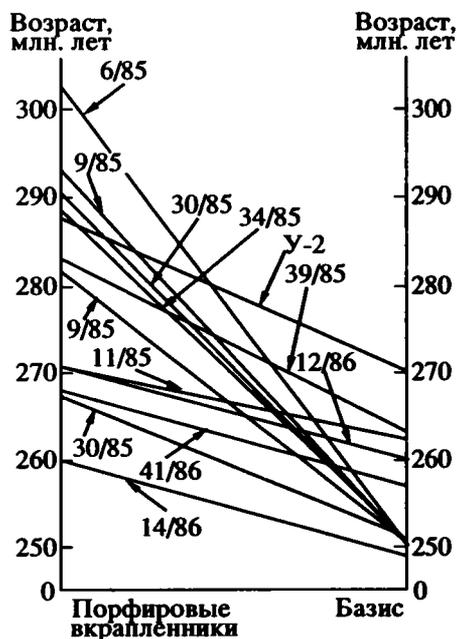


Рис. 5. Соотношение К-Аг дат, полученных для поздненалеозойских вулканитов Чаткало-Кураминской зоны по сосуществующим в одних и тех же штуфах порфировым вкрапленникам и базисам. Аналитические данные для вынесенных на графике образцов см. в табл. 2 в строке с соответствующим авторским номером.



Рис. 6. Зависимость величины К-Аг дат, полученных по биотиту, от степени его хлоритизации. Аналитические данные см. в табл. 2. Размер вертикальных линий около точек соответствует величине аналитической погрешности (2σ).

снижается с 303 ± 9 млн. лет до 265 ± 12 млн. лет (рис. 6).

Очевидная зависимость величины получаемого К-Аг возраста от степени проработанности датированного материала низкотемпературными гидротермами позволяет считать, что их воздействие либо непосредственно приводило к преиму-

щественной потере $Ag_{рад}$ структурно-минеральными компонентами вулканитов, либо создавало необходимые предпосылки для такой потери, которая происходила позднее.

4. Некоторые минеральные фракция липаритов кызылнуринской и оясайской свит датировались методом $^{40}Ag-^{39}Ag$ с выделением Аг по температурным ступеням. Детально результаты этого датирования предполагается изложить в отдельной статье, а в кратком виде опубликованы ранее (Волков и др., 1987). Их существо состоит в том, что величина Аг-Аг возраста порфировых вкрапленников прозрачного санидина, выделенных из липарита обр. 30/86, остается постоянной (292 млн. лет) на всех температурных ступенях, а у вкрапленников пелитизированного, окрашенного в бурый цвет ортоклаза из того же и ряда других образцов она последовательно возрастает с 258–269 до 282–288 млн. лет по мере повышения температуры выделения Аг.

Таким образом, спектр Аг-Аг возрастов у санидина имеет вид “плато”, характерный для образцов, не содержащих избыточного Аг и имеющих ненарушенную К-Аг систему, а у ортоклаза — вид “лестницы, ведущей вверх”, который присущ образцам, потерявшим часть Аг (Фор, 1989). Спектры типа “лестница вверх” получены также и для всех датированных этим методом микрозернистых базисов из вулканитов кызылнуринской и оясайской свит. Результаты этих исследований подтверждают сделанный выше вывод о том, что минеральные компоненты рассматриваемых вулканитов, подвергшиеся низкотемпературному гидротермальному метаморфизму, потеряли часть радиогенного Аг, и свидетельствуют о его практически полной сохранности в минералах, не имеющих признаков такого метаморфизма.

5. К-Аг возрастные данные, полученные для некоторых вулканических тел региона, сложенных кислыми породами, сопоставлялись с результатами Rb-Sr изохронного датирования тех же вулканических тел (рис. 7). При этом выяснилось, что К-Аг датирование этих вулканитов, выполненное по минеральным компонентам и по валовым пробам, имеющим признаки низкотемпературного метаморфизма, почти всегда дает более молодые значения, чем Rb-Sr изохрона. В то же время К-Аг возраст порфировых вкрапленников прозрачного санидина и нехлоритизированного биотита либо согласуются (в пределах аналитической ошибки) с Rb-Sr датировкой, либо даже превосходит ее по величине. Эти соотношения также свидетельствуют в пользу представлений о полной сохранности $Ag_{рад}$ в минералах, не подвергшихся гидротермальному изменению и о частичной его потере минералами с признаками такого изменения.

6. Особое внимание обращено на возможность "удревнения" имеющих К-Аг датировок, вызванного захватом или унаследованием постороннего Аг. Эта возможность рассматривается нами только в отношении дат, которые получены по минеральным компонентам, не имеющим признаков гидротермального преобразования (порфиновые вкрапленники санидина или свежего биотита), так как из сказанного выше ясно, что гидротермальный метаморфизм в данном случае приводил не к захвату, а к потере Аг и так как наиболее древние даты для вулканитов были получены именно по таким компонентам.

К-Аг даты, полученные по таким вкрапленникам, действительно могут отклоняться от истинного возраста вулканизма в сторону более древних значений, если вкрапленники имеют ксеногенную природу, или же захватывали Аг с более высоким, чем в атмосфере отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ из расплава в ходе своей кристаллизации.

Однако предположению о ксеногенном генезисе исследованных вкрапленников в данном случае противоречат некоторые геолого-петрографические наблюдения (например, увеличение числа и размеров таких вкрапленников в породах центральной части вулканических тел по сравнению с породами эндоконтактовой фации). Но даже если эти вкрапленники действительно являются ксенокристаллами, вероятность сохранения в них ранее накопившегося радиогенного Аг представляется крайне незначительной, так как высокая температура окружающего их расплава должна была привести к интенсивной диффузии Аг за пределы кристаллов.

