ISSN 0869-592X

Том 7, Номер 3 Май - Июнь 1999

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор
Б.С. Соколов

http://www.maik.rssi.ru

"НАУКА"
МАИК "НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА"

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 7 № 3 1999 Май–Июнь

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. Невесская, 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. 951-21-64

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

© Российская академия наук
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук, 1999 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Том 7, номер 3, 1999

К 275-летию Российской академии наук (взгляд геолога)
Б. С. Соколов 3

Салаирский тектогенез в раннепалеозойской эволюции Земли
В. Е. Хаин, С. Г. Рудаков 11

Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд–кембрий Восточного Саяна
Б. Г. Покровский, Е. Ф. Летникова, С. Г. Самыгин 23

Географическая дифференциация позднемеловых и кайнозойских флор земного шара на фоне абиотических событий
М. А. Ахметьев 42

Состав и возраст гребёнкинской флоры реки Анадырь (средний мел, Северо-Восток России)
А. Б. Герман 63

Бореальный морской верхний бат Среднего Поволжья (аммониты и стратиграфия)
Д. Б. Гуляев, Д. Н. Киселев 79

Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири
В. Н. Дубатолов, В. И. Краснов 95

Персоналии

Мария Васильевна Шурыгина (1932–1997) 110

Contents

Vol. 7, No. 3, 1999

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

The 275th Anniversary of the Russian Academy of Sciences (As Viewed by a Geologist)
B. S. Sokolov 3

The Salair Tectogenesis in the Early Paleozoic History of the Earth
V. E. Khain and S. G. Rudakov 11

Isotopic Stratigraphy of the Bokson Group, Vendian–Cambrian of the Sayan Mountains
B. G. Pokrovskii, E. F. Letnikova, and S. G. Samygin 23

Global Geographical Differentiation of Late Cretaceous and Cenozoic Floras against the Background of Geological and Other Abiotic Events
M. A. Akhmet'ev 42

Composition and Age of the Grebenka Flora from the Anadyr' River Area (the Middle Cretaceous, Northeastern Russia)
A. B. Herman 63

Boreal Upper Bathonian in the Volga River Middle Courses (Ammonites and Stratigraphy)
D. B. Gulyaev and D. N. Kiselev 79

Landscapes of Early Devonian Seas in Siberia
V. N. Dubatolov and V. I. Krasnov 95

Personalia

Mariya Vasil'evna Shurygina (1932–1997) 110

Сдано в набор 29.01.99 г. Подписано к печати 29.03.99 г. Формат бумаги $60 \times 88^{1}/_{8}$
Офсетная печать Усл. печ. л. 14.0 Усл. кр.-отт. 4.0 тыс. Уч.-изд. л. 14.9 Бум. л. 7.0
Тираж 278 экз. Зак. 2512

Отпечатано в типографии "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 3–10

К 275-ЛЕТИЮ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ВЗГЛЯД ГЕОЛОГА)

© 1999 г. Б. С. Соколов

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

Поступила в редакцию 25.12.98 г.

"Великим счастьем русского народа было то, что в эпоху перестройки своей культуры на европейский лад он имел не только государственного человека типа Петра, но и научного гения в лице Ломоносова".
В.И. Вернадский. Общественное значение Ломоносовского дня. "Речь". 1911.

Создание Российской академии наук было предопределено всем ходом стремительных Петровских преобразований в стране – гражданских, административно-хозяйственных, технических, военных – уже к концу XVII века. Освоение гигантских, географически мало исследованных пространств с их горнорудными, водными, лесными и другими природными ресурсами, строительство дорог, ирригационных систем, судостроение и различные мануфактуры настоятельно требовали знаний, опыта подготовленных людей и вообще нового уровня образованности и культуры, чем уже так заманчиво проявили себя страны, соседствующие с Россией с запада – Англия, Голландия, Германия, Франция, Швеция.

Для ознакомления с европейской наукой и кораблестроением, царь сам со своими приближенными предпринял в 1697–1698 годах длительное путешествие в Голландию и Англию (знаменитое Великое посольство). Он приобрел важные знакомства с выдающимися учеными Европы и прежде всего с Лейбницем, направил с этой же целью в разные места своих хорошо подготовленных советников-посланцев. Так возникло твердое убеждение в необходимости наукой и просвещением укрепить государство и его военное могущество, в необходимости иметь свою Академию наук. Но какую? Академию-университет, Академию "опытной науки", или то и другое вместе? Как известно, хорошо познакомившись с европейским обществом, его образованием и наукой, ни одну из европейских академий, даже Парижскую, которая избрала Петра своим членом (1721 г.), он не взял за образец. Слишком разными были пути формирования интеллектуального потенциала в России и в странах Западной Европы, да и сами европейские академии не удовлетворяли полностью требованиям практического ума Петра. Его самого и его посланцев более привлекали отдельные мысли выдающихся ученых Европы, охотно делившихся своими, нередко противоречивыми, соображениями.

Но более всего Петра беспокоили: неподготовленность отечественных молодых людей (кадров) и соображения чисто экономические – хотелось получить максимальную и быструю пользу от сочетания зрелого знания и опыта приглашаемых европейских ученых – будущих российских академиков-профессоров с обучением наиболее одаренных и подготовленных молодых людей российского происхождения. После долгих обсуждений, в конечном счете, сформировалась идея более сложной структуры академии, но и более отвечающей реальным условиям России начала XVIII века. Академия наук должна была быть не только собранием ученых и искусных в своей области людей, способных приумножать достижения науки, но и учреждением, имеющим при себе академический университет и гимназию, то есть академики должны были возглавлять и соответствующие кафедры со своей адъюнктурой. Подготовка новой университетской русской интеллигенции имела немало препятствий; перелом, по существу, произошел лишь с появлением

М.В. Ломоносова (1711–1765), но это было уже в 1748 г.

Верховное руководство государя сразу ставило Академию наук на уровень высшего научного государственного учреждения России. (В "Уставе" академии 1836 г. это положение было выражено в § 1: "Академия наук есть первенствующее ученое сословие в Российской империи"). По мысли Петра президент академии должен был избираться из числа наиболее заслуженных академиков, практически, однако, это почти на два столетия стало прерогативой царствующего Дома. 28 января (8 февраля) 1724 г. Указом Сената была утверждена Императорская Санкт-Петербургская академия наук (именовалась также Петербургская академия наук или просто Императорская академия наук). Приложением к этому Указу было самостоятельное "Положение" о ней с пометами самого Петра, рассмотренное в Сенате 22 января 1724 г. Эти два документа и принято считать юридическим основанием образования Академии наук в Санкт-Петербурге, хотя сам Указ по болезни и другим причинам Петр не успел подписать, так как 28 января 1725 года скончался.

Взошедшая на престол Екатерина I в отношении академии строго следовала замыслу Петра. Первое торжественное собрание приглашенных академиков (все без исключения иностранные ученые) состоялось уже при ней в присутствии членов правительства и виднейших представителей двора 27 декабря 1725 г. А перед этим съезжавшиеся из Европы ученые имели пышный прием в Летнем дворце. 7 декабря 1725 г. Указом Екатерины лейб-медик императрицы Блюментрост был назначен первым президентом Академии наук в Санкт-Петербурге. Еще Петр, обдумывая состав академии, остановил свой выбор на ее естественно-историческом профиле, оставив в стороне богословие, философию и медицину, которые занимали в академиях и университетах Европы видное место. Впрочем, три факультета – юридический, медицинский и философский он признал необходимыми для академического университета, но кафедры собственно академии счел нужным объединить в три особые класса: математический, физический и гуманитарный – по первоначальному проекту без изучения русского языка и словесности. Это было явным пробелом – вероятно вынужденным из-за состояния русской филологии того времени.

Недостаток был исправлен лишь 60 лет спустя. Княгиня Е.Р. Дашкова, состоявшая с 24 января 1783 г. директором-президентом императорской (Петербургской) Академии наук, обратила на него внимание Екатерины II. Результат оказался немедленным. Уже 30 сентября 1783 г. последовал Указ императрицы об учреждении Российской академии, как центра "языка российского и ... словесных наук в государстве", с назначением Дашковой ее президентом. Последняя, таким образом, сразу стала во главе двух академий в России. Замечу, кстати, что в 1833 г. в Российскую академию был избран А.С. Пушкин, высоко ценивший один из главных трудов академии – первый толковый словарь русского языка ("Российский этимологический словарь"). В 1841 г. Российская академия по правительственному указу вошла в состав Академии наук на правах ее отделения языка и литературы, чем она по существу и являлась. Ученая и просветительская деятельность Академии и ее Университета стали быстро возрастать, и на одном из торжественных собраний (5 декабря 1818 г.) Н.М. Карамзин (1766–1826) имел полное право сказать, что мы "зреем не веками, а десятилетиями".

Эти строки – лишь беглое дополнение к словам В.И. Вернадского (1863–1945), поставленным в эпиграфе, к словам наиболее выдающегося нашего историка науки. Судьба, действительно, поставила Петра на труднейшем, переломном рубеже истории России, и поэтому столь противоречивы оценки его деятельности, его преобразований. Строго говоря, эта эпоха не завершилась и по сей день. Драматические преобразования уже три столетия продолжают оставаться сутью нашей истории. Петровский поворот к западной культуре, западным просвещению и науке, техническому мастерству и предприимчивости были вовсе не мечтою патриархальной Руси, но пришло новое время, с новым характером производства и новыми отношениями людей. Петр это понял, понял цену позитивного западного знания и опыта и одновременно – отсталость России, понял свой долг перед нею с неизбежными упорством и безжалостностью проведения реформ; у него оказались и единомышленники, и враги, – опасные, как он понимал, для государства.

Научного взгляда и мастерства в освоении требовали прежде всего минеральные ресурсы (строительные материалы, руды металлов, каменный уголь, соли), поэтому горное дело, горная промышленность, подготовка горных и горнозаводских мастеров и техников из молодых русских людей (Урал, Карелия, соседняя Швеция) оказались в сфере внимания еще до создания Академии наук, потребовали создания горных школ, управленческих организаций, приглашения соответствующих наставников. К концу XVII века эта деятельность, столь нужная государству, так расширилась, что Петр в 1700 г. счел необходимым учредить в Москве специальный Приказ рудокопных дел, переведенный в Петербург в 1719 г. уже под названием Берг-Коллегии. Горные работы с необходимостью сопровождались геодезическими, маркшейдерскими, а также минералогическими и геологическими наблюдения-

ми, соответствующим образом документируемыми. Словом, можно говорить, что в России уже 300 лет тому назад сформировалась первая горно-геологическая служба. С течением времени она неизбежно связалась с Академией наук через академиков горно-геологического профиля, преподававших в Петербургском горном училище – Горном институте и Петербургском университете (В.М. Севергин, 1765–1826; Д.И. Соколов, 1788–1852; Г.П. Гельмерсен, 1803–1885 и др.).

Но несомненно наиболее раннее по содержательности и глубине изложение горно-геологических знаний в России XVIII века принадлежит академику М.В. Ломоносову (1711–1765), хотя потребовалось целое столетие, прежде чем это было полностью оценено. Путь Ломоносова в науке феноменален и многозначителен. Этот редкостно даровитый архангельский помор, проучившись лишь 3 года в Московской славяно-греколатинской академии, только в начале 1736 г. был зачислен в Петербурге студентом академического университета. Однако требовательный и зрелый ум 25-летнего молодого человека не был удовлетворен уровнем преподавания наук в Петербурге, и он вскоре был направлен в Германию (Марбург, Фрейберг) для обучения химии, горному делу и металлургии, но с успехом занимался и физикой. В Петербург Ломоносов вернулся через 5 лет в середине 1741 г. широко образованным, полным новых идей ученым. Вскоре он получил звание адъюнкта по физическому классу Петербургской академии наук, а еще через 3 года – звание профессора химии. Это были уже академические звания. Следуя традиции Петербургской академии – чтению публичных лекций, он впервые в 1746 г. начал читать лекции по физике на русском языке. Для Ломоносова это имело принципиальное значение. Он писал, что язык российский "имеет природное изобилие, красоту и силу, чем ни единому европейскому языку не уступает". Научная разработка, совершенствование русского языка, как и русская словесность, оставались его постоянной заботой на протяжении всей жизни.

С возвращением в Россию наступил период необычайно активной деятельности Ломоносова в различных областях науки. Он внимательно следил за учебными занятиями студентов, привлек к преподаванию новых адъюнктов, для одного из студентов даже подготовил специальное руководство "Первое основание горной науки", превращенное впоследствии в замечательный труд "Первые основания металлургии или рудных дел", неторопливо подготовленный к изданию только в 1763 г. с прибавлением классического трактата "О слоях земных". О последней работе В.И. Вернадский в 1911 г. писал следующее: **"Она является во всей литературе XVIII в. – русской и иностранной – первым блестящим очерком геологической науки"**. Для нас она интересна не только потому, что связана с научной работой, самостоятельно шедшей во главе человеческой мысли, сделанной в нашей среде, но и потому, что она в значительной мере основана на изучении природы нашей страны; при этом она сделана раньше той огромной работы описания России, которая совершена была натуралистами, связанными с Академией наук в течение царствования императрицы Екатерины II. Это не только научный, самостоятельный труд – это одно из первых научно-популярных произведений русской литературы. "Добавим к сказанному, что из европейцев Ломоносов возможно наиболее близок лишь к забытому и трагическому раннему Н. Стенону (1638–1686) – удивительному датскому натуралисту, в рассуждениях которого "о слоях земных" видна та же проницательность ума, опережающая свое время".

В Петербурге Ломоносов создал первую научно-исследовательскую и учебную Химическую лабораторию для анализа руд, изготовления красок, цветных стекол, мозаик и даже основал стекольную фабрику. И при этом он непрерывно читал лекции, в том числе по новому курсу физической химии.

Последнее десятилетие его жизни (1755–1765) связано с учреждением по его проекту 1754 г. Московского университета, руководством Географическим департаментом, руководством Историческим собранием и академическими университетом и гимназией, разработкой проекта экспедиции по отысканию Северного морского пути из Европы в Восточную Азию. Королевская Шведская и Болонская Академии наук избрали его своим почетным членом, а Академия художеств России ввела в свой состав за блестящие мозаичные работы. Огромное мозаичное панно, изображающее "Полтавскую баталию", до сих пор украшает парадный интерьер здания Академии наук в Петербурге.

Уже в самом начале своей государственной деятельности Петр высоко оценил первостепенное значение астрономо-геодезических исследований на огромной территории России, почти не изученной в географическом отношении и в отношении ее естественных богатств. Среди последних, горные богатства привлекали его внимание в первую очередь. Поэтому с его воцарением военно-рекогносцировочные экспедиции стали приобретать прежде всего естественно-исторический научно-исследовательский характер. Итоги этих экспедиций были выдающимися, в том числе и для горнорудной промышленности. Он прекрасно понимал практическую роль созданной им Берг-Коллегии и значение для горных исследований Академии с созданными при ней университетом и гимназией.

Но еще до образования Академии он приказал собирать и хранить различные природные редкости, особенно минерального и фоссильного происхождения, и концентрировать их в особой Кунсткамере, образованной в 1714 г., то есть за десять лет до самой Академии наук. Такое же значение придавал Кунсткамере Ломоносов и, как мы теперь знаем, собранные в Кунсткамере раритеты, стали не только объектами удивления, но предметами целого ряда научных академических исследований. От Кунсткамеры берут начало такие замечательные академические музеи, как Антропологии и этнографии им. Петра Великого в Петербурге, Минералогический музей им. ак. Ферсмана и Палеонтологический музей им. ак. Орлова в Москве (все они первоначально находились в Петербурге).

Петербургские деятели Горного департамента видели в Ломоносове превосходного знатока горного дела и одновременно разностороннего ученого-исследователя. В его лице они прежде всего и нашли сторонника создания в России первой высшей горной школы: Петербургского горного училища (1773–1804) – Горного кадетского корпуса (1804–1833) – Института корпуса горных инженеров (1834–1866); то есть будущего Горного института с 1866 года. Академики М.В. Ломоносов (1711–1765), И.Г. Леман (1719–1767), И.И. Лепехин (1740–1802), Д.И. Соколов (1788–1852) оказались у истоков замечательной русской горно-геологической школы. А академик Г.П. Гельмерсен (1803–1885) – профессор Петербургского горного института был первым, кто уже в 1863 г. дал оценку состояния геологии России и выступил с идеей образования государственного геологического учреждения России, подобного Геологической службе Англии. Почва образования такого учреждения в России (будущего Геологического комитета) оказалась вполне подготовленной: 1) триумфальный успех имели академические экспедиции в Азии и на юге России (С.П. Крашенинникова, Ф.И. Миллера, С.Г. Гмелина, П.С. Палласа, И.И. Лепехина, а позднее – В.М. Севергина, К.М. Бэра, А.Ф. Миддендорфа и др.); 2) успешные горно-металлургические работы на Урале и в других районах нуждались в расширении источников сырья; 3) огромные картографические и геодезические материалы по территории России удалось сконцентрировать в ограниченном числе хранилищ Сената и Академии; 4) Горный институт и Санкт-Петербургский университет (возродился с 1819 г.) выпускали превосходных специалистов.

В предшествующие годы несомненно выдающуюся роль в подготовке восприятия новых геологических идей, как в научной среде, так и в обществе, сыграл академик Д.И. Соколов – блестящий лектор, профессор Университета и Горного института, автор первых трех фундаментальных книг по минералогии и геогнозии (геологии): "Руководство к минералогии" (1832), "Курс геогнозии" (1839) и "Руководство к геогнозии" (1842) – всего семь томов. Но может быть наиболее важной его деятельностью было участие в создании первого в России "Горного журнала", издававшегося в Петербурге с 1825 года. Журнал отличался высокой культурой, разносторонностью горной и геологической тематики, многочисленными статьями самого редактора, внимательно следившего за европейской геологической мыслью. Замечательно, что этот сын дворцового слесаря по происхождению, горняк по образованию, профессор геологии и минералогии, был избран почетным членом в Академию наук по Отделению русского языка и словесности.

Несмотря, однако, на столь определенно отвечающую интересам России постановку вопроса о создании высшего геологического учреждения в стране, вполне сложившуюся многолетнюю подготовку горняков-инженеров и геологов-универсантов (важность этих двух категорий всегда подчеркивал проф. А.А. Иностранцев) и широкую поддержку со стороны общества, бюрократические препоны потребовали еще почти 20 лет настоятельных обращений в правительственные органы, прежде чем программа, изложенная академиком Г.П. Гельмерсеном, была одобрена и принята. Немалых усилий это стоило комиссиям самых выдающихся геологов – членов Академии наук и профессоров двух главных высших учебных заведений Петербурга (П.А. Пузыревского, Н.П. Барбота де Марни, В.Г. Ерофеева, Н.И. Кокшарова, Н.А. Головкинского, А.А. Иностранцева, В.В. Докучаева, И.В. Мушкетова, Ф.Б. Шмадта, Г.Д. Романовского, П.В. Еремеева, В.И. Мёллера, А.П. Карпинского и др.). 19 (31) января 1882 г. по представлению Государственного Совета Александр III утвердил положение Геологического комитета России, а самого ак. Г.П. Гельмерсена (избранного ординарным академиком в 1850 г.) – его первым директором. Кстати, в это же время в звании ординарного академика Петербургской академии наук находился знаменитый Р.И. Мурчисон.

По процедуре, более чем ста геологам 15 марта 1882 г. поручалось путем сложного голосования избрать шестерых официальных членов Присутствия Геолкома (управления); ими, помимо директора, в первом составе оказались А.П. Карпинский (будущий президент Академии наук), И.В. Мушкетов, С.Н. Никитин, В.А. Домгер (вскоре его сменил А.О. Михальский), Ф.Н. Чернышев и А.А. Краснопольский; половину составляли члены Академии наук. Исключительную роль в строительстве самостоятельного здания Геолкома и его музея, включая проектирование, сыграл академик Ф.Н. Чернышев (1856–1914) – блестящий профессор, геолог и палеонтолог, состоявший директором Геолкома с 1903 по 1914 год, то

есть по год окончания строительства здания – этого подлинного Дворца геологии, украшающего и по сей день Васильевский остров Петербурга.

Образование Геологического комитета России имело первостепенное значение для дальнейшего планомерного изучения геологического строения территории всей страны, проведения регулярных разномасштабных геологических съемок, поисков всех видов полезных ископаемых и, конечно, объединения сил немногочисленных еще в то время геологов (чуть более сотни), разбросанных по обширным регионам России и безусловно нуждавшихся в каком-то общем и научно-методическом руководстве. Строго говоря, в геологическом смысле гигантская территория страны была почти terra incognita, если даже ко времени Первой мировой войны и Октябрьского переворота – этого великого перелома в судьбе России – только 10.4% ее площади было покрыто десятиверстной геологической съемкой и лишь на ограниченные площади (Донецкий бассейн, отдельные участки вдоль железных дорог) имелись более детальные геологические карты. Война быстро выявила необеспеченность страны минеральным стратегическим сырьем и даже каменным углем; именно это обстоятельство побудило академика В.И. Вернадского, вместе с другими академиками – А.П. Карпинским, Б.Б. Голицыным, Н.С. Курнаковым, Н.И. Андрусовым поставить перед Академией наук и Геологическим комитетом вопрос о немедленном создании особой Комиссии по естественным производительным силам. Так, вновь по инициативе Академии, родилась ставшая широко известной в стране КЕПС, под эгидой которой оказались топливные ресурсы Подмосковья, нефть Ухты, магнитные руды Курска, новые виды сырья Кольского полуострова (работы академиков А.Д. Архангельского, И.М. Губкина, П.П. Лазарева, А.Е. Ферсмана и др.).

С момента создания геологической службы (Геологический комитет России) многие ее представители оказались тесно связанными с Академией наук, что естественно следовало из всей истории становления горно-геологических работ в стране, хотя в самой Академии наук, вплоть до 1925 г., то есть до ее 200-летия, продолжало существовать лишь одно геологическое учреждение в Ленинграде – Геологический и минералогический музей имени Петра Великого, подчиненный уже переименованной Академии наук СССР. Вскоре он разделился на два музея, а в 1930 г. на базе первого были созданы принципиально новые академические институты – Геологический, Палеозоологический (позднее – Палеонтологический) и Петрографический. Минералогический и Геохимический институты возникли тогда же, но в 1932 году объединились в Институт геохимии, минералогии и кристаллографии им. М.В. Ломоносова (ЛИГЕМ). Возник и совершенно новый Сейсмологический институт – по сути дела ядро будущего Института физики Земли. Развиваясь и преобразуясь, эти (в то время ленинградские) институты стали в дальнейшем родоначальными для большой группы институтов и лабораторий геолого-минералогического профиля в Москве, куда с немалыми убытками в 1934 г. была переведена Академия наук СССР. В Ленинграде и во многих других пунктах страны были открыты новые филиалы, отделения и базы Академии наук. Никогда в прошлом Императорская Академия наук не имела столь разнообразного геологического состава, хотя даже при Кабинете Его Величества находилась особая Геологическая часть, которой руководил член-корреспондент АН профессор А.А. Иностранцев. Естественно, было крайне ограниченным географическое распространение геологических работ Академии; фактически они не выходили за пределы интересов музеев.

Но хорошо известно, сколь непростой была адаптация Академии наук к новому положению в стране, созданному войной, революционными событиями, потерей традиционного руководства, формированием новых органов власти, разрухой в государственном масштабе. Как для геологии, так и для всей науки потребовалось целое десятилетие (от 1915 г. – года образования КЕПС'а – до 1925 г. – год 200-летия Академии наук, убедительно показавшей свою общую жизнестойкость), чтобы стал очевиден выход из труднейшего кризиса. Достаточно красноречивым образом характеризует процесс этого выхода уже одно то, что в период с 1919 по 1925 год Академии наук удалось развернуть в стране деятельность 150 различных экспедиций, львиную долю которых составляли геолого-минералогические, геофизические, почвенно-географические и т.п.

Конечно, с изменением строя, гуманитарный класс Академии испытал наиболее сильный шок и понес, как и значительная часть российской интеллигенции, немалые потери. Но они имели меньшие последствия для тех ученых, которые были заняты в сфере физико-математических наук, естествознания, в технических исследованиях. Определенную роль сыграли и такие обстоятельства, как отказ новой власти от неосторожного "реконструктивного" вмешательства во внутренние дела Академии, на что АН несомненно реагировала бы крайне остро; четко выраженная востребованность того научного потенциала, который был жизненно необходим для практических нужд восстанавливаемого народного хозяйства и которым АН располагала – прежде всего по линии КЕПС'а; понимание большинством ученых своего долга перед народом, поставленным в тяжелейшие условия и, конечно, вера в стабильность Академии, поскольку ее главой, по-прež-

нему, оставался назначенный 15 мая 1916 г. Николаем II академик-геолог А.П. Карпинский, которого сама Академия позднее тайным голосованием избрала своим президентом. Это произошло 15 мая 1917 г. По особому постановлению Временного правительства "бывшая императорская Академия наук" стала именоваться Российской академией наук, то есть так, как она именуется и ныне. А.П. Карпинский оставался президентом АН СССР по день кончины (до 15 июля 1936 г.) – фактически 20 лет.

За всю историю Академии, с тех пор как в 1917 г. была установлена выборность ее президента, при тайном голосовании, ни один из последующих семи президентов, даже отдаленно, не приблизился к этому сроку. В чем же была причина этой удивительной долговечности беспартийного президента, да еще в условиях своеобразной "советской демократии" и при строптивости характера Александра Петровича (вспомним нежелание президента переезжать из Ленинграда в Москву, куда переводилась в 1934 г. Академия наук СССР). В данном случае о причинах говорить трудно, дело – в натуре, в личности Карпинского. А Карпинский был Личностью всеохватно уважаемой, светлой, абсолютно бескорыстной и бесконечно преданной науке и полезному делу, и он "всегда связывал науку с жизнью", как писал о нем в посмертном очерке В.И. Вернадский в 1936 г. Необычайно много видевший и думавший, он был едва ли не первым, кто направил исследовательскую мысль геологов по пути истории геологических процессов, их связи, чем разрушил хаос в нагромождении геологических фактов, и первым, кто начал создавать основы геологической карты всей Земли. Он наметил первые шаги в огромной работе по освоению естественных производительных сил России. Заметим к тому же, что Карпинский не только возглавлял Академию наук, но длительное время руководил Геологическим комитетом России (1885–1903 гг.) и вплоть до 1929 г. оставался его почетным директором. А научная геология, связанные с нею минеральные ресурсы и главнейшие виды полезных ископаемых входили в самую основу возрождения и могущества России.

Исторически сложившаяся как сельскохозяйственная, сырьевая страна, Россия в период 1929–1934 гг. делала крутой поворот в сторону индустриализации. Выше уже говорилось, сколь слабой была геологическая изученность территории России к тому времени, несмотря на ее первоклассный Геологический комитет, и сколь ограниченными были возможности Академии наук с ее фактически музейным, а не регионально-исследовательским профилем в области геолого-минералогических наук (это словосочетание впервые употребил ак. А.Е. Ферсман). Предстояла коренная перестройка Геологического комитета, ставшего уже функционировать как Главное геологическое управление при Президиуме ВСНХ СССР с целой группой (восемь) новых геологических учреждений, включая центральное в Ленинграде: ЦНИГРИ – ныне ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. В Академии наук, как уже говорилось, эта перестройка коснулась только Геологического и минералогического музея им. Петра Великого, так как других геологических учреждений Академия не имела. Однако со временем возникло много новых и разнообразных академических институтов в Москве, Ленинграде, во всех республиках СССР (кроме Латвии и Литвы) и новые крупные региональные отделения в Сибири (СО АН, 1957), на Дальнем Востоке (ДВО, 1986), на Урале (УрО РАН, 1987) и естественно сохранился крупнейший академический центр в Ленинграде.

Еще более стремительным и масштабным был рост различных центральных, региональных и специализированных геологических и горных учреждений Министерства геологии (возникло в 1946 г.; ныне это – Министерство природных ресурсов) и ряда других министерств: нефтяной промышленности, цветной металлургии, угольной промышленности, высшего образования и др.; возник ряд совершенно новых ведомственных геологических учреждений. Важнейшие научные исследования в области геологических наук были сосредоточены во многих десятках учреждений Академии наук СССР и союзных республик и центральных НИИ промышленных министерств. Наиболее крупные исследования и разработки объединялись общими программами. Возникла целая сеть межведомственных научных советов и комитетов под эгидой АН СССР, объединяющая различные направления геологических, геофизических, геохимических и горных научных исследований в стране. Можно без преувеличения сказать, что к началу 70-х годов геологическая служба СССР, тесно связанная с отделениями Академии наук СССР, стала одной из крупнейших в мире, а промышленность была обеспечена практически всеми видами минерального сырья. В одной только Академии наук численность научных работников к этому времени достигла 22500 человек.

Что же этому взлету предшествовало? Прежде всего длительный период индустриализации страны – период коренных реформ, по существу, всех основных структур общества (социальных, хозяйственных, культурных, научно-образовательных и т.д.), что, к сожалению, привело в действие и жестокий репрессивный аппарат государства. Горно-геологическая база индустриализации имела фундаментальное значение. Геологи, в том числе академические, сделали в этой области решающий вклад, многие ценою жизни. Но это создавало промышленно-стратегическую подготовку к обороне. Война для фронта и для тыла

явилась тяжелейшим испытанием, но при этом, после некоторого замедления, непрерывно рос военно-технический потенциал страны. Тыловая география этого потенциала на период войны (1941–1945 гг.) так расширилась и разрослась, что оказалось возможным не только сравнительно быстро восстановить важнейшие объекты промышленности, но и значительно продвинуться в новых технических направлениях.

Можно только удивляться, что Советский Союз, не завершив еще военные действия, приступил к разработке грандиозной программы опорного и глубокого нефтепоискового бурения на всей территории Восточно-Европейской платформы на пространстве от Польши до Волго-Уральской области, где уже в военное время была открыта промышленная нефть. Программа сразу же была введена в действие с окончанием войны. Ни одна страна в мире не была в то время подготовлена к реализации столь капитальной программы; буровой парк СССР и специалисты – буровики, геологи, геофизики, геохимики, литологи, палеонтологи были к этой работе готовы. Новизна кернового материала, получаемого в результате глубокого бурения, привлекла огромный интерес различных учреждений и специалистов не только отечественных, но и зарубежных. Общее руководство научными обобщениями легло на Академию наук (гл. ред. акад. А.П. Виноградов) и ведущие институты Министерств нефтяной промышленности и геологии. Крупнейшая Русская платформа впервые была вскрыта на всю мощность своего осадочного чехла до кристаллического фундамента (до 3 км и больше), что принципиально изменило планетарные представления о структурах этого типа. Была открыта совершенно новая форма картографического обобщения гигантского фактического материала – 96 срезов литолого-фациальных и палеогеографических карт, бесценных для прогностических расчетов. Пришлось заново пересмотреть всю тектонику и стратиграфию, особенно докембрийскую; рифейская группа и вендская система вообще оказались новыми для мировой стратиграфической шкалы (1650–550 млн. лет). Уникальный опыт проведенной комплексной работы был с успехом перенесен на другие области СССР и соседние страны и эффективно используется по сей день.

Это всего лишь один из примеров, характеризующих уровень развития геологии в стране в 50-е–60-е годы; в известной мере он сохранился и в 70-е годы, особенно с повышением роли Академии наук и развитием региональных геологических работ ведомств, связанных с нефтегазопоисковыми работами в Сибири, на Дальнем Востоке и на юге страны. Одним из замечательных трудов этого времени, также создававшимся под эгидой Академии наук, стали 15-ти томные "Основы палеонтологии" (1958–1964), удостоенные Ленинской премии 1967 г. (в этой работе участвовало около 200 палеонтологов из более чем 2000 работавших в то время в стране).

В послевоенные годы крупнейших успехов достигла наша обзорная и тематическая геологическая картография, бесспорно занявшая ведущее место в мире. В качестве примера карт, получивших высочайшую оценку, назову: Геологическую карту Советского Союза в м-бе 1 : 2500000 под редакцией ак. Д.В. Наливкина (1956), удостоена Ленинской премии и международной Grand Prix; Тектоническую карту СССР в м-бе 1 : 5000000 под редакцией ак. Н.С. Шатского (1956), удостоена Ленинской премии; Тектоническую карту Евразии в м-бе 1 : 5000000 под редакцией ак. А.Л. Яншина (1966), удостоена Государственной премии; Международную тектоническую карту Европы в м-бе 1 : 2500000 под редакцией проф. А.А. Богданова и ак. В.Е. Хаина (1964, 1981); Тектоническую карту Тихоокеанского сегмента Земли в м-бе 1 : 10000000 под редакцией ак. Ю.М. Пущаровского и чл.-корр. АН Г.Б. Удинцева (1970); Карту тектоники докембрия континентов в м-бе 1 : 15000000 под редакцией ак. Ю.А. Косыгина (1970); Атласы литолого-палеогеографических карт мира в м-бе 1 : 60000000 (поздний докембрий и палеозой континентов) и в м-бе 1 : 48000000 (мезозой и кайнозой континентов и океанов), составленные ак. А.Б. Роновым, ак. В.Е. Хаиным, К.Б. Сеславским, А.Н. Балуховским под редакцией ак. В.Л. Барсукова и ак. Н.П. Лаверова (1984–1989) и многие другие.

Время 50-х, 60-х и первой половины 70-х годов было временем наиболее значительных успехов во всех направлениях общей и региональной геологии СССР, временем зрелости национальной геологической мысли, тесного сотрудничества огромных коллективов геологов системы АН СССР, Министерства геологии СССР и других промышленных министерств. Советские геологи, как эксперты, стали необходимыми участниками множества международных программ и проектов по самым разнообразным направлениям геологии. Это был в полном смысле "золотой век" отечественной геологии, имевшей за своими плечами три века трудной, но безусловно творческой истории, достигшей за послевоенные годы крупнейших успехов в науке, практике и современной постановке геологического образования и уже обладавшей достаточно разработанной программой дальнейшего успешного продвижения как в геологической теории, так и в направлении устойчивого обеспечения промышленности всеми видами минерально-сырьевых ресурсов.

Я затронул здесь только одну сторону развития преимущественно академической науки и ее практических разработок, связанную с развитием

геологических исследований в России, но ту сторону, которая имеет прямое отношение к экономическому фундаменту государственной системы и ее политической независимости. Нет сомнений, что путь к созданию этого фундамента и этой независимости был трудным и трагическим. Но нет сомнения и в том, что какая бы цена за этим не стояла, потенциал дальнейшего прогресса страны (СССР или Россия) был создан. Бесспорно, он нуждается в совершенствовании, как и сама политическая и экономическая система, но вряд ли этим совершенствованием должна была оказаться беспрецедентная ломка, которую М.С. Горбачев в 1987 г. назвал "перестройкой для нашей страны и для всего мира". Весь мир получил то, что он и хотел – освобождение от "коммунистической идеи" по-советски, а мы, как и полагал М.С. Горбачев, получили новую революцию, а революции, как известно, никогда не несли с собой облагораживающего конструктивного начала. В результате мы сейчас вновь имеем недоразвитую науку и разрушенную ресурсную базу; единая геологическая служба России раздробилась и рухнула в загадочную для науки область рынка. Между тем, член нашей Академии великий Д.И. Менделеев еще в год образования Геологического комитета России (1882) писал, что "Государству на каждом шагу нужно заботиться о науке для того, чтобы идти правильно в различных своих мероприятиях". Но не надо ли теперь самой Академии наук задуматься о "правильных путях" и своей главной цели, если в современной ситуации государство перестало видеть в науке производительную силу?!

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 11–22

УДК 551.24:551:732.4/733.1

САЛАИРСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

© 1999 г. В. Е. Хаин*, С. Г. Рудаков**

* *Институт литосферы РАН, 109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия*

** *Московский государственный университет, 119899 Москва, Воробьевы горы, Россия*

Поступила в редакцию 27.04.97 г.

Главный объект исследования представляют значительные тектонические перемены второй половины кембрия–начала ордовика в эволюции литосферы. Прослежена связь событий, вызванных различно направленными напряжениями в подвижных поясах, обрамлявших Восточно-Европейский кратон, и на его периферии. Далее освещены кардинальные тектонические изменения, затронувшие в то же время многие подвижные пояса и разновеликие континентальные массивы. Охарактеризованы первостепенная значимость салаирского рубежа и обусловленность произошедших на нем событий в подвижных поясах и на окраинах кратонов кинематикой разновеликих континентальных блоков.