Возможность сколько-нибудь заметного "удревнения" полученных по санидинам и по свежим биотитам К-Аг дат в результате захвата растворенного в магме избыточного Аг, по нашему мнению, также следует исключить. Напомним, что по мнению геохронологов, исследовавших проблему избыточного Аг в вулканитах, значимое увеличение К-Аг возраста вкрапленников или стекла за счет такого захвата возможно только для образцов кайнозойского возраста, доля радиогенного Аг в которых невелика (Damon et al., 1967; Dalrymple, Lanphere, 1969). Расчеты показывают, что при датировании таких минералов как санидин и биотит, для "удревнения" К-Аг дат на величину, превышающую аналитическую погрешность (в данном случае – на 8–10 млн. лет), количество содержащегося в них избыточного Аг должно составлять $n \times 10^{-10}$ моль/г. Но это на два–три порядка больше тех его количеств, которые на практике фиксировались в порфириновых вкрапленниках вулканитов и рассматривались как результат захвата Аг из магмы (Damon et al., 1967; Dalrymple, 1968a, 1968b; Dalrymple, Lanphere, 1969; Funkhouser et al., 1968). Кроме того, как упомянуто выше, спектр выделения Аг, полученный

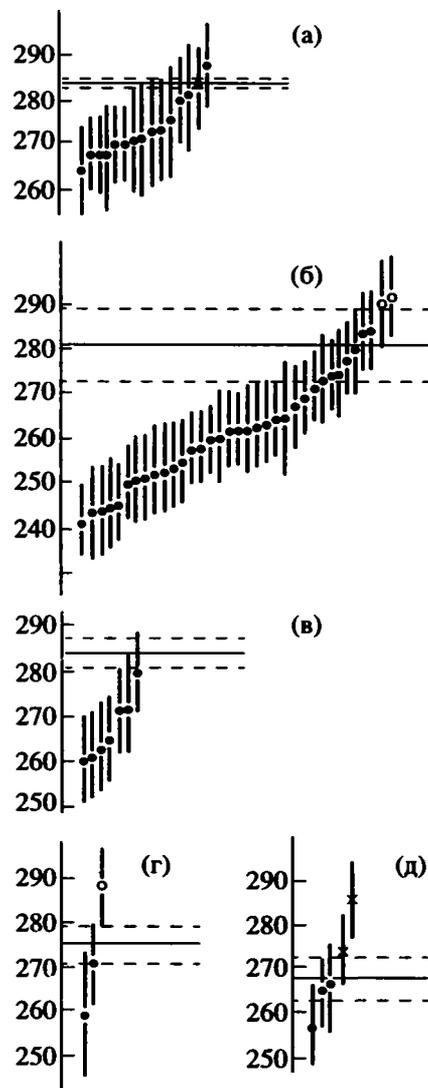


Рис. 7. Сопоставление возрастных данных, полученных по Rb-Sr изохронам, с ранжированными по величине К-Аг датами, относимыми к породам: а – Бабайтаудорского массива, б – Самгарского экструзива, в – лашкерекской толщи, г – ташкескенской толщи, д – Майликотанской дайки. Горизонтальные линии соответствуют Rb-Sr датам, точки – К-Аг датам, полученным для вулканитов по материалу с признаками низкотемпературного гидротермального метаморфизма, кружки – К-Аг датам, полученным по минералам, не имеющим таких признаков, косые кресты – К-Аг датам, полученным по мусковиту и серициту из метасоматитов, которые образовались по гранит-порфирам Майликотанской дайки. Величина аналитической неопределенности (2σ) для К-Аг дат изображена вертикальными линиями, для Rb-Sr – штриховыми.

при датировании порфириновых вкрапленников санидина из липарита обр. № 30/85 методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, имеет вид плато, что свидетельствует о равномерном распределении Аг в структуре этого минерала, которое нехарактерно для систем с избыточным Аг.

Вышесказанное, по нашему мнению, делает нереальным предположение о наличии в рассматриваемой совокупности К-Аг датировок удрежденных возрастных значений.

В целом можно следующим образом оценить достоверность полученных для рассматриваемых вулканитов К-Аг датировок.

1) К-Аг система вкрапленников прозрачного санидина и неизмененного биотита, присутствующих в этих породах, не содержит избыточного Аг в значимых количествах и не теряет замкнутости в ходе низкотемпературного метаморфизма. Поэтому К-Аг датирование этих минералов, как мы полагаем, дает достоверную информацию о возрасте соответствующих этапов вулканизма.

2) К-Аг система порфировых вкрапленников пелитизированного ортоклаза, хлоритизированного биотита, микрозернистых и стекловатых базисов рассматриваемых вулканитов, а также К-Аг система валовых проб этих пород в огромном большинстве случаев является нарушенной, и это нарушение носило характер преимущественной потери Аг. Поэтому практически все полученные по таким пробам К-Аг датировки следует считать "омоложенными"². Несомненно, что это искажение так или иначе связано с низкотемпературным гидротермальным метаморфизмом рассматриваемых вулканитов.

Достоверность Rb-Sr возрастных данных. Известно, что линейная зависимость между величинами отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в той или иной совокупности горных пород и минералов возникает не только в тех случаях, когда Rb-Sr система проб, входящих в эту совокупность, отвечает изохронной модели, но и тогда, когда состав этих проб обусловлен смешением двух компонентов, которые отличались друг от друга по величине отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr (Горохов, 1985а). Рассчитанная по параметрам линии смешения датировка не отвечает возрасту какого-либо геологического события.

Но и в тех случаях, когда полученная на такой диаграмме прямая является настоящей изохронной, определяемый по ней возраст не обязательно отражает момент становления исследуемого геологического тела. В частности, метаморфизм слагающих это тело пород может привести к перезапуску изотопного Rb-Sr геохронометра, — и тогда изохронная дата будет фиксировать возраст метаморфического процесса. Было показано (Горохов, 1985б; Рублев и др., 1991; Hradetzky, Lippolt, 1993), что перезапуск Rb-Sr изотопных минеральных геохронометров реализуется в при-

роде очень часто, причем наиболее эффективно при гидротермальном метаморфизме.

Кроме того, изохроны, полученные по валовым пробам вулканитов, могут относиться к ряду так называемых мантийных изохрон (Горохов, 1985б). Рассчитанные по ним даты, как известно, фиксируют момент изотопной однородности вещества в очаге последовавшего затем плавления и, значит, не отражают возраста вулканизма.

Интерпретация представленных на рис. 4 линейных зависимостей может быть признана оптимальной, если она отвечает особенностям исследованных проб и не противоречит последовательности образования датированных тел, установленной полевыми наблюдениями.