Ключевые слова. **Тектоническая эволюция, салаирский рубеж (конец кембрия–начало ордовика), подвижные поясы, континентальные кратоны, Гондвана, Лавразия, геодинамические взаимосвязи тектонических процессов.**

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Очень быстро нарастающий в последнее время объем информации, получаемой на всех континентах, привлекает все большее внимание к геологическим событиям конца кембрия–начала ордовика, которые были связаны с салаирским тектоническим рубежом, ознаменованным как прогрессом в развитии одних подвижных поясов, так и замыканием океанских бассейнов и ростом орогенных сооружений в других. На кратонах салаирский тектогенез обусловил зарождение или существенные перемены в строении континентальных рифтов, а также интенсивную тектонотермальную переработку древнего субстрата. Отмеченные обстоятельства превращают салаирский рубеж в один из самых ранних моментов в эволюции, позволяющий проследить многостороннюю геодинамическую сопряженность одинаково и противоположно направленных процессов, радикально изменивших тектонический лик Земли. Кроме того, разнообразие салаирских событий допускает исследование их связей с кинематикой континентальных плит.

Приступая к анализу, необходимо с нескольких сторон охарактеризовать интервал времени, который заняли салаирские события. Одну сторону вопроса составляет общая длительность салаирских перемен, для оценки которой может быть полезна предлагаемая таблица, содержащая собственные названия тектонических событий, отвечающих этому рубежу в пределах точности датировок. Эта, наверняка, не исчерпывающая информация показывает, что общий для приведенных терминов интервал времени включает вторую половину кембрия и ранний ордовик. Продолжительность салаирского интервала обусловлена как вероятными неточностями датировок этого достаточно далекого от нас тектонического рубежа, так и реальной неоднократностью фаз, составивших салаирскую эпоху тектогенеза. Вторая сторона вопроса заключается в датировке максимума салаирских перемен в глобальном масштабе. Выполненный недавно авторами (Хаин, Рудаков, 1996) статистический анализ датировок эндогенных событий обнаруживает очевидный максимум в 500 млн. лет, совпадающий с рубежом кембрия и ордовика.

Кстати, та же гистограмма с резким уменьшением числа датировок сразу после 500 млн. лет свидетельствует о суммарной кратковременности салаирского интервала максимальных напряжений. Наконец, третьей стороной вопроса о времени является вероятная продолжительность салаирского тектогенеза в каждом конкретном регионе, обычно оказывающаяся очень небольшой. Это особенно заметно там, где проявился импульс сжатия, так как регенерация растяжений не только в подвижных поясах, но и на менее мобильных кратонах часто совершалась очень быстро.

САЛАИРСКИЕ СОБЫТИЯ В ОБРАМЛЕНИИ И НА ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Салаирские тектонические события широко и разнообразно проявились в эволюции Северо-Атлантического, Средиземноморского и Урало-Охотского подвижных поясов, составлявших обрамление Восточно-Европейского кратона, вызвав и на его прилежащих окраинах геодинамически связанные существенные перемены. Хотя в Северо-Атлантическом поясе, в целом, продолжалось расширение океана Япетус, импульс сжатия на салаирском рубеже привел к замыканию ряда его краевых бассейнов, принадлежавших к непосредственному обрамлению Восточно-Европейского кратона. Вещественные результаты этого события представлены серией террейнов, например, Южно-Ютландским, Лысагурским и Малопольским. Импульс сжатия проявился и в области будущих Скандинавских каледонид, спровоцировав финнмаркский и тронхеймский тектогенез. Вероятным следствием салаирского сжатия можно считать и раннеордовикскую редукцию моря Торнквиста, бывшего крупным заливом Япетуса, непосредственно связанным с перикратонным бассейном Палеобалтийской синеклизы, в котором перерыв в седиментации произошел уже в позднем кембрии. Сжатие вызвало также инверсионные движения в авлакогенах, погребенных под этой синеклизой (Милановский и др., 1995).

Развернутая характеристика финнмаркских событий в Перибалтийской части Восточного Япетуса, выполненная К.Т. Пикерингом и А. Смитом (Pickering, Smith, 1995), показала значимость и своеобразие тектонических перемен, произошедших здесь в позднем кембрии–самом начале ордовика. Образование в позднем кембрии цепи островных дуг вдоль западного побережья Балтийского, или Восточно-Европейского, материка нарушило целостность палеоокеана, отделявшего его от Лаврентии, и положило начало длительному периоду его замыкания. Офиолитовые породы из возникших тыловодужных бассейнов в самом начале ордовика были обдуцированы на западную окраину Скандинавской части Балтийского материка. За этими финнмаркскими событиями последовала постепенная конвергенция Балтики и Лаврентии, продолжавшаяся до позднекаледонских фаз тектогенеза (400–390 млн. лет назад). Салаирский же тектогенез в эволюции Скандинавии отличался сочетанием сжатий с наличием ряда мест, где U-Pb датировки офиолитов (например, в Лека – 497 млн. лет и в Кермей – 493 млн. лет), свидетельствуют о развертывании в это время спрединга, причем показательно, что непосредственно последующим событием здесь стало образование энсиматических вулканических островных дуг.

В Средиземноморском поясе обрамлением Восточно-Европейского материка в венде и первой половине кембрия служил Перифенносарматский океанский бассейн, сохранившийся после кадомского замыкания другой, Перигондванской, части Европейского Прототетиса (Рудаков, 1991). Салаирское замыкание Перифенносарматского бассейна фиксируется в Западных Судетах, Восточных и Южных Карпатах, в горах Северные Апусени и на Балканах, а также по комплексу "зеленых филлитов" Центральной Добруджи. В болгарской части этого бассейна салаирский импульс сжатия проявился достаточно ясно: здесь угловым несогласием разделены фролошская и кадлицкая свиты диабаз-филлитоидного комплекса (Загорчев, 1987), образование которого сопровождалось складчатостью и зеленосланцевым региональным метаморфизмом. И. Хайдутов и С. Янев (Haydutov, Yanev, 1995) также подчеркнули наличие в Балканском террейне единых офиолитовых и островодужных комплексов верхов докембрия–кембрия. На западе и юго-западе Восточно-Европейского кратона салаирский тектогенез привел к значительным переменам в структуре всей Балтийско-Приднестровской области перикратонных опусканий с вырождением ряда крупных элементов. В Подлясско-Брестской впадине на западе Белоруссии первые перерывы в седиментации произошли в послебалтийское время раннего кембрия, а основное воздымание "территории охватило часть среднего, поздний кембрий и часть раннего ордовика" (Тектоника Белоруссии, 1976, с. 145). В основании Предкарпатского прогиба на Украине начало структурной перестройки "с повсеместным отступлением моря из пределов платформы" датируется послебережковским временем раннего кембрия (Тектоника Украины, 1988, с. 78). В редких случаях известны перекрывающие отложения тремадока, но на большей части площади комплексы среднего кембрия–низов нижнего ордовика, как и в Западной Белоруссии, отсутствуют. Названные элементы Балтийско-Приднестровской перикратонной области, вероятно, не-

посредственно примыкали к Перифенносарматскому бассейну Прототетиса (Рудаков, 1993а). Следствием замыкания этого реликтового бассейна, имевшего непосредственную связь с Япетусом, видимо, можно считать раннеордовикское появление в Балтийской фитопланктонной провинции новых видов акритарх, ранее свойственных более холодноводной Средиземноморской провинции (Волкова, 1995).

Восточным обрамлением Восточно-Европейского кратона служил собственно Уральский отрезок Урало-Охотского пояса, который в конце кембрия–начале ордовика находился накануне завершения континентального рифтогенеза, а салаирский тектонический импульс, вероятно, катализировал здесь быстрый переход к спредингу с раскрытием Уральского палеоокеана, один из прямых результатов чего, видимо, представляет досреднеордовикская офиолитовая ассоциация пород Кемпирсайского района Южного Урала (Савельев, Савельева, 1991). В соседней перикратонной области будущей Волго-Уральской нефтегазоносной провинции с этим режимом были сопряжены интенсивные растяжения позднего кембрия–начала раннего ордовика (Пучков, 1995).

Оценка салаирских напряжений в северном обрамлении Восточно-Европейского кратона складывается из следующих фактов. Во-первых, на северо-востоке кратона на салаирском рубеже замкнулся позднерифейско-раннекембрийский глубоководный Тимано-Печорский бассейн (Белякова, Степаненко, 1991), северо-западное продолжение которого намечается на полуострове Варангер, у северной окраины Балтийского щита (Drinkwater et al., 1996), где выявлена совместная дислоцированность отложений верхов протерозоя, кембрия и тремадока (Siedlecka, 1985). На юго-восточном продолжении Тимано-Печорского бассейна, вероятно, находились те энсиматические островные дуги, верхнепротерозойско-нижнекембрийские продукты развития которых составляют ныне основание Полярного Урала (Saveliev, 1995). Позднекембрийско-раннеордовикское время было ознаменовано здесь, как и на большей части Урала, континентальным рифтингом. Во-вторых, первоначально Тимано-Печорский бассейн, вероятно, имел связь с теми районами будущих Скандинавских каледонид, которые испытали финнмаркский (тронхеймский) тектогенез. Б.А. Мальков (1992), например, охарактеризовал Тиманский регион как элемент единого "Варангер-Тиманского мобильного пояса", испытавшего салаирское замыкание, сопровождавшееся региональным зеленосланцевым метаморфизмом и становлением разных по составу интрузий, среди которых преобладали гранитоиды. Существенно также, что аналогичное развитие было свойственно и соседним с Тиманом структурным элементам. В частности, для Мезенской синеклизы отмечена непрерывность седиментации в позднем венде–томмотском веке раннего кембрия, а по кристаллическим сланцам из фундамента Ижма-Печорской впадины, как и на Тимане, получены салаирские изотопные датировки. Таким образом, салаирские сжатия близ северной окраины Восточно-Европейского кратона распознаются достаточно определенно.

События, отмеченные в обрамлении и на окраинах этого кратона, бывшего ядром одного из крупнейших добайкальских континентов, позволяют оценить характер (направленность) его относительных горизонтальных перемещений, вероятно, бывших главной причиной этих событий. Окончательное замыкание Прототетиса отразило коллизию Восточной Европы и Аравийско-Африканского материка с его эпикадомским "приростом" на севере. Несмотря на локальные сжатия на периферии Япетуса, прогресс в эволюции океана, в целом, вероятно, сопровождался все большим удалением Восточной Европы от Лаврентии. Сжатия же на севере Восточной Европы привели к замыканию ряда бассейнов (например, в Скандинавии и Тимано-Печорской области). Завершающие шаги рифтогенеза на Урале вкупе с непосредственно последовавшим началом спрединга были вызваны нарастанием растяжений, которые вскоре после салаирского рубежа окончательно "оторвали" Восточную Европу от Сибири. Таким образом, при господстве сжатий на юго-западе, юге и севере Восточно-Европейского кратона режим в его западном и восточном обрамлении контролировался преимущественно растяжениями, что позволяет предполагать некоторую геодинамическую взаимокомпенсацию салаирских напряжений.

ЗНАЧИМОСТЬ САЛАИРСКОГО РУБЕЖА В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Важнейшие тектонические события на салаирском рубеже произошли, конечно, не только в пределах Восточно-Европейского кратона и его обрамления. Быстро накапливающаяся в последнее время информация обнаруживает наличие радикальных тектонических перемен конца кембрия–самого начала ордовика в эволюции как кратонов, так и подвижных поясов, находящихся на всех современных континентах (рис. 1). Широкая география мест проявления этих событий, отразившаяся и в многочисленности собственных названий, предложенных для их характеристики в самых разных местах Земли (таблица), в сочетании с кардинальностью произошедших палеотектонических перемен, служит весомым доводом при оценке значимости салаирского рубежа. Ниже приводится краткая характеристика ряда крупнейших тектонических перестроек, затронувших весьма значительные области. При этом

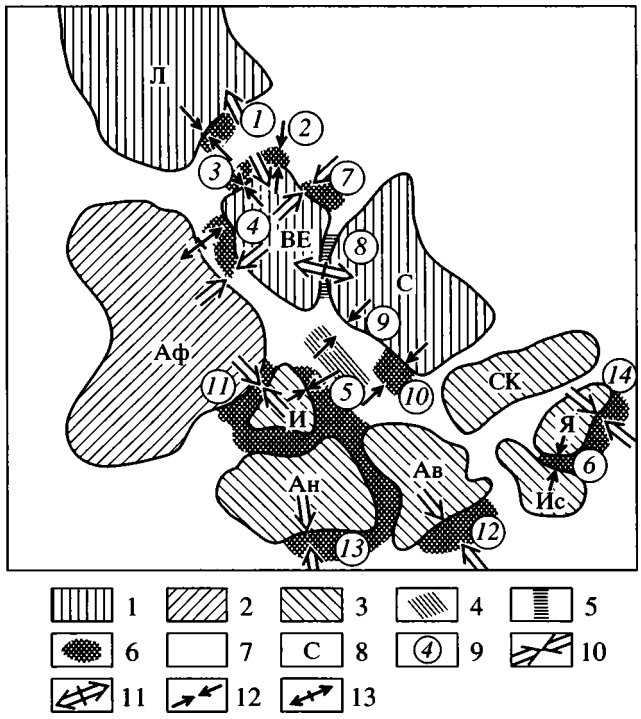


Рис. 1. Направленность главнейших тектонических напряжений на салаирском рубеже при вероятном относительном местоположении континентальных массивов и подвижных поясов в конце кембрия.

1–5 – разновеликие континентальные массивы и их элементы: 1 – континенты "северного" (Лавразиатского) ряда, 2 – Западно-Гондванские континенты, 3 – Восточно-Гондванские континенты и субконтиненты, 4 – Казахстано-Тяньшанская группа микроконтинентальных массивов, большей частью, Восточно-Гондванского происхождения, 5 – континентальный рифт; 6–7 – океанские бассейны в подвижных поясах: 6 – замкнувшиеся на салаирском рубеже, 7 – эписалаирские; 8 – индексы континентальных массивов; 9 – номера подвижных поясов и их отдельных элементов; 10–11 – господствующие в регионе напряжения: 10 – сжатия, 11 – растяжения; 12–13 – локальные напряжения: 12 – сжатия, 13 – растяжения.

Континентальные массивы: Ав – Австралийский, Ан – Антарктический, Аф – Африканский, ВЕ – Восточно-Европейский (Балтийский), И – Индостанский, Ис – Индосинийский, Л – Лаврентийский, С – Сибирский, СК – Северо-Китайский, Я – Янцзы (Южно-Китайский).

Числа в кружках: *1–3* – Северо-Атлантический пояс: *1* – грампианиды, *2* – каледониды Скандинавии, *3* – море Торнквиста; *4–6* – бассейны Средиземноморского пояса: *4* – Перифенносарматский, *5* – Гималайский, *6* – Вьетлаосский; *7–10* – Урало-Охотский (Центрально-Азиатский) пояс: *7* – Тимано-Печорский бассейн, *8* – Уральский участок, *9* – Казахстано-Тяньшанский бассейн, *10* – Алтае-Саянский бассейн; *11* – Мозамбикский подвижный пояс; *12* – Аделаидский подвижный пояс; *13* – Трансантарктический подвижный пояс; *14* – Западно-Тихоокеанский подвижный пояс.

нужно отметить, что не все события полностью совершились на салаирском рубеже, так как некоторые из них представляли достаточно длительные процессы, начавшиеся ранее, например при кадомском тектогенезе, и продолжавшиеся после него. Хорошим примером может служить замыкание Мозамбикского океана, начавшееся в конце венда и завершившееся на салаирском рубеже (Хаин, Рудаков, 1996). С другой стороны, анализ показывает, что очень многие салаирские события были революционными (s. str.) и вызвали около 500 млн. лет назад коренные изменения в развитии различных структурных элементов. Многочисленность и разнообразие тектонических перемен конца кембрия–самого начала ордовика требуют хотя бы простейшей систематики приводимых конкретных примеров.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ЭВОЛЮЦИИ ГОНДВАНСКИХ МАТЕРИКОВ И ОБРАМЛЯВШИХ ИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Одна группа крупных тектонических перестроек затронула материки Гондванского ряда и их обрамление. Именно на границе кембрия и ордовика завершилась коллизия Индостана, Австралии, Западной и Восточной Антарктиды с образованием единой Восточной Гондваны (Carson et al., 1996), а П. Ле Фор и др. (Le Fort et al., 1986), кроме того, отметили в качестве важнейшего термального эпизода в эволюции Восточной Гондваны становление гранитоидов в Южной Азии около 500 млн. лет назад. Аналогичные по возрасту и петрохимическим особенностям гранитоиды были выявлены И.М. Гороховым и др. (1993) в покровах Центрального Памира и Низких Гималаев и охарактеризованы как раннепалеозойские фрагменты Гондваны. Следы мощного импульса сжатия около 500 млн. лет назад зафиксированы и соответствующими Rb-Sr и Sm-Nd определениями возраста, полученными для гранулитов Южного Индостана, острова Шри Ланка и Земли Эндерби в Антарктиде (Unnicrishnan et al., 1993). Тот же мощный салаирский импульс обусловил замыкание Аделаидского подвижного пояса в восточном обрамлении Австралии, охарактеризованное как деламерийская фаза тектогенеза (Flottman et al., 1993), и Трансантарктического пояса, ставшее результатом росского диастрофизма (Elliot, 1975). Последнее событие оказалось очень близким по времени и, вероятно, геодинамически сопряженным с активным растяжением на побережье Антарктиды, прямым следствием чего стал бимодальный вулканизм, по продуктам которого недавно получены U-Pb датировки в 500 ± 8 и 501 ± 3 млн. лет (Millar, Storey, 1995).