При интерпретации представленных на рис. 4 линейных зависимостей весьма существенным является, в частности, то упоминавшееся выше обстоятельство, что этими прямыми аппроксимируются точки, отвечающие составам не только валовых проб вулканитов, но и их структурно-минеральных компонентов, кристаллизовавшихся из расплава (порфировых вкрапленников и др.). Это обстоятельство исключает возможность истолкования рассматриваемых прямых линий как "мантийных" изохрон, поскольку составы магматических минералов располагаться на таких изохронах не могут. Действительно, Rb-Sr система таких минералов начинает формироваться только с момента кристаллизации расплава, и, следовательно, не может содержать информации о соотношении величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в веществе субстрата в момент его изотопной однородности.

Предположение о том, что полученные на изохронных графиках прямые являются линиями смешения, также приходится отвергнуть.

Очевидно, что в приложении к вулканическим породам модель смешения может быть реализована двумя способами: в результате контаминации исходной магмы посторонним материалом и путем химического преобразования уже сформировавшихся вулканитов при воздействии на них гидротермальных растворов. Петрографические наблюдения подтверждают участие контаминации и гидротермального преобразования рассматриваемых вулканитов в формировании их геохимических особенностей.

Однако модель контаминации расплава в данном случае не может быть использована для интерпретации представленных на рис. 4 прямых, так как смешение расплава и контаминирующего вещества контролирует параметры Rb-Sr системы только валовых проб вулканитов. У минералов же, входящих в состав этих пород и имеющих магматический генезис, содержание Rb и Sr зависит, как и у всех примесных элементов, в большей мере от величины коэффициентов их распределения между расплавом и выделяющимися из не-

² Ранее к сходному выводу пришли Г.Т. Таджикибаев (Таджибаев, 1979) и Н.П. Лаверов с соавторами (Лаверов и др., 1985), однако фактический материал, на который опирались указанные геологи, допускал, на наш взгляд, и иную интерпретацию.

го кристаллами. Поэтому очевидно, что составы магматических минералов на изохронных графиках лишь случайно могут попасть на линию смещения, на которой расположились составы валовых проб. На полученных же нами прямых сонахождение составов валовых проб вулканитов и составов минеральных фаз наблюдается систематически и поэтому не может трактоваться как случайность.

Что касается смещения вещества вулканических пород с веществом гидротермальных растворов, происходившего при метаморфизме вулканитов, то очевидно, что в рассматриваемом случае имело место смещение не двух, а большего числа компонентов. Действительно, породы разных фаз и фаций того или иного вулканического тела, а также входящие в их состав минералы в момент метаморфизма, несомненно, отличались друг от друга по величине отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (а скорее всего, также и по величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Поэтому гидротермальный метаморфизм не мог привести к возникновению линейной корреляции между величинами $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исследованной нами совокупности проб.

По-видимому, следует признать, что рассматриваемые линейные зависимости являются обычными изохронами, и, значит, рассчитанные по ним датировки отвечают либо возрасту вулканизма, либо возрасту наложенного на вулканиты метаморфизма.

Выбор между этими вариантами интерпретации представленных датировок в данном случае должен учитывать и объяснять то обстоятельство, что рассматриваемые изохроны аппроксимируют точки, отвечающие составам проб, вещество которых в существенно разной мере изменено под воздействием гидротермального метаморфизма.

Сонахождение на одной изохроне точек, отвечающих составам пород и минералов, которые резко различаются между собой по степени метаморфизма, возможно, в трех случаях: во-первых, если метаморфизм происходил практически синхронно с вулканизмом, во-вторых, если метаморфизм, происходивший существенно позднее вулканизма, вызвал полную перестройку Rb-Sr системы всех минеральных компонентов вулканической породы, в том числе и тех из них, в которых нет видимых следов метаморфизма и, в-третьих, если такой оторванный во времени от вулканизма метаморфизм не приводил к нарушению замкнутости Rb-Sr системы даже тех минералов, которые несут явные признаки гидротермального преобразования. Реализация любого из первых двух случаев ведет к тому, что изохронная датировка будет фиксировать возраст метаморфизма вулканитов; если же имел место третий случай, она должна отражать возраст вулканизма.

Нет никаких сомнений в том, что при метаморфизме датированных нами вулканитов их Rb-Sr система не оставалась замкнутой. Об этом свидетельствует существенное нарастание содержания Rb при преобразовании санидина в пелитизированный бурый ортоклаз, происходившее в ходе метаморфизма вулканитов – см. данные для санидинов и ортоклазов обр. № 17/86 и 18/86 в табл. 3.

Следовательно, рассматриваемые изохронные зависимости могли возникнуть только при реализации либо первого, либо второго из указанных условий, а значит, полученные изохронные даты отражают возраст метаморфизма вулканитов: в первом случае – синхронного с вулканизмом, а во втором – оторванного от него во времени.

С этим выводом хорошо согласуется характер соотношений между рассматриваемыми Rb-Sr датами и K-Ag датами, полученными для тех же вулканических тел по минералам, не имеющим признаков низкотемпературного метаморфизма: по порфиловым вкрапленникам санидина и свежего биотита, а также по мусковиту и серициту, образовавшимся при высокотемпературном метасоматозе вулканитов (рис. 7б, 7г, 7д). Во всех случаях, когда такие сопоставления возможны, величина K-Ag дат оказывается больше, чем у Rb-Sr датировок, причем в некоторых случаях различия выходят за пределы аналитической погрешности определения возраста.

Аналогичные соотношения между K-Ag и изохронными Rb-Sr датами, полученными соответственно по порфиловым вкрапленникам и по валовым пробам вулканитов из Сибири, отмечались А.Г. Рублевым с соавторами, причем независимыми методами установлено, что K-Ag даты отвечают возрасту вулканизма, а Rb-Sr даты – возрасту низкотемпературного гидротермального метаморфизма, признаки которого видны в породах (Рублев и др., 1991).

Идентичность выполненных исследований и полученных результатов позволяет предполагать, что и в нашем регионе Rb-Sr изохронные датировки отражают возраст низкотемпературного метаморфизма.

Таким образом, анализ изотопных данных, характеризующих возраст кислых вулканитов Чаткало-Кураминской зоны, показывает, что ни в совокупности накопленных K-Ag дат, ни среди полученных нами Rb-Sr датировок нет ни одной, которую можно было бы считать удревненной по отношению к возрасту соответствующего вулканического события. Напротив, в большинстве случаев полученные K-Ag даты должны считаться омоложенными по отношению к нему. Из анализа также следует, что результаты Rb-Sr изохронного датирования рассматриваемых вулканитов фиксируют возраст метаморфизма этих пород, проявление которого могло совпадать или

не совпадать во времени с вулканизмом. Поэтому полученные Rb-Sr изохронные даты лишь в каких-то частных случаях соответствуют возрасту вулканизма. Наиболее же достоверная информация о времени его проявления представлена K-Ag датами, полученными по порфиловым вкрапленникам прозрачного санидина и неизмененного биотита.

ВЫВОДЫ

Опираясь на изотопные возрастные данные и руководствуясь приведенной оценкой их достоверности, мы пришли к следующим выводам о возрасте ультракислых вулканитов региона.

1. Для вулканических тел, традиционно рассматривавшихся в составе оясайской свиты, по имеющимся изотопным данным можно установить лишь тот возрастной рубеж, позднее которого эти тела формироваться не могли. Для большинства из них он отвечает ассельскому веку ранней перми. Поскольку вся палеофлора, остатки которой обнаружены в толщах, отнесенных к оясайской свите, свидетельствует об отложении последних в раннепермское время, а одна из этих толщ датирована ассельским веком по фузулинидам, – можно говорить о совпадении результатов изотопного и палеонтологического определения возраста свиты и считать, что становление большинства отнесенных к ней вулканических тел произошло в асселе.

Однако следует отметить, что при K-Ag датировании ультракислых вулканитов Чилтенской и Карабашской кальдер, которые также рассматриваются в составе данной свиты, было получено несколько возрастных значений, отвечающих среднему карбону (рис. 3). Это позволяет предполагать принадлежность некоторых вулканических тел, локализованных в указанных кальдерах и сложенных ультракислыми вулканитами, к более древним, чем ассельские, образованиям (см. ниже).

2. Становление равашской свиты, судя по результатам K-Ag датирования, полученным по наиболее надежным минералам-геохронометрам (288 ± 9 млн. лет – по санидину из “обсидианов” ташкескенской толщи и 289 ± 8 , 292 ± 9 , 295 ± 9 , 297 ± 12 млн. лет – по свежим биотитам из трахидацитов кучарской толщи), произошло в ассельском веке, т.е. синхронно с оясайской свитой.

Однако вопрос о возрасте равашской свиты в настоящее время все же нельзя считать окончательно решенным, поскольку принадлежность к ней датированных изотопными методами ташкескенской, кучарской и сарытайпанской толщ не является общепризнанной.

3. Все крупнейшие вулканические тела, отнесенные предшествующими исследователями к кызылнуринской свите, сформировались

285–290 млн. лет назад, т.е. в ассельском веке ранней перми. Об этом свидетельствуют:

а) K-Ag даты 291 ± 9 , 290 ± 9 и 291 ± 8 млн. лет, полученные соответственно по вкрапленникам санидина из пород центрального субвулканического массива Кызылнуринской кальдеры, по двум свежим биотитам из пород Самгарского экстррузива и по мусковиту из грейзена, замещающего гранит-порфиры Майликотанской дайки (табл. 2);

б) Rb-Sr изохронные даты 284 ± 1.5 и 281 ± 8 млн. лет, относящиеся к Бабайтаудорскому массиву и Самгарскому экстррузиву (табл. 3).

4. Изотопный возраст изученных нами стратотипных образований кызылнуринской свиты точно соответствует возрасту толщ оясайской свиты, который определен по палеонтологическим (Арапов и др., 1978) и приведенным здесь изотопным данным. Это обстоятельство, а также сходство состава кызылнуринских и оясайских вулканитов и нередкое сонахождение их в одних и тех же структурах заставляет нас согласиться с мнением Т.Н. Далимова и Я.М. Рафикова о том, что отнесенные к указанным свитам геологические тела во многих – или даже в большинстве случаев – представляют в действительности одну и ту же свиту.

5. Однако в отличие от Т.Н. Далимова и Я.М. Рафикова мы полагаем, что возможность присутствия в регионе двух разновозрастных свит кислых вулканитов в настоящее время исключать нельзя, поскольку в ее пользу говорят некоторые геохронологические данные. В частности, кислые вулканиты Карабашской депрессии, относившиеся к оясайской свите, при датировании даже по валовым пробам дали необычно древние (среднекарбонные) значения K-Ag возраста: 312, 311 и 307 млн. лет (Каталог определений..., 1972). Очевидно, что породы с такими возрастными метками не могут быть отнесены к ассельским образованиям. К более древней свите, видимо, следует относить и толщу фельзолипаритов, вмещающую Чилтенский шток (Чилтенская кальдера), так как для пород этого штока по биотиту нами получена K-Ag дата 296 ± 9 млн. лет (табл. 3).