Замыкание Западно-Тихоокеанского пояса, также входившего в обрамление Восточной Гондваны, сопровождалось юннаньским тектогенезом, приведшим к образованию Катазиатской складчатой системы (Ren et al., 1984). Господство

Термины, обозначающие тектонические события первой половины кембрия–начала ордовика

Термины	Где предложены	Время события	Источники информации
Богемская фаза	Богемский массив	Между кембрием и ордовиком	Zoubek (1974)
Бразильская тектоническая активность	Бразилия	Около 500 млн. лет назад	de Brito Neves, Cordani (1991)
Вандейская фаза	Центральный Французский массив	Между кембрием и ордовиком	Пронин (1969)
Виндийский орогенез	Индостан	Между кембрием и ордовиком	Rameshwar et al. (1990)
Восточно-сербская фаза	Балканиды Сербии	Между ранним и поздним кембрием	Grubic (1995)
Грампианский тектогенез	Шотландия	Начало среднего кембрия–ордовик	Докембрий Канады (1968)
Дамарская фаза	Аравийско-Африканская платформа	Около 520 млн. лет назад	Clifford (1963)
Деламерская фаза	пояс Канманту на юге Австралии	Конец кембрия–начало ордовика	Flottmann et al. (1993)
Джакиский орогенез	Тасмания	Между кембрием и ордовиком	Пронин (1969)
Иберийская складчатость	Испания	Между кембрием и ордовиком	Там же
Нимродский тектогенез	Антарктида	540–520 млн. лет назад	Goodge et al. (1993)
Перерыв Оул-Крик (Аул-Крик)	Северная Америка	тремадок–аренig	Wheeler (1965)
Пампасская орогения	Южная Америка	Около 500 млн. лет назад	Miller, Mao (1995)
Пенобскотская фаза	Северные и Южные Аппалачи	Конец кембрия (около 500 млн. лет назад)	Rast (1989)
Раннесардинская фаза	Германия	Между средним кембрием и ранним ордовиком	Пронин (1969)
Росский диастрофизм	Трансантарктический пояс	Между поздним кембрием и ордовиком	Elliot (1975)
Салаирский цикл тектогенеза	Юг Западной Сибири	Кембрий до начала ордовика	Усов (1936)
Салаирская (гурьевская) фаза	Салаирский кряж	Между ранним и средним кембрием	Там же
Салданский тектогенез	Юг Африки	После раннего кембрия	Goldstrand et al. (1994)
Сандомирская фаза	Келецкая зона Свентокшисских гор	Поздний кембрий–начало ордовика	Geology of Poland (1977)
То же	Голы-Кросненская зона Свентокшиских гор	Рубеж кембрия и ордовика	Там же
Сасыксорская фаза	Северо-Восточный Казахстан	Между поздним кембрием и ранним ордовиком	Борукаев (1955)
Тиеннанская складчатость	Тасмания	Рубеж кембрия и ордовика	Пронин (1969)
Трисильская фаза тектогенеза	Западная Европа	Перед средним ордовиком	Справочник (1970)
Тронхеймская фаза	Скандинавские каледониды	Перед аренигом	Pringle, Short (1970)
Орогения Уэльс	Юго-Восточная Аляска	Средний кембрий–ранний ордовик	Gehrels, Saleeby (1987)
То же	о-в Принца Уэльса	Поздний кембрий–ранний ордовик	Dusel-Bacon et al. (1987)
Финнмаркская тектоно-магматическая эпоха	Скандинавия, Зейландский пояс	Конец кембрия–начало ордовика	Anderton (1982)
Шинкайский (синкайский) тектогенез	Китай, оз. Ханка	Средний кембрий	Wang, Qiao (1984)
Чешская фаза	Средняя Чехия	Между кембрием и тремадоком	Пронин (1969)
Юннаньская фаза	Катазиатская система	Поздний кембрий	Ren et al. (1992)

сжатий обеспечило также замыкание Гималайского бассейна Азиатского Прототетиса со становлением синкинематических гранитоидов и вызвало виндийский тектогенез в пределах соседнего Индостана (Arita et al., 1993; Rameshwar et al., 1990), который оказался ближайшим к Западной Гондване восточно-гондванским элементом. Интенсивное сжатие во второй половине кембрия–самом начале ордовика, т.е. в салаирскую тектоническую эпоху, привело к завершению коллизии таких крупных восточно-гондванских массивов, как Антарктида, Австралия и Индостан, которое произошло около 500 млн. лет назад (Carson et al., 1996). Показательно также, что в некоторых публикациях (Le Fort et al., 1986) тектогенез около 500 млн. лет назад со становлением гранитоидов в Южной Азии расценивается как признак восточно-гондванской принадлежности структурных элементов.

Кроме того, именно на салаирском рубеже завершилась начавшаяся ранее коллизия Западной и Восточной Гондваны (Хаин, Рудаков, 1996), ставшая результатом полного замыкания Мозамбикского океана и приведшая к образованию единого Гондванского суперконтинента. Наряду со многими другими фактами, это событие отразилось и в наличии на западе Индостана комплекса гранулитов с возрастом около 500 млн. лет (Unnicrishnan et al., 1993). То же время сочленения Западной и Восточной Гондваны было отмечено и Дж. Роджерсом (Rogers, 1996). Значительные салаирские перемещения были присущи также отчлененным от Восточной Гондваны разновеликим континентальным массивам. В частности, А.А. Моссаковский и др. (1993) отметили для раннего ордовика частичную структурную перестройку Палеоазиатского океанского бассейна, особенно заметную в его ближайшей к Гондване части, где она сопровождалась "разворотом против часовой стрелки всей группы микроконтинентов восточногондванского происхождения" (с. 22). Та же тенденция господства сжатий проявилась и в эволюции Африки, бывшей периферическим элементом Западной Гондваны, и одним из примеров этих процессов стала конвергенция отдельных африканских континентальных блоков, например, Калахари и Конго (Vicat, Pouclet, 1995). Со своей стороны, Дж. Роджерс (Rogers, 1996) указал на стабилизацию около 500 млн. лет назад зоны сочленения Южной Америки и Западной Африки.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ЗАТРОНУВШИЕ МАТЕРИКИ ЛАВРАЗИАТСКОГО РЯДА И СОСЕДНИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСЫ

Переходя к характеристике салаирских перемен в эволюции материков Лавразиатского ряда и их обрамления, в первую очередь, необходимо отметить, что рубежом около 500 млн. лет назад датируется такое радикальное событие, как отчленение Лаврентии (Северной Америки) от группы Гондванских континентов (Moyes et al., 1993). Это событие ясно видно и на палеотектонической реконструкции, предложенной П. Хоффманом (Hoffman, 1991) именно для временного среза в 500 млн. лет назад. С этим рубежом П. Хоффман связывает прогресс в объединении Гондваны, нарастающее отодвигание от нее Лаврентии, а также быстрое удаление от Западной Гондваны (Африки) Балтийского (Восточно-Европейского) материка. С последним заключением согласиться, правда, трудно, поскольку именно в это время произошло замыкание реликтового Перифенносарматского бассейна Прототетиса, отделявшего Восточную Европу от Африки (Рудаков, 1991).

В свою очередь, в эволюции Лаврентии салаирский рубеж был ознаменован нарастанием растяжений, довольно широко проявившихся еще в конце позднего протерозоя (Johnson et al., 1994) и приведших к фрагментации этого материка, начавшейся около 600 млн. лет назад (Coish et al., 1991) и продолжившейся в раннем палеозое. Геодинамически эти события несомненно были тесно связаны с прогрессом в эволюции океана Япетус (Neugebauer, 1989), разобщившего собою Лаврентию и Балтику. Господство той же тенденции заметно в нарастании континентального рифтинга на Урале, т.е. на востоке Балтийского материка.

Наконец, частые в эволюции Лаврентии отсутствие собственно салаирских гранитоидов и непрерывность стратиграфических комплексов кембрия–начала ордовика, контрастирующие с очевидностью кадомского тектогенеза, приведшего к гранитообразованию и перерыву в седиментации, недавно были показаны И. Досталем и др. (Dostal et al., 1996) на частном примере, касающемся каледонид Новой Шотландии. С другой стороны, отдельные эпизоды в тектонической эволюции Лаврентии отражают наличие локальных сжатий, одним из результатов которых явилась средне-позднекембрийская инверсия Южно-Оклахомского рифта, сопровождавшаяся наземным риолитовым вулканизмом. На ближайшей к Чукотке окраине Аляски также зафиксирован позднекембрийско-раннеордовикский тектогенез, сопровождавшийся зеленосланцевым метаморфизмом, складчатостью и становлением соскладчатых интрузий среднего состава (Dusel-Bacon et al., 1996). Вещественным продуктом этого события является комплекс Уэльс, возраст протолита которого предполагается верхнепротерозойско(?)-кембрийским (Gehrels, Saleeby, 1987).

Таким образом, континенты "северного" (Лавразиатского) и "южного" (Гондванского) рядов

характеризовались преобладанием противоположно направленных кардинальных салаирских тектонических перемен. Очень близкие по времени события несомненно были геодинамически связаны и отчасти компенсировали друг друга. Тем не менее, отмеченные главные тенденции в тектонической эволюции отнюдь не исключают случаев локального проявления противоположных по направленности процессов, и одним из убедительных примеров этого может служить разнообразие событий на Восточно-Европейском кратоне (см. выше). Аналогичные "исключения", подтверждающие общее правило, можно видеть в фактах тектонической аккреции на периферии Япетуса, приведших к грампианскому, финнмаркскому и тронхеймскому тектогенезу. Более того, самое замыкание Перифенносарматского бассейна в Европейской части Прототетиса и Гималайского в Азиатской указывает на отсутствие дивергенции соседних Евразиатских и Гондванских материков.

ВЕРОЯТНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ САЛАИРСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Важнейшую характеристику салаирских тектонических перемен представляет их несомненная геодинамическая сопряженность в планетарном масштабе, первопричиной которой служила кинематика крупнейших континентальных плит и жестких массивов меньших размеров. Одна большая группа салаирских событий ясно отражает режим тектонического сжатия, а другая определенно свидетельствует о господстве растяжений литосферы. При этом существенно, что многообразие известных на сегодня салаирских событий, часть которых отмечена выше, позволяет проследить различные варианты геодинамических взаимосвязей вызвавших их напряжений второй половины кембрия–самого начала ордовика.

Анализ Восточно-Европейского кратона обнаруживает одновременные и противоположно направленные перемены в пределах единого материка. На Северо-Американском кратоне также проявились как сжатия, так и растяжения литосферы, но заметное преобладание последних вызвало здесь именно позднекембрийский переход от авлакогенной стадии развития к плитной, т.е. к началу собственно платформенного этапа эволюции, отразившемуся и в том максимуме трансгрессий этого времени, который был выявлен для Северной Америки статистически (Малиновский, 1982). Примером же материка, испытывавшего генеральные сжатия, может служить Африка с многочисленными зонами тектоно-термальной переработки, радиологического омоложения, воздымания и эрозии добайкальского субстрата. Кроме того, концом кембрия датируется завершение конвергенции ряда частных африканских континентальных массивов.

В эволюции подвижных поясов салаирские события и их взаимосвязь проявились еще более ярко. Одни поясы, например, Северо-Атлантический, испытывали генеральное растяжение, фиксируемое на разных его пересечениях и обеспечившее прогресс в эволюции океана Япетус. Кроме отмеченных выше фактов образования офиолитов на северо-западе Скандинавии, этот прогресс проявился и в становлении метаперидотитов Бессенуа на Центральном Французском массиве (Couturier et al., 1994). В Средиземноморском же поясе явно преобладали сжатия литосферы, приведшие к замыканию Перифенносарматского бассейна в Европейском Прототетисе и Гималайского в Азиатском, а также к росту орогена на северной периферии Африки. Гетерогенный Урало-Охотский (Центрально-Азиатский) пояс, в свою очередь, позволяет проследить по его простиранию смену знака напряжений. Собственно Уральский отрезок пояса, испытывая в кембрии нарастающие растяжения литосферы (Иванов, 1996), находился накануне перехода от континентального рифтинга к спредингу (Пучков, 1995), который начался здесь именно в конце кембрия–раннем ордовике. Е.В. Хаин и др. (1997) аналогично датируют начало раскрытия Уральского палеоокеана, как и крупного Туркестанского бассейна с океанской корой. Последнее событие подтверждается, в частности, верхнекембрийско-нижнеордовикским возрастом офиолитов Терскейской зоны Северного Тянь-Шаня (Демина и др., 1995). В Центральном Казахстане глубоководная седиментация позднего кембрия–раннего ордовика палеонтологически подтверждена в Ерементау-Чуилийской зоне (Борисенок и др., 1996). Со своей стороны, К.Е. Дегтярев и Д.В. Алексеев (Degtyarev, Alexeiev, 1995) показали, что в Киргиз-Терскейской сутурной зоне развиты позднекембрийско-тремадокские тыловодужные офиолиты и продукты эволюции энсиматических островных дуг. Недавно А.К. Бухарин и др. (1996) подчеркнули унаследованность от кембрийского времени режимов ордовикского развития столь разных по тектонической природе элементов океана, как зоны рассеянного спрединга (Южно-Букантауская, Зеравшано-Туркестанская) и шельфовые бассейны пассивной окраины континента (Байсунский, Кургантюбинский и Северо-Таримский). Первая фаза сжатий, приведшая к амальгамации разобщенных ранее Степняк-Северотяньшанского и Кокчетав-Срединнотяньшанского террейнов фиксируется в самом конце тремадока(?)–раннем арениге. Влияние салаирского импульса сжатия на эволюцию Казахстано-Тяньшанского бассейна проявилось и в локальной аккреции с образованием ряда вулканических островных дуг (Дергунов, 1988;

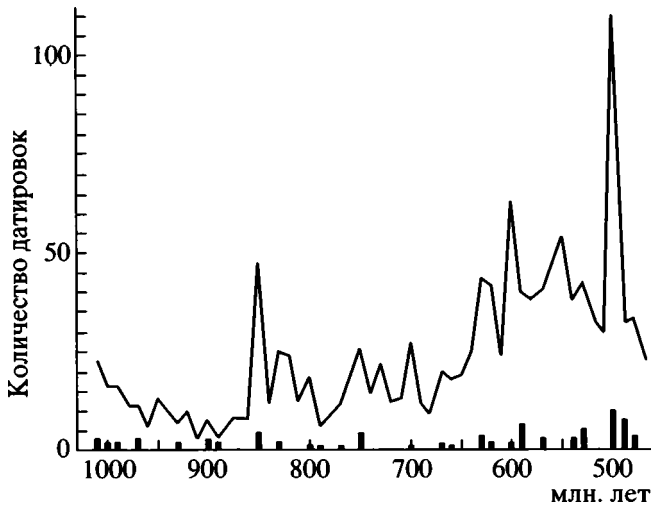


Рис. 2. Кривая распределения датировок эндогенной активности в интервале 1000–500 млн. лет назад. Высота столбиков пропорциональна числу датировок офиолитов.

Моссаковский и др., 1993). В более восточных областях того же Урало-Охотского пояса, например, в Алтае-Саянской, салаирский рубеж был ознаменован общим сжатием и замыканием исходного океанского бассейна (Е.В. Хаин, 1991). Таким образом, нарастание растяжений на Урале через регионы с локальным импульсом сжатия сменяется в Алтае-Саянской области общим сжатием с коренным переломом в состоянии литосферы.

Разная направленность салаирских напряжений иногда распознается и вкрест простирания единого подвижного пояса. В частности, на фоне генерального прогресса в эволюции Япетуса локальные сжатия на салаирском рубеже привели к замыканию периферического Грампианского бассейна (Anderson, 1953) и к финнмаркскому тектогенезу в Зейландском вулкано-плутоническом поясе Скандинавии (Anderton, 1982). В Средиземноморском поясе, напротив, на фоне господствовавшего сжатия именно в конце кембрия началось новое растяжение с раскрытием наиболее ранних океанских бассейнов, вошедших позднее в систему Палеотетиса (Рудаков, 1993б). Начало новой стадии океанизации подтверждается, в частности, возрастом в 496 млн. лет, установленным для Шамрусского офиолитового комплекса Французских Альп (Menot et al., 1988). Палеонтологическим следствием этого события явилась самостоятельность Средиземноморской фаунистической провинции того же времени (Torsvik et al., 1991). Аналогичный бассейн, раскрывшийся уже в кембрии, представлял и т. н. Рейский океан в Центральной Европе (Cocks, Fortey, 1982) с широким развитием мафическо-ультрамафических комплексов позднего кембрия–раннего ордовика (Erdtmann, 1991; Pin, 1990).

Приведенные примеры позволяют также проследить взаимосвязь салаирских перемен в эволюции двух подвижных поясов из обрамления одного и того же материка, причем последние могли быть смежными или не сочлененными друг с другом, а причину перемен представляли горизонтальные перемещения данного материка, вызванные одинаково или противоположно направленными напряжениями в литосфере. Геодинамическую сопряженность обнаруживают также тектонические события в подвижных поясах и на соседних кратонах. Большая часть примеров отмечена выше, а здесь нужно добавить, что сочетание противоположных по знаку напряжений может быть установлено лишь при анализе кратона в целом, причем удается распознать два варианта соотношений. Связь сжатия в пределах пояса и растяжения на соседнем кратоне просматривается, в частности, в эволюции Ней-Монгольского бассейна Палеоазиатского океана и Северо-Китайского (Китайско-Корейского) кратона (Моссаковский и др., 1993). Первый из них испытал замыкание в среднем–позднем кембрии, а растяжение в пределах последнего проявилось, в частности, в аномально высоких скоростях раннеордовикского прогибания Пхеннамского авлакогена (Хаин, Сеславинский, 1991). Господствующие растяжения на Уральском отрезке Урало-Охотского пояса в сочетании со сжатиями в ряде мест центральной части Восточно-Европейского кратона отражают обратное соотношение напряжений.

Наконец, условно сопряженными можно считать события в подвижных поясах, не принадлежавших к обрамлению одного и того же кратона, и в пределах разных континентальных плит. Геодинамическая сопряженность определялась здесь общей кинематикой системы континентальных плит и не может быть связана с перемещениями одной из них относительно других. Конкретные примеры таких связей видны из приведенной выше информации.

Таким образом, тектонические перемены конца кембрия–самого начала ордовика позволяют проследить все теоретически возможные геодинамические сочетания вызвавших их одинаково или противоположно направленных напряжений как в подвижных поясах, так и на континентальных кратонах. Более того, представляется весьма вероятной, по крайней мере, частичная динамическая компенсация противоположных по знаку напряжений, чему отнюдь не противоречит гораздо меньшее число датировок, отражающих следы растяжения и деструкции коры, по сравнению с количеством определений, фиксирующих возраст продуктов сжатия. Такое соотношение количества датировок, в том числе и на приводимой кривой (рис. 2), свидетельствует, вероятно,

об объективно гораздо худшей сохраняемости и выявляемости следов растяжения, пригодных для радиометрического датирования, по сравнению с результатами сжатия.

ОЦЕНКА РОЛИ САЛАИРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РУБЕЖА

Кардинальность охарактеризованных перемен конца кембрия–самого начала ордовика, затронувших различные материки Гондванского и Лавразиатского рядов, их относительное местоположение и эволюцию их обрамления, представляет один из аргументов в пользу первостепенной значимости салаирского рубежа. Существенные салаирские тектонические события привели к значительным палеогеографическим изменениям и стали первопричиной того резкого роста разнообразия морской фауны в начале раннего ордовика по сравнению с кембрием, который недавно был подчеркнут А. Миллером и С. Мао (Miller, Mao, 1995), проследившими близость этих событий во времени и пространственную приуроченность новых семейств и родов к "тектонически активным бассейнам (геосинклиналям)". Три крупные фаунистические перестройки с появлением новых групп организмов в непосредственной близости к рубежу кембрия и ордовика отметили также Л.Е. Попов и Т.Н. Корень (1996), увидевшие, правда, для этих перестроек иные, климатические, причины, которые, в свою очередь, могут быть косвенным следствием существенной реорганизации местонахождения крупнейших континентальных плит на рубеже кембрия и ордовика.