6. Присутствие в регионе кислых вулканитов более молодого, – чем ассельский, – возраста изотопными данными не подтверждается. Гипотеза о наличии здесь таких образований, разумеется, сохраняет право на существование до тех пор, пока абсолютно для всех вулканических тел региона, сложенных кислыми породами, не будет доказано обратное. Однако уже сейчас совокупность изотопно-геохронологических и геологических данных позволяет вполне определенно утверждать, что если такой более поздний этап кислого вулканизма здесь действительно имел место, то по масштабу проявления этот вулканизм был во много раз слабее, чем в ассельском веке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983. 256 с.
- Арапов В.А., Коржаев В.П., Рафиков Я.М.* Ассельский возраст липаритовой формации Чаткало-Кураминских гор // Узб. геол. журн. 1978. № 1. С. 42–47.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Итоги сверки эталонной пробы 1/65 в геохронологических лабораториях СССР. Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970. С. 316–324.
- Бабаходжаев С.М., Далимов Т.Н.* Эпиплатформенно-орогенный магматизм Чаткало-Кураминских гор (формации, стадийность, эволюция) // Геология и геофизика Таджикистана. 1993. № 3. С. 64–78.
- Беликов Б.П., Лаверов Н.П., Иванов И.Б.* О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. Т. 158. № 2. 1964. С. 338–341.
- Бениш Ф.Р., Рафиков Я.М., Стрелец С.В.* О положении ассельской фауны р. Коксарек в осадочно-вулканогенных свитах Кураминской подзоны // Узб. геол. журн. 1982. № 3. С. 19–23.
- Борисов О.М., Быковская Т.А., Масумов А.С.* О возрасте некоторых орогенных серий Кармазара // Узб. геол. журн. 1988. № 3. С. 114–115.
- Васильковский Н.П.* Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: АН УзССР, 1952. 302 с.
- Виниченко Г.П., Кухтиков М.М.* К проблеме стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ верхнего палеозоя Кармазара // Изв. АН Тадж. ССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1985. № 2(96). С. 46–50.
- Волков В.Н., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Аракелянц М.М.* Метод ^{39}Ar / ^{40}Ar при решении проблемы дискордантности К-Аг дат, получаемых по сингенетичным минералам вулканических пород // Методы изотопной геологии. Тезисы докладов Всесоюзной школы-семинара. М., ГЕОХИ, 1987. С. 70–72.
- Волков В.Н., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д.* Новые данные о возрасте кислого вулканизма Среднего Тянь-Шаня. (Результаты Rb-Sr изохронного датирования лашкерекской толщи) // Докл. АН СССР. Т. 314. № 5. 1990. С. 1192–1196.
- Геология СССР. Т. XXIII. Узбекская ССР. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 718 с.*
- Глейзер Л.М., Рафиков Я.М., Аскарков Ф.* О возрасте трахибазальт-трахиандезитовой формации Кураминской подзоны (Средний Тянь-Шань) // Узб. геол. журн. 1976. № 4. С. 86–87.
- Горохов И.М.* Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985а. 152 с.
- Горохов И.М.* Rb-Sr системы в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985б. С. 18–44.
- Далимов Т.Н.* Кислый вулканизм складчатых областей. Ташкент: Фан, 1981. 298 с.
- Далимов Т.Н., Рафиков Я.М.* Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. Ташкент: Фан, 1986. 112 с.
- Добрускина И.А.* Стратиграфическое положение флюидоносных толщ триаса Евразии. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Канцель А.В., Коротаев М.А., Лаверов Н.П.* Геологическое строение и история формирования Бабайтагского субвулканического массива (Средняя Азия) // Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1972. С. 108–122.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Средняя Азия. Л.: ВСЕГЕИ, 1972. 420 с.
- Критерии надежности методов радиологического датирования / Под ред. А.М. Борсука. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Лаверов Н.П., Беликов Б.П., Иванов И.Б.* Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 10. С. 103–113.
- Лаверов Н.П., Вольфсон Ф.И., Сельцов Б.М. и др.* Геохронология континентального вулканизма фанерозоя. (На примере районов Восточного Забайкалья, Средней Азии и ГДР) // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С. 116–125.
- Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. 160 с.
- Масумов А.С., Борисов О.С., Бениш Ф.Р.* Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 176 с.
- Масумов А.С.* Еще раз о возрасте некоторых верхнепалеозойских серий Чаткало-Кураминского региона и других районов Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1987. № 1. С. 76–79.
- Петрография Таджикистана. Т. 1 / Под ред. С.М. Бабаходжаева, Р.Б. Баратова, А.П. Недзвецкого и др. Душанбе: Дониш, 1986. 284 с.
- Применение единых констант распада в геохронологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 148.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Под ред. Р.Б. Баратова, В.И. Буданова, К.И. Будановой и др. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
- Рублев А.Г., Чухонин А.П., Шергина Ю.П.* Особенности поведения изотопных систем фанерозойских магматических пород при низкотемпературных воздействиях // Методы изотопной геологии. Тезисы докладов Всесоюзной школы-семинара. Санкт-Петербург: АН СССР, 1991. С. 137–139.
- Сикстель Т.А.* Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Самаркандский гос. ун-т, 1960. 138 с.
- Таджибаев Г.Т.* Структурно-фазовое состояние калишпатов как фактор миграции радиогенных изотопов инертных элементов // Минералогия Таджикистана. Вып. 7. Душанбе: Дониш, 1979. С. 11–20.
- Ткачев В.Н., Исхандерходжаев Т.А., Савицкая Л.И., Шанин С.В.* Пермский возраст алмалысайской толщи Адрасманской вулканогенной структуры // Узб. геол. журн. 1988. № 3. С. 29–34.
- Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др.* Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984. 283 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А. и др. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1988. 328 с.

Asmerom J., Damon P., Shaphiqullah M., Dickinson W.R., and Zartman R.E. Resetting of Rb-Sr ages of volcanic rocks by low-grade burial metamorphism // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.). 1991. № 87. P. 167–173.

Damon P.E., Laughlin A.W., Percious J.K. Problem of excess argon-40 in volcanic rocks // Radioactive dating and methods of low-level counting. Vienna: Intern. Atomic Agency, 1967. 744 p.

Dalrymple G.B. Potassium-argon ages of recent rhyolites of Mono and Inyon Craters, California // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968a. V. 3. № 4. P. 289–298.

Dalrymple G.B. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ analyses of historic lava flows // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968b. V. 6. P. 47–55.

Dalrymple G.B., Lanphere M.A. Potassium-argon dating. Principles, techniques and application to geochronology. San Francisco: W.H. Freeman and Co, 1969. 258 p.

Funkhouser J.G., Barness I.L., Naughton J.J. The determination of series of ages of Hawaiian volcanocs by potassium-argon method // Pacific Sci. 1968. V. 22. P. 369–372.

Harland W.B., Armstrong R.L. et al. A geologic time scale 1989. Cambridge. Cambridge University Press, 1990. 264 p.

Hradetzky H., Lippolt H.J. Generation and distortion of Rb-Sr isochrons – effect of metamorphism and alteration // Eur. J. Mineral. 1993. № 5. P. 1175–1193.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.7:551.736(0.63)

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ “ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ПЕРМСКОЙ МОРСКОЙ БИОТЫ” И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РЕГИОНА

© 1997 г. Б. И. Чувашов*, М. Ф. Богословская**, Т. А. Грунт**,
Н. К. Есаулова***, Г. П. Канев****, Т. Б. Леонова**, В. А. Чермных****

* Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

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

*** Казанский государственный университет, геологический факультет,
420111 Казань, ул. Ленина, 4/5, Татарстан

**** Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167610 Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Республика Коми

Поступила в редакцию 21.12.95 г.

Подведены итоги работы Международного симпозиума “Проблемы эволюции пермской морской биоты”. Кратко описана хорошо палеонтологически охарактеризованная артинско-уфимская часть разреза по р. Кожим на Приполярном Урале. Рассмотрены перспективы дальнейшего изучения пермских отложений и возможности использования ярусов Стратиграфической схемы Урала в качестве международных стандартов.

Ключевые слова. Артинский ярус, кунгурский ярус, уфимский ярус, аммоноиды, брахиоподы, мшанки, стратотип, парастратотип.

С 15 по 25 августа 1995 года на базе Палеонтологического института РАН прошел Международный симпозиум “Проблемы эволюции пермской морской биоты” с полевой экскурсией на пермские отложения р. Кожим.

В полевой экскурсии (15–20 августа) приняли участие 20 специалистов из ПИН РАН, ГИН РАН (Москва), Института геологии. Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар), Института Геологии и геохимии УрО РАН, Пермского государственного университета, Саратовского государственного университета, ВНИГРИ (Санкт-Петербург), а также Dr Guan Shi, специалист по пермской биостратиграфии и брахиоподам из Университета г. Мельбурна (Австралия).

В академической сессии приняли участие около 50 специалистов из различных учреждений России, а также 3 палеонтолога из Нанкинского Геологического Института (Китай) и один из Университета г. Мельбурна (Австралия).

Было заслушано более 30 докладов, касающихся различных проблем эволюции морских организмов перми, а также их биогеографии и биостратиграфического значения. Тезисы докладов опубликованы в русской и английской версиях. Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим – на русском языке.

Большой интерес участников симпозиума вызвало знакомство с разрезом пермских отложений р. Кожим на Приполярном Урале (рис. 1, 2). В течение недели участники экскурсии имели возможность ознакомиться с этим уникальным

разрезом и собрать палеонтологические остатки как из карбонатных, так и из терригенных отложений разреза, начиная с верхнего карбона до уфимского яруса верхней перми (Кузькокова и др., 1980; Пермская система..., 1991; Permian system..., 1993; Путеводитель..., 1995). Наибольший интерес представляет артинско-кунгурская часть разреза (рис. 2), краткое описание которого приводится далее (снизу вверх).

Косьинская свита подразделяется на две подсвиты: алевролитовую (нижнюю) и песчаниковую (верхнюю).

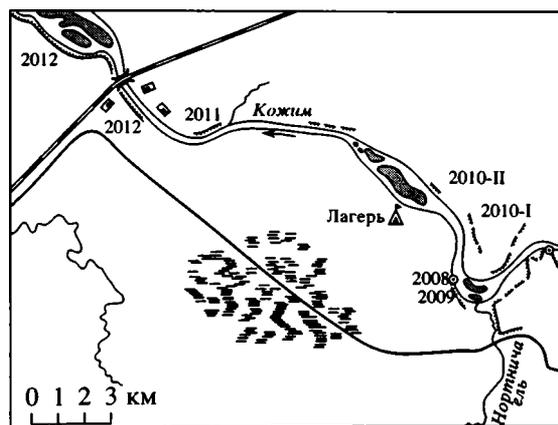


Рис. 1. Схема расположения обнажений перми по р. Кожим.

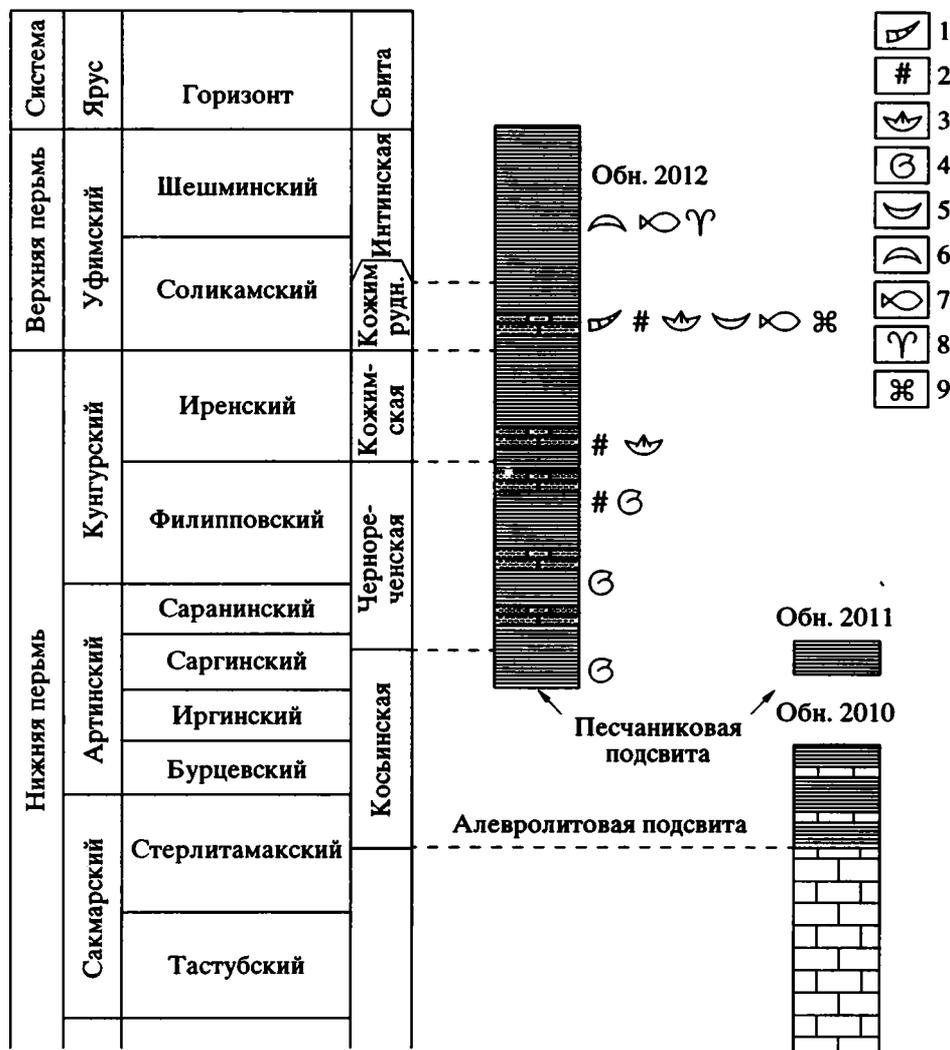


Рис. 2. Разрезы пермских отложений по р. Кожим.