Вторым аргументом при оценке роли салаирского рубежа может служить то обстоятельство, что для него удается распознать самые разные варианты геодинамической сопряженности тектонических событий, вызванных одинаково или противоположно направленными напряжениями в литосфере, что отражает наличие реально действовавшего механизма кинематики континентальных плит, испытавшего кардинальную перестройку в конце кембрия–самом начале ордовика.

Наконец, значимость салаирского рубежа подтверждается также построенной авторами кривой распределения во времени датировок, фиксирующих эндогенные события между 1000 и 500 млн. лет назад (рис. 2). Эта кривая суммирует возрастные данные, приведенные в реферативном журнале "Геология" (1991–1995 гг. и № 1–9 за 1996 г.), а также опубликованные в Материалах 30-й сессии Международного геологического конгресса и в ряде недавних выпусков отечественных и зарубежных журналов. Несмотря на ряд оговорок, сделанных авторами ранее (Хаин, Рудаков, 1995), эта кривая подтверждает те объективные характеристики, к которым независимо приводит анализ тектонической эволюции многих конкретных регионов. Прежде всего, на данной кривой ясно выделяется пик числа датировок на уровне 500 млн. лет, т.е. близ границы кембрия и ордовика, фиксирующий салаирский рубеж и заметно превосходящий все остальные максимумы датировок. Существенно, что компонентами этого пика являются датировки, вероятно, свидетельствующие как о режимах сжатия, так и о нараставших растяжениях. Кроме того, резкий спад числа таких датировок сразу после 500 млн. лет назад, видимо, отражает глобальную кратковременность салаирского тектогенеза. Последняя сочетается с очень широкой географией салаирских перемен, подтверждая вывод А.А. Пронина (1969) о "планетарном характере салаирской тектонической эпохи". Однако нельзя не видеть и явной диспропорции в расположении элементов с салаирским переломом, которые находятся ныне преимущественно в восточном полушарии Земли, что отражается и в этимологии большинства локальных терминов, характеризующих тектогенез конца кембрия–начала ордовика (таблица). В элементах же, расположенных ныне в западном полушарии, в это время преобладали растяжения и деструкция континентальной коры и салаирские датировки встречаются заметно реже, чем в восточном. С другой стороны, информация последних лет настоятельно требует пересмотреть заключение А.А. Пронина (1969, с. 107) о том, что фазы салаирской эпохи "являлись второстепенными эпизодами в тектоническом развитии земной коры и в отдельности реального значения не имели". Те палеотектонические перемены, которые были названы выше и перечень которых несомненно может быть продолжен, достаточно убедительно свидетельствуют о первостепенной значимости салаирского рубежа.

Ответ на вопрос о позднебайкальской или раннекаледонской принадлежности салаирского тектогенеза, бывшего пограничным между двумя тектоническими эрами, зависит от специфики эволюции конкретных регионов, но в глобальном масштабе первый вариант ответа является более вероятным. Этот вопрос недавно был проанализирован авторами (Хаин, Рудаков, 1995), а здесь можно сказать, что еще Н.С. Шатский (1963, с. 587) считал, что "кембрийские движения являются не началом каледонских, а концом рифейских". Несколько позднее тот же вывод был сделан В.Е. Хаиным (1964). Современная информация подтверждает, что салаирским рубежом действительно завершился длительный этап непрерывной тектонической эволюции многих и разнородных структурных элементов, начавшийся 1000–850 млн. лет назад. В других же случаях постоянство тектонического режима при отсутствии радикальных перемен фиксируется с самого начала венда. Наконец, если в эволюции по-

движных поясов проявился кадомский (панафриканский) тектогенез, то он зачастую не приводил к полному замыканию океанов (примерами могут служить Средиземноморский и Мозамбикский поясы), где до салаирского рубежа сохранились реликтовые эпикадомские бассейны. Симптоматично, что вывод о позднебайкальской принадлежности салаирского рубежа вытекает и из построенной сугубо формально кривой распределения датировок (рис. 2), не обнаруживающей иных, кроме салаирской, тектонических фаз, которые могли бы в глобальном масштабе "претендовать" на роль рубежа, завершившего байкальскую эру тектогенеза. В частности, после кадомской (s. str.) фазы сохранилась очень высокая повторяемость событий, связанных с режимом сжатия, а рубеж венда и кембрия вообще не отличается по числу датировок от соседних отрезков времени. Тем не менее, в ряде случаев, например, в эволюции Япетуса или Южной Сибири салаирский тектогенез был самым ранним эпизодом в постепенном каледонском замыкании океана.

ВЫВОДЫ

1. Проанализированный материал, объем которого быстро увеличивается в последнее время, убеждает в первостепенной и планетарной значимости салаирского тектонического рубежа в раннепалеозойской эволюции литосферы. Это подтверждается и широтой географии существенных перемен второй половины кембрия–самого начала ордовика.

2. Большинство салаирских событий представляло собою коренные перемены в развитии как подвижных поясов, так и разновеликих континентальных массивов.

3. Первостепенную значимость салаирского рубежа подчеркивает и то разнообразие тектонических событий, которое отражает все теоретически возможные геодинамические сочетания тектонических напряжений.

4. Выявленное многообразие геодинамических связей между салаирскими событиями представляет прямое следствие коренной реорганизации положения континентальных плит в конце кембрия–самом начале ордовика.

5. Салаирский тектогенез, бывший пограничным между байкальской и каледонской тектоническими эрами, обладает двойственной природой, но в глобальном масштабе его позднебайкальская роль проявляется заметно чаще.

6. Наконец, для салаирского рубежа весьма характерно также наличие значительного числа регионов, в которых началось растяжение коры на новом этапе тектонической эволюции, частично компенсировавшее господствующие сжатия, которые завершали байкальский этап.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белякова Л.Т., Степаненко В.Н. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.

Борисенок В.И., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. Условия формирования позднекембрийско-раннеордовикских терригенно-кремнистых комплексов Ерементау-Чуилийской зоны (Центральный Казахстан). // Палеогеография венда–раннего палеозоя. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 23–25.

Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М.: Госгеолтехиздат, 1955. 408 с.

Бухарин А.К., Масленникова И.А., Брежнев В.Д. Зарождение и становление Урало-Тяньшанского палеозойского складчатого пояса // Отеч. геология. 1996. № 8. С. 35–43.

Волкова Н.А. Акритархи пограничных отложений кембрия и ордовика Балтийской фитопланктонной провинции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 4. С. 31–43.

Горохов И.М., Дюфур М.С., Неймарк Л.А. и др. Раннепалеозойские фрагменты Гондваны в покровах Центрального Памира и Низких Гималаев: геохимические и изотопные характеристики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 3. С. 20–34.

Демина Л.И., Ломизе М.Г., Авдонин А.В. Геодинамическая характеристика перидотитов Присонгкелья (Северный Тянь-Шань) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1995. № 1. С. 91–99.

Дергунов А.Б. Зоны тектонического скучивания в каледонидах Центральной Азии // Геотектоника. 1988. № 3. С. 63–75.

Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968. 384 с.

Загорчев И. Стратиграфия диабаз-филлитоидного комплекса в Юго-Западной Болгарии // Geologica Balc. 1987. V. 17. № 3. P. 3–14.

Иванов К.С. Палеогеография и геодинамика раннего палеозоя Урала // Палеогеография венда–раннего палеозоя. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 73–75.

Малиновский Ю.М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М.: Недра, 1982. 176 с.

Мальков Б.А. Байкалиды Тимана: миф или реальность? // Наследие А.Я. Кремса в трудах ухтинских геологов. Сыктывкар: Тимано-Печорск. отд. ВНИГРИ. 1992. С. 20–29.

Милановский Е.Е., Никишин А.М., Горбачев В.И. и др. Развитие рифтогенных и пострифтовых осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей в позднем протерозое и фанерозое // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 120–124.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

Попов Л.Е., Корень Т.Н. Эвстатические колебания и черносланцевая седиментация на границе кембрия и

ордовика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 3–12.

Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л.: Наука, 1969. 231 с.

Пучков В.Н. Корреляция этапов тектонического развития Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и западного склона Урала // Тектоника осадочн. бассейнов Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 143–146.

Рудаков С.Г. О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1991. № 2. С. 26–36.

Рудаков С.Г. Отражение раскрытия и начала эволюции Средиземноморского подвижного пояса на юго-западной окраине Восточно-Европейского кратона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1993а. № 5. С. 48–59.

Рудаков С.Г. Тектоническое развитие океанов Япетус и Прототетис: сравнительная характеристика // Геотектоника. 1993б. № 6. С. 41–49.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.

Справочник по тектонической терминологии. М.: Наука, 1970. 432 с.

Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 200 с.

Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 254 с.

Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Изд. Зап.-Сибирск. геол. треста, 1936. 209 с.

Хаин В.Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры // Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Доклады сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1964. С. 58–70.

Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С. Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 25–32.

Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Западная Гондвана, Восточная Гондвана и Прототетис в конце докембрия–начале палеозоя // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1996. № 4. С. 13–19.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.

Хаин Е.В. Позднедокембрийская и раннепалеозойская история формирования структуры Восточного Саяна // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 289–291.

Хаин Е.В., Гибшер А.С., Дегтярев К.Е. Главные этапы позднедокембрийско-раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана // Тектоника Азии. Программа, тезисы совещания. РАН. М.: ГЕОС, 1997. С. 237–240.

Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости // Избр. труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 581–587.

Arita K., Koide Y., Shiraishi K. 500 Ma Pan-Gondwana event and its tectonic significance: Antarctica and the Himalaya // NIPR Sympos. Antarct. Geosi. 1993. V. 6. P. 148.

Anderson I.G.C. The stratigraphical succession and correlation of the Pre-Cambrian of Scotland and Ireland // Intern. Geol. Congr. XIX session. 1953. C. R. Sect. I. F. 1. P. 9–142.

Anderton R. Dalradian deposition and the late Precambrian–Cambrian history of the N. Atlantic region: a review of the early evolution of the Iapetus Ocean // J. Geol. Soc. London. 1982. V. 139. № 4. P. 421–431.

de Brito Neves B.B., Cordani U. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic // Precambr. Research. 1991. V. 53. № 1. P. 23–40.

Carson C.J., Fauning C.M., Wilson C.J.L. Timing of the Progress Granite, Larsemann Hills: additional evidence for Early Palaeozoic orogenesis within the East Antarctic Shield and implications for Gondwana assembly // Austr. J. Earth Sci. 1996. V. 43. № 5. P. 539–553.

Clifford T.N. The Damaran episode of tectonothermal activity in South West Africa, and its regional significance in Southern Africa // Univ. Leeds., Research. Inst. Afric. Geol. 1963. 7th ann. rep. 21 p.

Cocks L.R.M., Fortey R.A. Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain // J. geol. Soc. London. 1982. V. 139. Part 4. P. 465–478.

Coish R.A., Bramley A., Gavigan T., Masinter R. Progressive changes in volcanism during Iapetan rifting: comparisons with the East Africa Rift-Red Sea system // Geology. 1991. V. 19. № 10. P. 1021–1024.

Couturier M., Monchoux P., Santallier D. The La Bessenoits metaperidotite (French Massif Central). Nature and geodynamic significance // Geol. la France. 1994. № 3. P. 53–70.

Degtyarev K.Ye., Alexeiev D.V. Terrane amalgamation and back-arc deformations within the Kirgiz–Terskey suture zone during the Ordovician time // 5th Zonenshain conference on Plate tectonics. Programme and abstracts. Moscow: Geomar, 1995. P. 66–67.

Drinkwater N.J., Pickering K.T., Siedlicka A. Deep-water fault-controlled sedimentation, Arctic Norway and Russia: responce to Late Proterozoic rifting and the opening of the Iapetus Ocean // J. Geol. Soc. London. 1996. V. 153. P. 427–436.

Dostal J., Keppie J.D., Cousens B.L., Murphy J.B. 550–580 Ma magmatism in Cape Breton Island (Nova Scotia, Canada): the product of NW-dipping subduction during the final stage of amalgamation of Gondwana // Precambr. Research. 1996. V. 76. № 1. P. 93–113.

Dusel-Bacon C., Brew D.A., Douglass S.L. Metamorphic Facies Map of Southeastern Alaska – Distribution Facies, and Ages of Regionally Metamorphosed Rocks // US Geol. Surv. Profes. Paper. 1996. № 1497-D. 42 p.

Elliot P.H. Tectonics of Antarctica: a review // Amer. J. Sci. 1975. V. 275A. P. 45–106.

Erdtmann B.D. The post-cadomian early palaeozoic tectonostratigraphy of Germany (attempt of any analytical review) // Ann. Soc. Geol. Belg. 1991. V. 114. № 1. P. 19–43.

Flottmann T., Gibson G.M., Kleinschmidt G. Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens along the margin of the paleo-Pacific // Geology. 1993. V. 21. № 4. P. 319–322.

Le Fort P., Debon F., Ficher A., Sonet J., Vidal P. The 500 Ma magmatic event in the alpine southern Asia a thermal episode at Gondwana scale // Mem. Sci. de la Terre. 1986. V. 47. P. 191–209.

Gehrels G.E., Saleeby J.B. Geology of southern Prince of Wales Island, southeastern Alaska // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. V. 98. № 2. P. 123–137.

Geology of Poland. V. IV. Tectonics. Warszaw: Wydawn. Geol., 1977. 728 p.

Goldstrand P.M., Fitzgerald P.G., Radfield T.F., Stump E., Hobbs C. Stratigraphic evidence for the Ross orogeny in the Ellsworth Mountains, West Antarctica: implication for the evolution of the paleo-Pacific margin of Gondwana // Geology. 1994. V. 22. № 5. P. 427–430.

Goodge J.W., Walker N.W., Hansen V.L. Neoproterozoic-Cambrian basement involved within orogenesis of Antarctic margin of Gondwana // Geology. 1993. V. 21. № 3. P. 37–40.

Grubic A. Large Late Baikalian nappe in the Carpatho-Balkanides of Eastern Serbia and Romania // XV Congr. of the Carpatho-Balk. Geol. Association. Athens. 1995. Spec. publ. 1. № 4/1. P. 38–40.

Haydutov I., Yanev S. Proto-Gondwanaland block in the pre-Alpine basement of the Balkan peninsula // XV Congr. of the Carpatho-Balk. geol. Association. Tectonostratigraphic terranes of the Carpatho-Balcan region. Athens. 1995. P. 15.

Hoffman P.F. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? // Science. 1991. V. 252. № 5011. P. 1409–1412.

Johnson P.R., Zietz I., Thomas V.A. Possible Neoproterozoic–Early Paleozoic grabens in Missisippi, Alabama, and Tennessee // Geology. 1994. V. 22. № 1. P. 11–14.

Menot R.P., Peucat J.J., Scarenzi D., Piboule M. 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (External crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization // Earth Planet. Sci. Letters. 1988. № 1/2. P. 82–92.

Millar J.L., Storey B.C. Early Palaeozoic rather then Neoproterozoic volcanism and rifting within the Transantarctic Mountains // J. geol. Soc. London. 1995. V. 152. № 3. P. 417–420.

Miller A.J., Mao S. Association of orogenic activity with the Ordovician radiation of marine life // Geology. 1995. V. 23. № 4. P. 305–308.

Moyes A.B., Barton J.M., Groenewald P.B. Late Proterozoic to Early Palaeozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: supercontinental fragmentation and amalgamation // J. Geol. Soc. London. 1993. V. 150. № 5. P. 833–842.

Neugebauer J. The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe // Tectonophysics. 1989. V. 169. P. 229–256.

Pickering K.T., Smith A.G. Arcs and backarcs basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean // Island Arc. 1995. V. 4. P. 1–67.

Pin G. Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data // Tectonophysics. 1990. V. 77. № 1–3. P. 215–227.

Pringle J.R., Short B.A. The age of the peak of the Caledonian orogeny in West Finnmark, North Norway // Norsk. Geol. Tidssar. 1970. V. 40. P. 435–443.

Rameshwar Rao D., Sharma K.K., Sivaraman T.V., Gopalan K., Irivedi J.R. Rb-Sr dating and petrochemistry of Hant granite (Baramulla area), Kashmir Himalaya // J. Himal. Geology. 1990. V. 1. № 1. P. 57–63.

Rast N. The evolution of the Appalachian chain // The Geology of North America. V. 1. Geol. Soc. Amer. 1989. P. 215–226.

Ren J., Chen T., Liu Z. Some problems concerning the geotectonic zoning in Eastern China (in Chinese) // Geol. Review. 1984. V. 30. № 4. P. 382–385.

Rogers J.J.V. A History of Continents in the Past Three Billion Year // J. Geology. 1996. V. 104. № 1. P. 91–107.

Saveliev A.A. Ultrabasites and basites of Urals in structure and history of the Paleozoic margin of the East European continent // 5th Zonenshain conference on Plate tectonics. Programme and abstracts. Moscow: Geomar, 1995. P. 167–168.

Siedlicka A. Development of Upper Proterozoic sedimentary basins of the Varanger Peninsula, East Finnmark, North Norway // Geol. Survey Finland. Bull. 1985. V. 331. P. 175–185.

Torsvik T.H., Ryan P.D., French A., Harper D.A.T. Cambrian–Ordovician palaeogeography of Baltica // Geology. 1991. V. 19. № 1. P. 7–10.

Unnicrishnan C., Yoshida M., Hagami H., Santosh M. Geochronological Constraints on Granulite Formation in Southern India // J. Geosciences. 1993. V. 36. № 5. P. 109–121.

Vicat J.-P., Pouclet A. Nature du magmatisme lie a une extension pre-Panafricaine: les dolerites des bassins de Comba et de Sembe-Quesso (Congo) // Bull. Soc. géol. France. 1995. T. 166. № 4. P. 355–364.

Wang Yongzhen, Qiao Xiufu. Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // Geol. Mag. 1984. V. 121. № 6. P. 599–614.

Wheeler H.E. Ozark Pre-Cambrian – Paleozoic relations // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1965. V. 49. № 10. P. 16647–16665.

Zoubek V. Remarques sur le Precambrien des zones mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale // Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Praha, 1974. P. 33–62.

Рецензенты Ч.Б. Борукаев, А.А. Моссаковский

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 23–41

УДК 539.183.2:551.732(232.223)

ИЗОТОПНАЯ СТРАТИГРАФИЯ БОКСОНСКОЙ СЕРИИ, ВЕНД–КЕМБРИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 1999 г. Б. Г. Покровский*, Е. Ф. Летникова, С. Г. Самыгин***

** Геологический институт РАН,*
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия
*** Институт земной коры СО РАН,*
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Поступила в редакцию 22.04.97 г., получена после доработки 29.10.97 г.