1 – фораминиферы; 2 – мшанки; 3 – брахиоподы; 4 – аммоноидеи; 5 – морские двустворки; 6 – неморские двустворки; 7 – рыбы; 8 – тетраподы; 9 – флора.

Алевролитовая подсвита (сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт–артинский ярус, бурцевский горизонт) мощностью до 400 м представлена алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями и линзами детритовых известняков.

Песчаниковая подсвита (артинский ярус, иргинский и саргинский горизонты) мощностью до 200 м представлена массивными песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов. В средней части подсвиты собраны аммоноидеи: *Paragastrioceras jossae exile* Ruzh., *P. kirghizorum* Voin., *Sakmarites vulgaris* (Karp.), *Artinskia ariensis* (Grun.), *Medlicottia orbignyana* (Vern.), *Waagenina subinterrupta* (Krot.), *Uraloceras suessi* (Karp.).

Чернореченская свита (артинский ярус, саргинский и саранинский горизонты–кунгурский ярус, филипповский горизонт). Мощная толща

темно-серых и зеленовато-серых алевролитов с подчиненными прослоями мергелей и пелитоморфных известняков. Аммоноидеи: *Paragastrioceras* sp., *Uraloceras* cf. *inzolutum* (Voin.), *Uraloceras* sp. собраны на уровне 395 м и выше подошвы чернореченской свиты. Верхняя часть чернореченской свиты (385 м мощностью) сопоставляется с саранинским горизонтом артинского яруса и филипповским горизонтом кунгурского яруса. Аммоноидеи (*Paragastrioceras* sp.) и многочисленные мшанки были собраны в этой пачке. Среди мшанок отмечают: *Ramiporida* sp., (*Goniocladia* cf. *compacta* Schulga-Nest., *Laxifenestella sublatericrescens* (Schulga-Nest.), *L. mariae* (Trizna), *Alternifenestella pseudobifida* (Schulga-Nest.), *Parseptopora uralica* (Nikif.), *Polyporella trigonocella* (Schulga-Nest.). Верхняя часть свиты (около 140 м мощностью), вероятно, соответствует филипповскому горизонту

кунгурского яруса на основании данных по миоспорам (Permian system..., 1993).

Кожимская свита (кунгурский ярус, иренский горизонт) подразделяется на две части. Нижняя (105 м мощностью) сложена песчаниками с подчиненными прослоями и пакетами аргиллитов и алевролитов. В разрезе также имеются редкие пакеты песчаников до 2–6 м мощностью. Наиболее многочисленны в отложениях кожимской свиты брахиоподы родов *Derbyia*, *Neochonetes*, *Krotovia*, *Kochiproductus*, *Sowerbina*, *Anemonaria*, *Thuleproductus*, *Waagenoconcha*, *Kaninospirifer*, *Spiriferella*, *Rhynchopora*, *Stenoscisma*, *Pinegathyris* и др. Представляется, что брахиоподы, широко известные практически во всех бассейнах и в самых разнообразных фациях, могут быть использованы для детальных корреляций со стратотипическим разрезом кунгурского яруса и с более отдаленными разрезами (Канадского Арктического архипелага, Шпицбергена, Южной и Внутренней Монголии, а также Австралии). В этом стратиграфическом интервале, кроме того, обнаружены многочисленные фораминиферы (на десяти стратиграфических уровнях), двустворки (на семи уровнях) и миоспоровые комплексы (на одиннадцати стратиграфических уровнях). Кроме того, широко распространены мшанки, остракоды, гаюидные рыбы и криноидеи. Кунгурский возраст вмещающих отложений сомнений не вызывает.

Кожимрудницкая свита (уфимский ярус, соликамский горизонт) общей мощностью около 550 м представлена чередованием тонкослоистых (2–25 см мощностью) аргиллитов, алевролитов и песчаников. Слои зеленовато-серых, мелко- и среднеслоистых песчаников, горизонтально и косослоистых с углистым детритом на плоскостях наложения имеют мощность до 2–18 м. Они содержат тонкие (0.1–1 м мощностью) углистые прослои.

Многочисленные органические остатки (фораминиферы, мшанки, брахиоподы, двустворчатые моллюски, рыбы, листовая флора и миоспоры) широко распространены в отложениях кожимрудницкой свиты. Большинство специалистов по морским беспозвоночным и миоспорам придерживаются мнения об уфимском возрасте вмещающих отложений, однако некоторые палеонтологи, в особенности изучающие листовую флору, считают, что возраст кожимрудницкой свиты может быть определен как кунгурский.

Интинская свита (уфимский ярус, соликамский и шешминский горизонты) общей мощностью до 580 м представлена переслаиванием относительно тонких прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов (0.5–1.5 м мощностью). Пакеты косослоистых песчаников (до 36 м мощностью) содержат многочисленные растительные остатки (листовая флора, миоспоры). Кроме того, здесь

найжены остатки неморских двустворок, рыб и тетрапод. Присутствуют также угольные прослои. Эти слои интерпретируются как отложения речных потоков.

Участники Симпозиума отметили высокий потенциал разреза р. Кожим для корреляции со стратотипическими разрезами Среднего и Южного Урала.

В результате ознакомления с разрезом р. Кожим и обсуждения высказанных в докладах мнений было отмечено следующее:

стандартная шкала пермской системы, разработанная на основе разрезов Русской платформы и Урала, нуждается в дополнительном обосновании с привлечением различных современных методов стратиграфии. Признается необходимым включение в нее ассельского, сакмарского и артинского ярусов (существует предложение объединить эти ярусы в особый Предуральский отдел). Кунгурский, уфимский, казанский и татарский ярусы в стратотипической местности представлены лагунно-морскими и континентальными отложениями, что затрудняет их идентификацию в морских разрезах. Вследствие этого, для части стратиграфической шкалы, соответствующей кунгурскому, уфимскому, казанскому и татарскому ярусам, предлагаются альтернативные ярусы шкалы, разработанные в Тетисе и на североамериканском континенте. Создание таких шкал было вызвано не только отмеченными выше особенностями перечисленных ярусов, но также крайне недостаточной информацией об их стратотипах.