Изотопно-углеродная и изотопно-кислородная эволюционные кривые, полученные для венд-раннекембрийских карбонатов боксонской серии, хорошо коррелируются с аналогичными кривыми, полученными ранее для разрезов Сибирской платформы и Западной Монголии. Важнейшими элементами этих кривых являются: 1) аномально высокие величины $\delta^{13}C$ (до 6‰, PDB) и $\delta^{18}O$ (до 31‰, SMOW) в основании разреза, типичные также для нижней части относимой к венду цаганоломской свиты Западной Монголии; 2) резкое падение величин $\delta^{13}C$ (до – 5‰) и $\delta^{18}O$ (до 25–26‰) в нижней части табинзуртинской свиты, аналогичное тому, которое установлено в разрезах Сибирской платформы и Западной Монголии вблизи основания маныкайского (немакит-далдынского) яруса. На основании проведенной корреляции забитская свита может быть отнесена к венду; нижняя граница маныкайского (немакит-далдынского) яруса устанавливается в 75–100 м выше основания табинзуртинской свиты, подошва томмотского яруса – в 400–450 м выше основания этой свиты, а граница между томмотским и атдабанским ярусом примерно совпадает с границей между табинзуртинской и хужиртайской свитами. Диамиктиты в основании забитской свиты могут быть сопоставлены с ранневендским лапландским ледниковым горизонтом. Обсуждаются причины возникновения изотопных аномалий и их возможная связь с климатическими событиями.

Ключевые слова. **Изотопная геохимия, стратиграфия, венд, кембрий, боксонская серия, карбонаты, Восточный Саян.**

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в карбонатных породах верхнего докембрия и нижнего кембрия во многих регионах проводятся интенсивные исследования изотопного состава углерода и кислорода. Эти работы преследуют две основные цели: 1) реконструкцию изменений природной среды на одном из важнейших этапов геологической истории, 2) разработку изотопной стратиграфии и проведение на ее основе межрегиональных геологических корреляций – в особенности там, где биостратиграфические методы теряют свою эффективность.

Обе эти проблемы еще далеко не исчерпаны, однако уже сейчас в типовых разрезах Сибирской платформы (Magaritz et al., 1986, 1991; Kirshvink et al., 1991; Покровский, Виноградов, 1991; Покровский, Миссаржевский, 1993; Виноградов и др., 1994; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996; Покровский, 1996, Pelechaty et al., 1996; Kaufman et al., 1996), в Западной Монголии (Brasier et al., 1996; Кулешов, Жегалло, 1997); на Шпицбергене и в Восточной Гренландии (Knoll et al., 1986); Африки (Tucker, 1986; Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1991, 1993), в Иране и Китае (Brasier et al., 1990), в Малых Гималаях (Aharon et al., 1987) и в некоторых других районах в пограничных венд-кембрийских отложениях установлен ряд характерных сдвигов на С- и О-изотопных эволюционных кривых, которые отражают, по-видимому, те или иные глобальные или субглобальные события и могут быть использованы в качестве стратиграфических реперов.

В предлагаемой статье приводятся результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах боксонской серии, отложения которой достигают 3500 м мощности и широко распространены на юге Восточного Саяна (рис. 1). Время формирования боксонской серии обычно соотносят с интервалом между поздним рифеем и

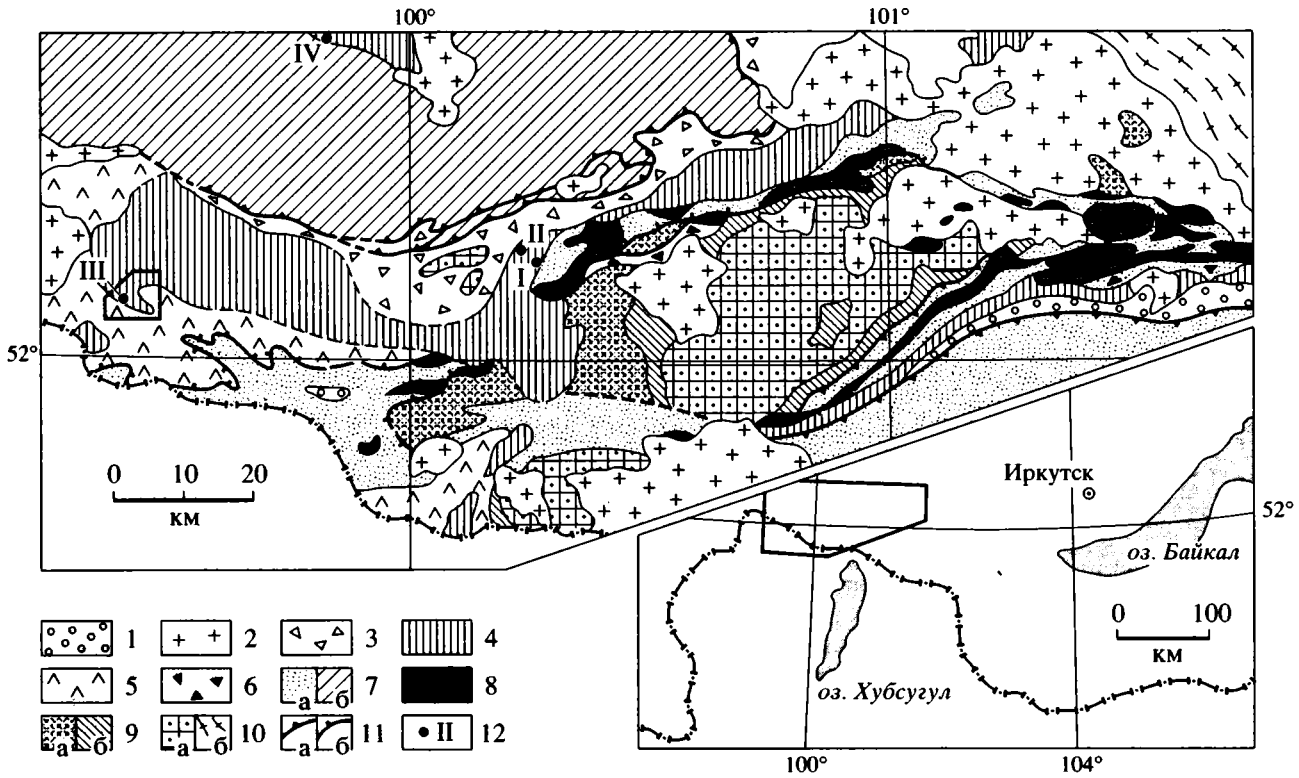


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема юго-восточной части Восточного Саяна (Хераскова, Самыгин, 1989) и положение изученных разрезов.

1 – грубообломочные отложения ордовика (?); 2 – гранитоиды, в основном раннепалеозойские; 3 – карбонатно-песчано-сланцевая, кремнисто-сланцево-карбонатная толщи (мангатгольская, дабанжалгинская, яматинская свиты, C_2 – ?); 4 – карбонатные отложения боксонской серии и ее аналогов; 5–10 – довендские комплексы: 5 – осадочно-вулканогенный (сархойская серия), 6 – олистостромовый с офиолитовой кластикой, 7 – флишоидные: а – туффито-глинисто-терригенный и карбонатно-сланцевый (оспинская, дибинская, ильчирская, барунгольская свиты), б – туфогенно-осадочный (окинская серия), 8 – офиолитовый, 9 – карбонатно-песчано-сланцевый монгошинской свиты (а), терригенно-карбонатный иркутной свиты (б), 10 – кристаллический дорифейского фундамента (а), гранито-гнейсовый неясного возраста (б); 11 – надвиги, границы тектонических покровов раннепалеозойские (а) и ранневендские (б); 12 – местонахождение изученных разрезов: I – стрелка р.р. Урдо- и Хойто-Боксон, II – р.р. Хара-Тологой и Хохюр-Жалги, пос. Рудничный, III – р. Сархой, IV – гора Яманай-Байса на правом берегу р. Тисса, устье р. Жалгын.

серединой среднего кембрия, что обосновано фауной, найденной в ее верхней части, водорослями и строматолитами, заключенными в ее основании и единичными радиологическими датировками (Семихатов, Серебряков, 1967; Бутов и др., 1979; Геология и метаморфизм..., 1988). Что касается границ между рифеем и вендом, вендом и кембрием, а также между ярусами раннего кембрия, то они в разрезах боксонской серии устанавливаются весьма условно; малообещающими представляются и перспективы их проведения с помощью биостратиграфических методов. Эти, а также некоторые другие спорные вопросы стратиграфии Восточного Саяна мы попытались прояснить, опираясь на изотопные данные.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Терригенно-карбонатные породы боксонской серии слагают субплатформенный чехол северной части Тувино-Монгольского массива, имевшего разнородное основание (рис. 1). На востоке обнажается дорифейский кристаллический фундамент с фрагментами рифейских отложений, на который были обдуцированы офиолиты и связанные с ними различные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (окинская серия, дибинская, оспинская и другие свиты). На западе распространены дифференцированные вулканиты и продукты их переотложения сархойской серии, возраст которой определяется как поздний рифей (Буякайте и др., 1989). Боксонская серия в одних местах трансгрессивно, в других тектонически перекрывается черносланцевыми и пестросланцевыми карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными толщами, относящимися ко второй половине среднего кембрия (мангатгольская свита) или имеющими неоднозначную трактовку своего возраста (дабанжалгинская, яматинская свиты).

Геологическое строение региона является в настоящее время предметом острых дискуссий, вызванных выделением из многих ранее немых и считавшихся докембрийскими (в основном добоксонскими) толщ весьма спорных палеозойских органических остатков (Геология и метаморфизм..., 1988; Терлеев, Задорожный, 1996). Это поставило под сомнение установленный ранее стратиграфический характер залегания боксонских карбонатов на подстилающих образованиях – таких, как надофиолитовый разрез в районе слияния рек Урдо- и Хойто-Боксон, сархойская серия в районе одноименной реки, окинская серия в междуречье нижнего течения Тиссы и Диби (рис. 1). Как будет показано ниже, полученные нами данные свидетельствуют в пользу первоначальной "стратиграфической" точки зрения на соотношение боксонской серии и нижележащих толщ.

В пределах боксонской серии обычно выделяют пять свит (снизу вверх): забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и хютенскую. Две последние свиты, относимые соответственно к ботомскому-тойонскому ярусам нижнего кембрия и амгинскому ярусу среднего кембрия (Геология и метаморфизм..., 1988), в настоящей работе рассматриваются очень бегло. Нижняя часть боксонской серии наиболее полно представлена в районе слияния рек Урдо- и Хойто-Боксон (забитская свита) и затем по левобережью р. Хойто-Боксон и ее левого истока р. Хужиртай-Гол (табинзуртинская и хужиртайская свиты). Этот разрез опробован нами наиболее детально (рис. 2). Здесь, как и в других районах распространения боксонской серии, одним из самых спорных является вопрос о характере ее нижней границы, которая проводится по разным горизонтам и в последнее время нередко трактуется как повсеместно тектоническая в подошве крупного покрова (Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989 и др.). Базальные слои серии при этом рассматриваются в качестве более молодой толщи, на которую надвинуты боксонские карбонаты. Подобная точка зрения не получила подтверждения ни предыдущими исследованиями одного из авторов (Хераскова, Самыгин, 1992), ни приводимыми ниже изотопными данными.

На левом берегу р. Урдо-Боксон примерно в 2.5 км выше устья на пестросланцевой толще, венчающей разрез офиолитовой ассоциации позднего рифея, с резким угловым несогласием залегают элювиально-делювиальные базальные накопления забитской свиты мощностью до 10 м, состоящие из щебня и дресвы подстилающих пород с небольшими линзами песчанистых доломитов. Выше следуют палевые на выветрелой поверхности, неяснослоистые доломиты (25 м), внизу и вверху обычно брекчиевидные, над которыми горными выработками вскрыта пачка диамиктитов мощностью до 10 м. Диамиктиты состоят из обильного алевроглинистого матрикса голубовато- и табачно-серого цвета, в котором "плавают" мелкий щебень и галька (размером до 10 см) всех нижележащих пород вплоть до офиолитов. Остальная часть забитской свиты общей мощностью 700–900 м сложена преимущественно серыми или желтовато-серыми доломитами, нередко содержащими микрофитолиты и онколиты, список которых приводится в работе (Геология и метаморфизм..., 1988). В верхней части свиты (150 м от кровли) выделяется пачка мощностью 30–35 м светло-серых, почти белых зернистых карбонатных фосфоритов, переслаивающихся с фосфатсодержащими доломитами. Верхняя граница свиты проводится по основанию бокситового пласта. Непосредственно под бокситами располагается хорошо выдержанный по простиранию прослой строматолитовых доломитов мощностью 2–3 м.

В основании табинзуртинской свиты залегает прерывистый пласт бокситов, мощность которого колеблется от 1 до 10 м. Его образование связывают с локальным размывом, по-видимому относительно небольшой длительности (Геология и рудоносность..., 1989). Выше располагается пачка сильно окремненных доломитов мощностью до 200 м, которые сменяются темно-серыми и черными доломитами (около 500 м). В опробованном разрезе граница между табинзуртинской и хужиртайской свитами условно проведена по кровле отмеченной толщи черных доломитов и к хужиртайской свите, таким образом, отнесены светло-серые доломиты мощностью 500–600 м. Граница между хужиртайской и нюргатинской свитами проведена по появлению в разрезе известняков.

Подобное строение боксонской серии сохраняется на всей территории ее распространения. От разреза к разрезу существенно меняются лишь мощности тех или иных пачек, цвет и структура карбонатов, количество кремней и кварцевых инкрустаций и т.д. (Семихатов, Серебряков, 1967; Хоментовский и др., 1985; Геология и метаморфизм..., 1988). Как важный для дальнейшего обсуждения факт отметим присутствие в низах забитской свиты пачки диамиктитов-тиллоидов (Семихатов, Серебряков, 1967; Хераскова, Самыгин, 1992). В строении нижней части боксонской серии заметную роль играют богатые органическим веществом породы, свидетельствующие о застойности, стратифицированности водной толщи бассейна седиментации.

Оценки возраста боксонской серии основаны, главным образом, на палеонтологических данных, не всегда хорошо согласующихся между собой. Наиболее достоверные биостратиграфические выводы получены по находкам археоциат в

известняках хужиртайской свиты, в результате чего она относится к алданскому надъярусу нижнего кембрия (Бутов, Долматов, 1977). На основании изучения микрофитолитов, единичных медузоидов и археоциат ряд исследователей (Жабин, Степанова, 1974; Бутов и др., 1979; Геология и метаморфизм..., 1988) полагает, что нижняя граница томмотского яруса в районе Боксонского бокситового месторождения может быть проведена в 350–400 м выше основания табинзуртинской свиты. В последнее время появились сообщения о находках трубчатой проблематики Cloudina (Хераскова, Самыгин, 1992), а также мелкораковинной фауны, радиолярий и известковых водорослей (Терлеев и др., 1995; Терлеев, Задорожный, 1996) в диамиктитах и вышележащих отложениях забитской свиты, что может свидетельствовать в пользу отнесения ее к верхнему венду или маныкайскому (немакит-далдынскому) ярусу раннего кембрия[1]. Вместе с тем есть информация (Терлеев, Задорожный, 1996) о находке единственного вида фораминифер позднесилурийско-каменноугольного возраста в базальных слоях забитской свиты, трактуемых, соответственно, как олистострома. Все эти сообщения имеют пока предварительный характер; никаких фотографий, которые позволили бы оценить достоверность сделанных находок, в них не приводится. Напомним, что ранее уже публиковались сведения о находках в сархойских и боксонских толщах органогенных микрофоссилий кембрийско-девонского возраста (Бутов, 1985; 1986), которые были опровергнуты более поздними исследованиями (Вейс, Воробьева, 1993).

Нижний возрастной предел боксонской серии может быть оценен Rb-Sr эрохроной 718 ± 30 млн. лет, полученной по вулканогенно-осадочным породам сархойской серии (Буякайте и др., 1989), которые на западе района (рис. 1) подстилает боксонскую серию. К этой цифре близок K-Ar возраст 708 млн. лет сланцев, подстилающих боксонскую серию в районе Боксонского месторождения (Никитина и др., 1964).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Разложение проб для изотопного анализа кислорода и углерода проводилось с помощью H_3PO_4 в два этапа: при 25°С (1.5 часа) и при 100°С (1 час). На первом этапе разлагался преимущественно кальцит, на втором – доломит (Rosenbaum, Sheppard, 1986). Поскольку величина фракционирования изотопов кислорода при таком разложении различна для кальцита (10.2‰) и доломита (9.1‰), а стандарты имеют кальцитовый состав, измеренные значения $\delta^{18}O$ в доломите увеличены на 1.1‰. Измерения изотопного состава проводились на масс-спектрометре МИ1201В. Значения $\delta^{13}C$ даны в промилле (‰) относительно стандарта PDB, $\delta^{18}O$ – стандарта SMOW. Для привязки к PDB использованы стандарты NBS-19 и KH-2 (Gerstenberger, Herrmann, 1982). Значения $\delta^{18}O$ пересчитаны относительно стандарта SMOW по формуле (Friedman, O'Neil, 1977):

$$\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086\delta^{18}O_{PDB} + 30.86$$

Погрешность определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ не превышает ±0.2‰.

Результаты

Опорный разрез боксонской серии. Результаты определения изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах опорного разреза боксонской серии приведены в таблице 1 и на рисунке 2. В большинстве образцов была проанализирована как 25-градусная (кальцит), так и 100-градусная (доломит) фракции. Лишь в самых верхах разреза, отнесенных к нюргатинской свите, кальцит преобладает над доломитом, в остальных образцах, если судить по выходу CO_2, его доля не превышает 15–20%. При условии изотопного равновесия фракционирование в системе доломит–кальцит при температурах 25–50°С характеризуется следующими величинами: $\Delta^{18}O$ = 3–6‰ и $\Delta^{13}C$ = 2‰ (Fridman, O'Neil, 1977). В изученных образцах соответствующие средние величины близки к нулю: $\Delta^{18}O = 0.4 \pm 1.5$‰ и $\Delta^{13}C = 0.4 \pm 0.6$‰. Лишь в образцах с наиболее низкими значениями $\delta^{18}O$ фракционирование изотопов кислорода между доломитом и кальцитом увеличивается до 4–5‰ (рис. 3). По-видимому, это псевдоравновесие, так как наблюдается оно в образцах, подвергшихся наиболее сильным постседиментационным изменениям; кальцит в этих образцах имеет, вероятно, более позднее, катагенетическое происхождение. Отсутствие изотопного фракционирования между кальцитом и доломитом вполне типично для осадочных карбонатов. Иногда этот факт интерпретируется как свидетельство постседиментационной доломитизации, не сопровождающейся полной перестройкой химических связей (Epstein et al., 1963), однако в данном случае предполагать, что доломиты имеют постседиментационное происхождение, нет оснований. В целях дальнейшего обсуждения важно отметить, что как общая эволюция изотопных отношений, так и флюктуации второго порядка на кривых $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, очевидно, никак не связаны с минеральными преобразованиями.

По изотопному составу углерода в разрезе могут быть выделены три контрастные толщи: 1) базальные (поддамиктитовые) слои, характе-

[1] Вслед за В.В. Миссаржевским (1989) и большинством зарубежных исследователей мы относим, в отличие от традиционной схемы (Решения..., 1983), маныкайский (немакит-далдынский) ярус к раннему кембрию.

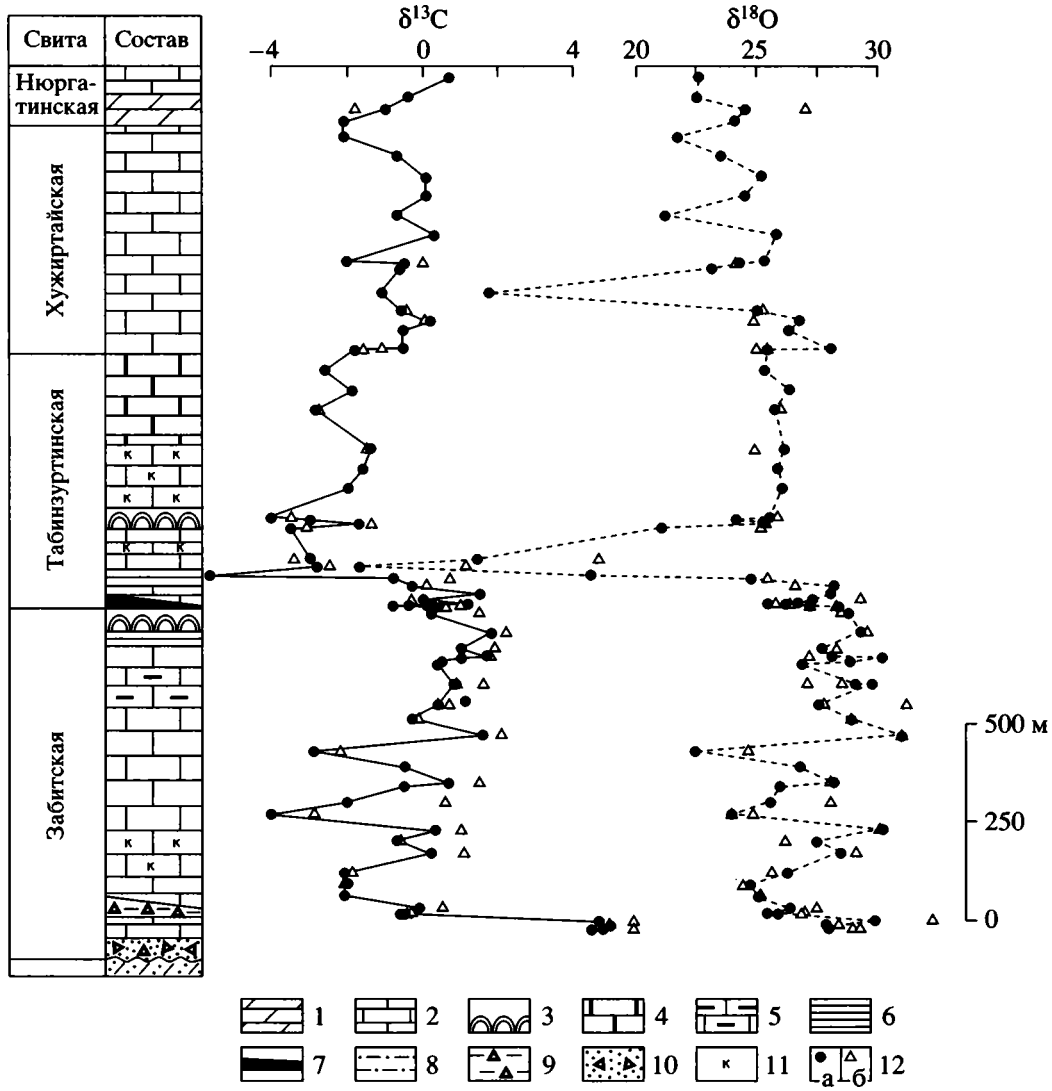


Рис. 2. Изменения изотопного состава кислорода и углерода в опорном разрезе боксонской серии (стрелка рек Урдо- и Хойто-Боксон–Хойто-Боксон–Хужиртай-Гол).

1 – известняки; 2 – серые массивные, иногда микрофитолитовые доломиты; 3 – строматолитовые доломиты; 4 – темные, до черных доломиты, калькарениты, кальцирудиты; 5 – фосфатоносные калькарениты; 6 – мергелистые сланцы; 7 – бокситы; 8 – аргиллиты и алевролиты; 9 – диамиктиты; 10 – щебнисто-элювиальные накопления; 11 – окремнение; 12 – кальцит (а), доломит (б).

ризующиеся аномально высокими значениями $\delta^{13}C$ = 4.4–5.5‰; 2) забитская и нижние 60–70 м табинзуртинской свиты, со средними величинами $\delta^{13}C$ = 0.1 ± 1.5 и максимальным $\delta^{13}C$ = 2.2‰; 3) вышележащая часть табинзуртинской, хужиртайская и нюргатинская свиты со средними величинами $\delta^{13}C$ = –1.5 ± 1.5 и максимальным $\delta^{13}C$ = = 0.7‰. Эти толщи разделены участками, на которых происходит резкое уменьшение величин $\delta^{13}C$ – в основании забитской свиты на 5–6‰, и в низах табинзуртинской – на 6–7‰; вверх от этих "уступов" наблюдается закономерный рост величин $\delta^{13}C$, осложненный флюктуациями второго порядка. Один из небольших отрицательных выбросов совпадает с границей между забитской и табинзуртинской свитами (бокситовым горизонтом), однако по амплитуде (1.5–2‰) он значительно меньше выброса, установленного в 60–70 м выше по разрезу.

На изотопно-кислородной кривой отчетливо проявляется лишь один уступ – резкое падение величины $\delta^{18}O$ в низах табинзуртинской свиты. Ниже этого уровня средняя величина $\delta^{18}O_{ср}$ = = 27.3 ± 1.8‰ в кальците и 27.7 ± 1.9‰ в доломите, а выше $\delta^{18}O$ = 23.3 ± 4.2‰ в кальците и 23.9 ± 3.7‰ в доломите. Максимальные значения $\delta^{18}O$ в забитской свите превышают 31‰. Они вызывают особый интерес, так как карбонаты со столь

Таблица 1. Изотопный состав углерода (‰PDB) и кислорода (‰SMOW) в карбонатах боксонской серии в районе стрелки р. Урдо- и Хойто-Боксон – р. Хойто-Боксон – р. Хужиртай-Гол (последовательность номеров снизу вверх по разрезу)

Номер обр.	м*	Кальцит		Доломит	
		$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Забитская свита					
Базальная (поддиамиктитовая) пачка					
2/95	–25	4.4	27.9	5.5	28.9
k5/163	–23	4.7	27.9	5.5	29.2
k5/164	–15	4.9	27.8	4.9	28.3
k5/166	–4	4.6	29.8	5.5	32.2
Наддиамиктитовая толща					
5/95	14	–0.4	25.8	–0.4	26.8
k5/167	15	–0.6	25.4	–0.3	26.9
k5/168	30	–0.1	26.3	0.5	27.4
k5/169	60	–2.1	25.0	–2.1	25.1
k5/170	90	–2.0	24.7	–2.1	24.4
k5/171	120	–2.1	26.2	–1.9	25.6
k5/172	170	0.2	28.4	1.1	29.0
k5/173	200	–0.7	27.4	–0.6	26.1
k5/174	230	0.3	30.1	1	30.0
k5/175	270	–4.0	23.9	–2.9	24.8
k5/176	300	–2.0	25.5	0.6	28.0
16/95	340	–0.5	25.9	Не опр.	
k5/177	350	0.7	28.1	1.5	28.0
k5/178	390	–0.5	26.7	Не опр.	
k5/179	430	–2.9	22.4	–2.2	24.6
k5/180	470	1.6	30.9	2.1	30.9
k5/181	510	–0.3	28.8	–0.1	28.8
75/95 светл.	550	Не опр.		0.4	31.1
75/95 темн.	550	0.4	27.5	0.7	27.7
77/95 светл.	600	0.9	29.7	1.6	28.5
77/95 темн.	600	0.8	29.0	0.9	27.0
21/95	650	0.4	26.8	Не опр.	
79/95	656	0.5	28.8	Не опр.	
80/95	665	1.0	30.1	Не опр.	
81/95	670	1.7	28.0	1.8	27.1
82/95	690	1.0	27.6	1.9	28.2
25/95	730	1.8	29.2	2.2	29.5
k5/182	780	0.2	28.7	1.5	28.4
k5/183	795	0.3	28.3	0.6	28.2
k5/184	799	0.1	27.1	1.0	27.1
29/95**	800	–0.8	25.4	Не опр.	
k5/186**	801	–0.4	26.1	0.1	26.3
Табинзуртинская свита					
k5/187	805	0.2	26.6	0.4	25.7
31/95	806	1.2	26.6	Не опр.	
k5/188	815	0.0	27.2	–0.3	29.2
33/95	830	1.5	28	Не опр.	
k5/189	850	–0.3	28.1	0.1	26.5
k5/191	870	–0.8	24.7	0.7	25.4
37/95	880	–5.7	18.1	Не опр.	
k5/192	900	–2.8	8.6	–2.5	13.0
k5/193	920	–3.0	13.5	–3.4	18.4
k5/194	1000	–3.5	21.0	–3.1	25.1
k5/195	1010	–1.7	25.2	–1.4	25.3
44/95	1020	–3.0	24.1	Не опр.	
k5/196	1025	–4.0	25.5	–3.5	25.8
k5/197	1100	–2.0	26.0	Не опр.	
k5/198	1150	–1.6	25.8	Не опр.	
k5/199	1200	–1.4	26.1	–1.5	24.9
k5/201	1300	–2.8	25.7	–2.7	26.0
k5/202	1350	–1.9	26.3	Не опр.	
55/95	1400	–2.6	25.3	Не опр.	
Хужиртайская свита					
56/95	1450	–1.8	25.4	–1.6	25.0
57/95	1455	–0.5	28.0	–1.1	25.4
58/95	1500	–0.5	26.3	Не опр.	
59/95	1525	0.2	26.7	0.0	24.8
60/95	1550	–0.6	25.0	–0.4	25.2
61/95	1600	–1.1	14.0	Не опр.	
62/95	1660	–0.6	23.1	Не опр.	
63/95	1675	–0.5	24.3	0.0	24.1
64/95	1680	–2.0	25.3	Не опр.	
65/95	1750	0.3	25.8	Не опр.	
66/95	1800	–0.7	21.2	Не опр.	
67/95	1850	0.1	24.5	Не опр.	
68/95	1900	0.1	25.2	Не опр.	
69/95	1950	–0.7	23.5	Не опр.	
70/95	2000	–2.1	21.7	Не опр.	
Нюргатинская свита					
71/95	2040	–2.1	24.1	Не опр.	
72/95	2070	–1.0	24.5	–1.8	27.0
73/95	2100	–0.4	22.5	Не опр.	
74/95	2150	0.7	22.6	Не опр.	

* Расстояние по мощности от подошвы диамиктитов.

** Маркирующий пласт строматолитов в кровле забитской свиты.

высокими значениями крайне редки не только в докембрии, но и в палеозое.

Сопоставление опорного разреза с другими разрезами боксонской серии. Наряду с опорным разрезом, нами были опробованы фрагменты некоторых других разрезов боксонской серии. В районе нежилого поселка "Рудничный" и верховьях р. Хохюр-Жалги опробована верхняя часть забитской и основание табинзуртинской свиты (табл. 2). Характер изменений величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в этом районе сходен с таковым в опорном разрезе. Из разреза по ручью Хара-Тологой проанализированы отдельные образцы табинзуртинской, хужиртайской (сложенной здесь известняками) и нерасчлененных нюргатинской и хютенской свит (табл. 3); вариации $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ здесь также не выходят за пределы, установленные в опорном разрезе.

Хорошо коррелируется с опорным разрезом разрез по р. Сархой, выше устья р. Хараганта, расположенный примерно в 60 км западнее (рис. 4). Поддиамиктитовые доломиты забитской свиты здесь так же, как и в опорном разрезе, характеризуются аномально высокими величинами $\delta^{13}C$ (обр. № 226/12), которые резко уменьшаются в перекрывающей диамиктиты толще (табл. 4). Уменьшения величин $\delta^{18}O$ на этом уровне практически не происходит. Важно подчеркнуть, что карбонатные валуны и цемент диамиктитов по изотопным характеристикам идентичны карбонатам нижележащей толщи, продуктами разрушения которой они, несомненно, и являются. Мы специально обращаем на это внимание в связи с тем, что изотопные данные противоречат недавно появившейся интерпретации диамиктитов залегающих внизу боксонской серии в сархойском разрезе как значительно более молодой олистостромы, якобы маркирующей региональный надвиг (рис. 4) и содержащей отторженцы доломитов, которые залегают выше подошвы предполагаемого тектонического покрова (Хаин, Федотова, 1995). По некоторым сведениям, диамиктиты содержат обломочный материал ледникового происхождения и являются гляцио-маринными отложениями, как и в подавляющем большинстве других верхнедокембрийско-кембрийских комплексов мира (Хераскова, Самыгин, 1992).

В двух самых северных из опробованных разрезов (рис. 1, IV) основание боксонской серии срезано разломами, часто имеющими надвиговую природу. Развитые вблизи них кальцирудиты, полимиктовые фангломераты и разнообломочные конглобрекчии невыдержанной мощности являются внутриформационными градационно-слоистыми образованиями (рис. 5), но никак не олистостромой, подстилающей тектонический покров карбонатов (Геология и метаморфизм..., 1988; Геология и рудоносность..., 1989). В обломочном

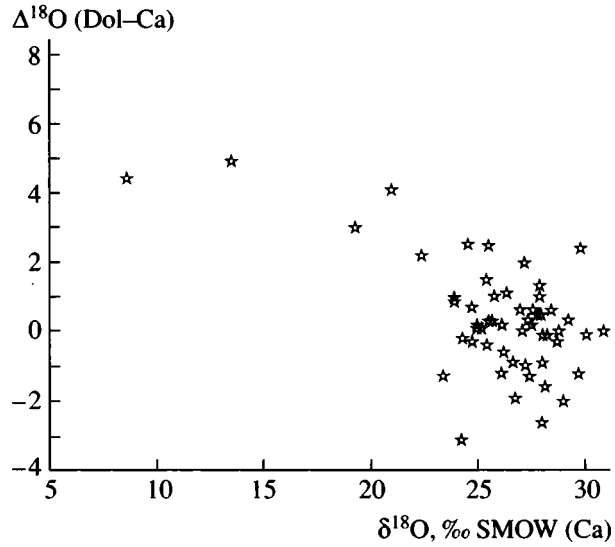


Рис. 3. Зависимость фракционирования изотопов кислорода в системе доломит-кальцит от изотопного состава кислорода в кальците.

материале, помимо преобладающих карбонатных осадков, встречается галька более древних метатерригенных пород, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм разных субфаций (флишоидная толща окинской серии). Карбонаты с высокими значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, характерные для нижних горизонтов боксонской серии, в этих разрезах ни на правом, ни на левом берегах р. Тисса не обнаружены (табл. 5 и 6). Отмеченные грубообломочные породы по своим изотопным меткам с диамиктитами забитской свиты не коррелируются. Изотопный состав углерода скорее позволяет предположить, что кальцирудиты с горы Яманай-Байса и на левом берегу р. Тисса вблизи устья р. Жалгын располагаются на более высоком уровне, а именно в низах табинзуртинской свиты.

Параллельно с опробованием разрезов боксонской серии отдельные определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ были проведены в двух соседних карбонатсодержащих толщах, докембрийский возраст которых в последнее время подвергается ревизии на основании достаточно спорных палеонтологических данных (Геология и метаморфизм..., 1988). Карбонаты-калькаренитыи кальцилютиты – среди слюдистых метатерригенных и метатуфогенных сланцев флишоидной толщи окинской серии, обнажающиеся на правом берегу Тиссы в нижней части склона горы Яманай-Байса (см. табл. 6) и в 13 км юго-восточнее в скалистых щеках р. Диби (табл. 7), имеют близкие к нулю и отрицательные величины $\delta^{13}C$ и устойчиво низкие величины $\delta^{18}O$. Хотя изотопные данные не могут в этом случае внести полную ясность в датировку всей флишоидной толщи, тем не менее нельзя не отме-

Таблица 2. Изотопный состав углерода (‰PDB) и кислорода (‰SMOW) в верхней части забитской и низах табинзуртинской свит в районе нежилого поселка "Рудничный" (верховья р. Хохюр-Жалги)

Номер обр.	м*	Кальцит		Доломит	
		$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Забитская свита					
k5/222	–25	2.0	27.9	2.3	28.4
k5/223	–20	1.6	29.6	Не опр.	
k5/224	–16	0.8	28.7	Не опр.	
k5/226	–10	0.9	27.7	Не опр.	
k5/227	–5	0.5	27.2	Не опр.	
k5/228**	–0.5	0.4	27.4	–0.2	27.7
Табинзуртинская свита					
k5/232	12	–0.4	28.1	Не опр.	
k5/233	17	0.6	26.4	Не опр.	
k5/234	24	0.9	27.2	1.2	26.2
k5/235	30	–0.8	28.7	Не опр.	

* Расстояние по мощности от подошвы бокситов в основании табинзуртинской свиты.

** Маркирующий пласт строматолитов в кровле забитской свиты.

тить, что по изотопному составу кислорода породы опробованных разрезов окинской серии попадают в докембрийский интервал; для палеозойских карбонатов величины $\delta^{18}O < 20‰$ в целом не характерны.