Однако материалы, полученные в результате исследований последних лет, свидетельствуют, что стратотипы этих ярусов имеют высокие корреляционные возможности. Важно, что эти подразделения выделены и обоснованы в едином крупном регионе, что исключает серьезные ошибки, неизбежные при прямых межрегиональных корреляциях. Кроме того, преимуществом разрезов Русской платформы и Урала является наличие в них представительных палинологических комплексов, а также остатков богатейшей континентальной фауны и флоры. Корреляционный потенциал границ может быть значительно повышен при использовании до сих пор слабо изученных групп ископаемых организмов (конхострак, рыб, харовых водорослей, насекомых и др.), а также небистратиграфических методов корреляции, прежде всего палеомагнитных. Корреляционные возможности некоторых ярусов (особенно кунгурского и уфимского) могут быть повышены за счет дополнительного привлечения парастратотипических разрезов в морских фациях, развитых в пределах стратотипической области пермской системы.

Реальным парастратотипом кунгурского и уфимского ярусов может быть разрез р. Кожим

(западный склон Полярного Урала). Он вполне отвечает основным требованиям, предъявляемым к международным стратонам. Однако требуются дополнительные исследования с целью поисков более убедительных доказательств синхронности границ в стратотипических и парастратотипических разрезах. Для решения этих задач участника-ми Симпозиума предложено следующее:

выбрать и обосновать границы кунгурского яруса в стратотипическом разрезе. В настоящее время могут рассматриваться три варианта нижней границы кунгурского яруса: в основании саранинского горизонта, в основании филипповского горизонта и в основании неволинской пачки иренского горизонта. Верхняя граница яруса может быть проведена в подошве или кровле соликамского горизонта. Возможность разграничения кунгурского и уфимского ярусов по кровле соликамского горизонта находит все большее подтверждение на основе как биостратиграфических, так и историко-геологических событий на этом уровне.

Необходимо в кратчайшие сроки провести доизучение всех групп палеонтологических остатков из парастратотипических разрезов кунгурского и уфимского ярусов, обратив особое внимание на такую группу, как брахиоподы, высокие корреляционные возможности которых для данного интервала были показаны в серии докладов симпозиума. В качестве базовых коллекций для этой работы могут быть использованы сборы З.З. Гизатулина (Казанский государственный университет), Н.В. Калашникова (Институт геологии Коми НЦ РАН), коллекция М.В. Куликова (ВСЕГЕИ). Специалистам по морским двустворкам, аммоноидеям и флоре рекомендуется в ближайшее время проанализировать имеющиеся материалы из стратотипических разрезов чернореченской, кожимской и кожимрудницкой свит, а также из их аналогов и принять согласованное решение о корреляции их границ.

Поскольку по мнению многих исследователей наиболее вероятным аналогом уфимского яруса является роадский ярус, весьма желательно совместное изучение его стратотипического разреза и одновозрастных отложений в США и Канаде

группой российско-американских специалистов. На прошедшем Симпозиуме для организации намеченных исследований и их координации предложено создать рабочую группу из специалистов по разным группам организмов под общим руководством чл.-корр. РАН Б.И. Чувашова. В состав рабочей группы могут войти: М.Ф. Богословская (ПИН РАН, аммоноидеи); Т.А. Грунт (ПИН РАН, брахиоподы), Г.П. Канев (Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН, двустворки), С.К. Пухонто (ГТП "Полярноуралгеология", растительные остатки).

В качестве руководителей региональных рабочих групп рекомендованы: Г.В. Котляр, ВСЕГЕИ (Дальний Восток), Э.Я. Левен, ГИН РАН (Тетис), И.Н. Мананков, ПИН РАН (Монголия), Н. Арчболд, Гуан Р. Ши (Австралия).

На базе Казанского государственного университета целесообразно создать группу по доизучению стратотипов казанского и татарского ярусов и их корреляции (Н.К. Есаулова, Ф.Г. Халымбаджа).

Симпозиум был организован при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 95-05-16913д).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П., Черных В.А. и др. Опорный разрез нижней перми р. Кожим (Серия препринтов "Научн. докл. АН СССР"). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1980. Вып. 58. 53 с.

Международный симпозиум "Проблемы эволюции пермской морской биоты" (с экскурсией на пермские отложения р. Кожим, республика Коми). Тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 1995. 69 с.

Пермская система Земного шара. Путеводитель геологических экскурсий. Полярноуральский маршрут. Часть IV. Свердловск. УрО АН СССР, 1991. 61 с.

Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим. М.: ПИН РАН, 1995. 45 с.

Permian system: Guides to Geological excursion in the Uralian type localities. Part 4. Polar Urals. Occasional publications Earth sciences and Resources. Institute University of south Carolina. Columbia. New Series. 1993. № 10. P. 235-267.

Рецензенты А.С. Алексеев, Э.Я. Левен

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

О Б Ъ Е Д И Н Е Н Н Ы Й '97 КАТАЛОГ '97

российские и зарубежные
газеты, журналы, книги, учебники

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

И
АПР

Агентство Подписки и Рекламы

А Р Г У М Е Н Т Ы
И Ф А К Т Ы

А П П И

Агентство по распространению
печати и издательства "Искатели"

УГОДИЕ

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Российская академия наук с 1997 года меняет условия подписки на академические журналы. Это связано с необходимостью уменьшить убытки от выпуска периодики Академии, в связи с чем будут подняты подписные цены. Повышение цен будет проходить в два этапа.

На первом этапе (I полугодие 1997 года) объявленные в каталоге подписные цены будут доступны всем категориям научных работников, преподавателям, аспирантам и студентам вузов, всем государственным и научным библиотекам, а также научным и вузовским организациям.

На втором этапе (II полугодие 1997 года) численность специалистов и количество организаций, имеющих право пользования льготной подпиской, будет существенно сокращено. Воспользоваться этими льготами можно будет только при подписке в издательстве "Наука", в редакции журнала и в других местах, которые будут указаны дополнительно. Каталожная цена на академические журналы и, следовательно, стоимость подписки в отделениях связи будет значительно повышена.

Подписные цены на академические научно-популярные журналы не претерпят существенных изменений.