В 30 км к северо-востоку от опорного разреза боксонской серии (рис. 1) структурно выше последней на водоразделе Олом-Жалга–Дабан-Жалга залегает расчешуенная маломощная (300–400 м) тектоническая пластина, сложенная кремнисто-черносланцево-карбонатной ассоциацией дабанжалгинской свиты (Геология и метаморфизм..., 1988). Среди карбонатов преобладают калькаренитыы, которые согласно целому ряду текстурно-седиментологических признаков отлагались дистальными автокинетическими потоками в относительно глубоководном бассейне. В калькаренитах установлены относительно тяжелый изотопный состав углерода, сходный с составом карбонатов забитской свиты, но значительно более легкий изотопный состав кислорода (табл. 7). Возможно, калькаренитыы дабанжалгинской свиты образовались в результате размыва и переотложения более древних карбонатов – в ходе такого переотложения относительная сохранность изотопного состава углерода и резкое облегчение изотопного состава кислорода вполне вероятны.

Таблица 3. Изотопный состав углерода (‰PDB) и кислорода (‰SMOW) в хужиртайской и нерасчлененных нюргатинской и хютенской свитах, р. Хара-Тологой

Номер обр.	Кальцит	
	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Хужиртайская свита		
k5/207	–2.7	26.3
k5/208	–0.8	23.0
k5/209	–0.4	25.0
k5/210	–1.0	23.5
k5/212	–0.1	24.6
k5/213	–0.3	23.6
Нюргатинская и хютенская свиты		
k5/214	–2.3	22.8
k5/215	–2.1	21.2
k5/217	–1.8	22.5
k5/218	–1.1	25.6
k5/219	–0.9	25.4

К проблеме постседиментационных преобразований. Хорошо известно, что изотопный и химический состав карбонатных пород может испытывать значительные изменения на стадии эпигенеза. Ввиду сложности и многообразия эпигенетических процессов, попытки выработать однозначные критерии измененности до настоящего времени не увенчались успехом. Обычно предполагается, что наиболее чувствительные преобразования карбонатов осуществляются грунтовыми водами атмосферного происхождения после выведения пород выше уровня океана. Карбонаты, образованные в равновесии с водами атмосферного происхождения по целому ряду параметров отличаются от неизмененных морских кальцитов и арагонитов; в частности, они обеднены стронцием и тяжелым изотопом кислорода и

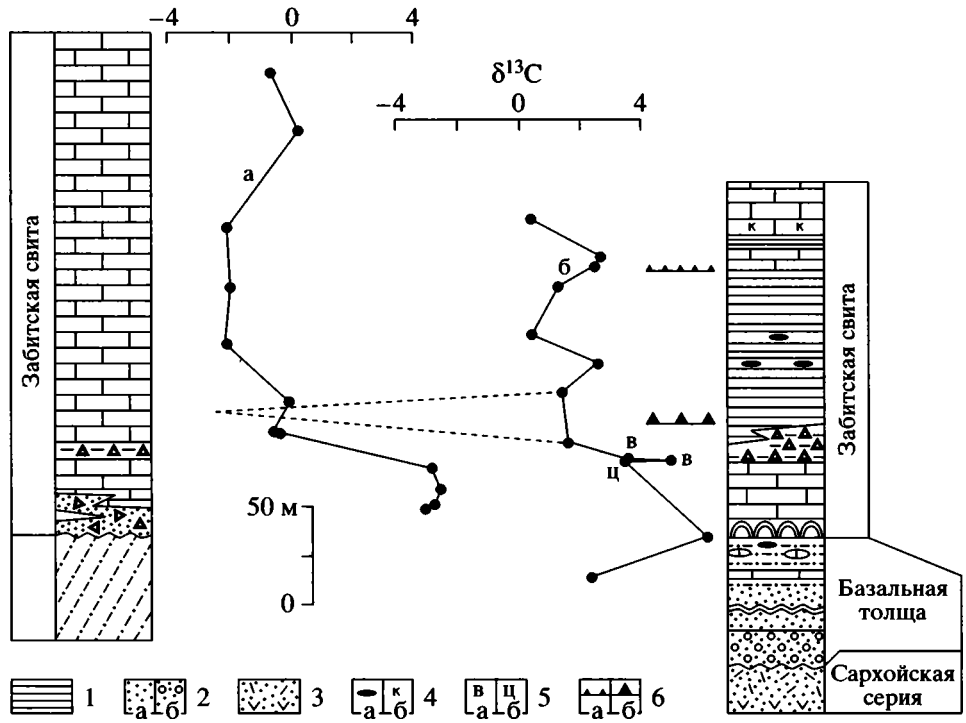


Рис. 4. Изотопная корреляция разрезов нижней части боксонской серии в районах стрелки рек Урдо- и Хойто-Боксон (а) и левобережья р. Сархой (б).

1 – тонкослойчатые углеродисто-глинисто-карбонатные отложения с горизонтами подводно-оползневых брекчий; 2 – песчаники (а), гравелиты и пудинговые конгломераты (б); 3 – туфы кислого среднего состава; 4 – включения и конкреции фосфоритов (а), кремнистые конкреции (б); 5 – пробы из валунов (а) и цемента (б) диамиктитов; 6 – подошва гипотетического тектонического покрова: а – по Е.В. Хаину и А.А. Федотовой (1995), б – по А.А. Терлееву и В.М. Задорожному (1996). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

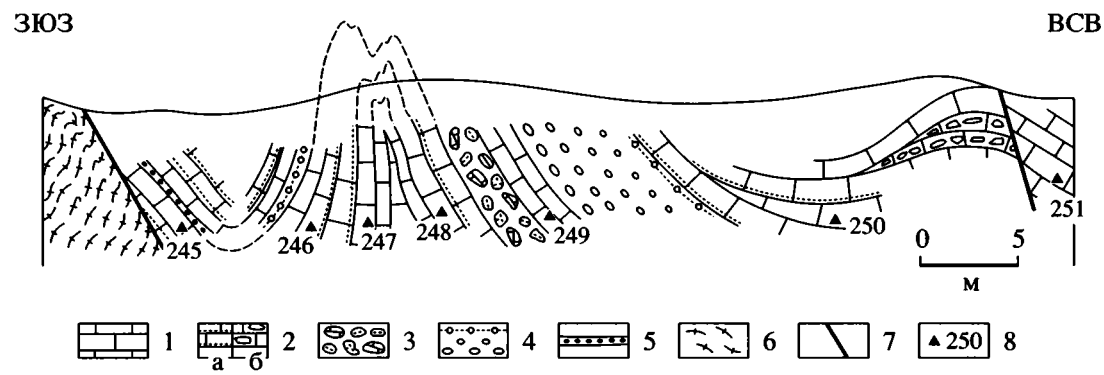


Рис. 5. Фрагмент обнажения нижней части боксонской серии на левом берегу р. Тисса возле устья р. Жалгын.

1–5 – боксонская серия: 1 – доломиты неяснослоистые, 2 – калькаренитты, песчанистые доломиты (а), кальцирудиты (б), 3–4 – полимиктовые грубообломочные породы с доломит-кальцилютитовым цементом (3 – горизонт с изометричными глыбами размером до 30–40 см плагиоклаз-кварцевых песчаников и уплощенными глыбами до 30–40 см в поперечнике тонкослоистых доломитовых калькаренитов, 4 – разногалечные конгломераты и гравелиты с вытянутыми гальками доломитов, кварцитов и слюдистых бластопсаммитовых сланцев); 5 – прослой карбонатизированного песчаника с глинисто-кремнистым цементом; 6 – окинская серия, слюдистые бластопсаммитовые и кварц-карбонатные сланцы; 7 – разломы; 8 – места отбора проб и их номера (см. табл. 5).

обогащены железом и марганцем (Veizer, 1983). Соответственно, постседиментационные изменения должны проявляться в уменьшении величин $\delta^{18}O$ и увеличении отношений Fe/Sr и Mn/Sr – именно эти параметры обычно и используются в качестве критериев измененности (Brasier et al., 1996; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996 и др.).

Таблица 4. Изотопный состав углерода (‰PDB) и кислорода (‰PSMOW) в карбонатах забитской свиты левобережья р. Сархой (последовательность номеров снизу вверх по разрезу)

Номер обр.	м*	Кальцит		Доломит	
		$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Поддиамиктитовая пачка					
224/5	−60	2.4	19.1	Не опр.	
226/12	−40	6.2	29.7	Не опр.	
Диамиктиты					
225/8 цемент	0	3.5	27.3	5.6	30.2
225/8 валун	0.5	5.0	30.8	5.5	31.1
227/2 валун	1	3.6	25.9	5.2	28.6
Наддиамиктитовая толща					
227/8	9	1.6	28.9	Не опр.	
227/12**	25	−9.9	28.9	−12.8	29.3
227/17	35	1.4	25.8	1.3	28.6
226/32	50	2.6	24.1	Не опр.	
226/34	65	0.4	24.3	2.5	28.4
228/16	90	1.3	19.0	1.6	25.7
227/28	100	2.5	25.4	3.4	28.1
226/38	105	2.7	27.6	Не опр.	
227/31	125	0.4	27.2	0.5	26.7

* Расстояние по мощности от подошвы диамиктитов.

** Интенсивно биотурбированный доломит с копролитами.

Докембрийские породы, однако, плохо укладываются в эту разработанную на более молодых примерах схему. На рис. 6 показано соотношение изотопного состава углерода и кислорода с величинами Mn/Sr в карбонатах боксонской серии и близких к ним по возрасту карбонатах Оленекского поднятия (Knoll et al., 1995). Вопреки ожидаемому, наиболее высокие отношения Mn/Sr наблюдаются в образцах с высокими значениями $\delta^{18}O$, и, напротив, заведомо измененные образцы с величинами $\delta^{18}O < 25‰$ характеризуются "нормальными" низкими отношениями $Mn/Sr < 2$. За недостатком места мы вынуждены отказаться от дальнейшего обсуждения возможных причин изменений концентраций Mn и Sr в карбонатах боксонской серии, однако очевидно, что критерием измененности отношения этих элементов быть не могут.

Таблица 5. Изотопный состав углерода (‰PPDB) и кислорода (‰PSMOW) в карбонатах боксонской серии в районе устья р. Жалгын, левого притока р. Тисса (последовательность номеров снизу вверх по разрезу, см. рис. 10)

Номер обр.	Кальцит		Доломит	
	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
k5/245	−1.9	24.2	−0.9	21.1
k5/246	−1.2	20.2	Не опр.	
k5/247	−1.4	19.3	−0.3	22.3
k5/248	−1.6	20.0	Не опр.	
k5/249	−0.8	21.6	Не опр.	
k5/250	−2.0	24.8	−2.4	24.2
k5/251	−1.5	24.0	Не опр.	
k5/252	−1.0	24.4	Не опр.	
k5/253	−1.0	23.4	Не опр.	
k5/254	0.0	21.0	Не опр.	
k5/255	−2.1	17.8	−2.0	20.5

Распространенным (хотя также неоднозначным) способом выявления вторичных преобразований служит корреляция величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$. В боксонском разрезе с вторичными преобразованиями связаны, по-видимому, флюктуации второго порядка, поскольку корреляция $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ отчетливо проявляется лишь в пределах отдельных толщ, но не для разреза в целом (рис. 7). Значительные различия в изотопном составе кислорода темных и светлых выделений, отобранных из одного штуфа на расстоянии 1–1.5 см (обр. № 75/95 и 77/95, табл. 1) также возникли в результате вторичных преобразований.

Наряду с этими относительно небольшими флюктуациями выделяется два резких выброса

$\delta^{18}O$ с амплитудой более 10‰. Наиболее вероятной причиной этих выбросов несомненно являются катагенетические или даже гидротермальные процессы, так как столь сильные изменения на стадиях седиментации и диагенеза крайне маловероятны. Прямая связь между изменениями изотопного состава и магматическими процессами не прослеживается: осветленные и перекристаллизованные карбонаты, отобранные на контакте с дайкой (обр. 64/95, табл. 1), по изотопному составу весьма слабо отличаются от окружающих пород.

Что касается отмеченных выше крупных элементов С- и О-изотопных кривых, то их связь с постседиментационными преобразованиями представляется маловероятной. Наиболее убедительным доказательством этого служат межрегиональные сопоставления, рассмотренные в следующих разделах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление Боксонского разреза с разрезами Сибирской платформы. Наиболее характерным элементом изотопно-углеродных кривых, полученных по различным разрезам Сибирской платформы, является предманыкайская отрицательная аномалия, во время которой величины $\delta^{13}C$ в карбонатах опускаются до –5‰ и ниже (Magaritz et al., 1986; Покровский, Миссаржевский, 1993; Виноградов и др., 1994; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Покровский, 1996; Pelechaty et al., 1996; Kaufman et al., 1996; Покровский, 1996). На протяжении всего маныкайского (немакит-далдынского) яруса величины $\delta^{13}C$ постепенно увеличиваются, достигая вблизи основания томмотского яруса 3–5‰. В вышележащих отложениях раннего кембрия устанавливается чередование периодов с относительно высокими (атдабанский, ботомский ярусы) и умеренно низкими (томмотский, низы тойонского яруса) величинами $\delta^{13}C$ (Derry et al., 1994).

В боксонском разрезе с предманыкайской аномалией лучше всего коррелируется отрицательный выброс в низах табинзуртинской свиты. В вышележащих отложениях наблюдается серия положительных и отрицательных пиков, которые, на наш взгляд, могут быть удовлетворительно сопоставлены с аналогичными пиками в отложениях Сибирской платформы, хотя их амплитуда в опорном разрезе боксонской серии и значительно меньше (рис. 8) Если предложенная схема корреляции верна, основание маныкайского (немакит-далдынского) яруса в боксонском разрезе располагается примерно в 75–100 м выше основания табинзуртинской свиты, основание томмотского яруса – в 400–450 м выше основания этой свиты, а граница между томмотским и атдабанским ярусами примерно совпадает с кровлей характерной пачки черных доломитов, т.е. с границей табинзуртинской и хужиртайской свит, что хорошо согласуется с палеонтологическими данными (Семихатов, Серебряков, 1967; Геология и метаморфизм..., 1988).

Таблица 6. Изотопный состав углерода (‰PDB) и кислорода (‰SMOW) в карбонатах окинской и боксонской серий с горы Яманай-Байса (последовательность номеров снизу вверх по разрезу)

Номер обр.	Кальцит		Доломит	
	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Окинская серия				
k5/237	–2.0	23.1	Не опр.	
k5/238	–1.4	23.4	–1.0	22.1
k5/239	–3.3	20.0	Не опр.	
k5/240	–5.1	24.8	Не опр.	
k5/241	–4.8	22.1	Не опр.	
Видимое основание боксонской серии				
k5/242	–0.4	24.7	Не опр.	
k5/243*	–1.1	20.5	Не опр.	
k5/244	–1.2	25.0	Не опр.	

* Горизонт кальцирудитов.

Таблица 7. Изотопный состав углерода (‰PDB) и кислорода (‰SMOW) в карбонатах, флишоидной толщи окинской серии и дабанжалгинской свиты

Номер обр.	Кальцит		Доломит	
	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
Окинская серия				
93/95	–0.9	16.3	Не опр.	
94/95	–4.5	16.9	Не опр.	
98/95	–5.1	19.6	Не опр.	
99/95	–4.5	18.0	Не опр.	
103/95	–1.2	20.8	Не опр.	
Дабанжалгинская свита				
k5/160	0.2	25.1	Не опр.	
k5/161	0.1	23.1	0.1	23.3
k5/162	1.1	26.7	1.1	26.6
k5/163-1	2.8	23.9	3.1	24.9

Дополнительным подтверждением предлагаемой корреляции может служить характерный уступ на изотопно-кислородной кривой, который устанавливается на Боксоне в основании табинзуртинской свиты, на юге Сибирской платформы – в нижней части усть-юдомской свиты (Magariz et al., 1986; Покровский, 1996) и в западном Прианабарье – на границе старореченской и маныкайской свит (Покровский, Миссаржевский, 1993).

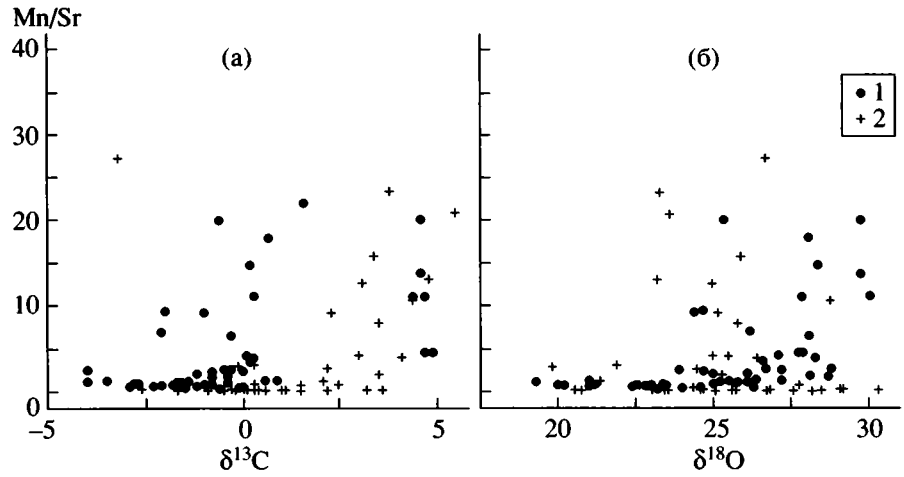


Рис. 6. Зависимость изотопного состава углерода (а) и кислорода (б) от отношений Mn / Sr в карбонатах в венд-раннекембрийских карбонатах боксонской серии (1) и Оленекского поднятия (2, по данным – Knoll et al., 1995).

Корреляция боксонского разреза с разрезами Западной Монголии. Боксонский разрез хорошо коррелируется также с изученными ранее (Brasier et al., 1996; Кулешов, Жегалло, 1997) разрезами позднерифейско-раннекембрийских отложений Западной Монголии, представляющими чехол Дзабханского древнего массива (рис. 9). Если пренебречь второстепенными деталями, в монгольских разрезах можно выделить те же характерные этапы изменений изотопного состава углерода, что и в боксонском разрезе: 1) резкое падение величин $\delta^{13}C$ в верхней части цаганоломской свиты, которое сопоставляется с предманыкайской отрицательной аномалией в разрезах Сибирской платформы (Brasier et al., 1996; Кулешов, Жегалло, 1997) и соответствующим выбросом в низах табинзуртинской свиты; 2) падение несколько меньшей амплитуды в средней части цаганоломской свиты, которое может быть сопоставлено с аналогичным уступом внизу забитской свиты. Нижняя часть цаганоломской свиты, исключая основание, характеризуется, так же, как и поддиамиктитовые слои забитской свиты, аномально высокими величинами $\delta^{13}C$.

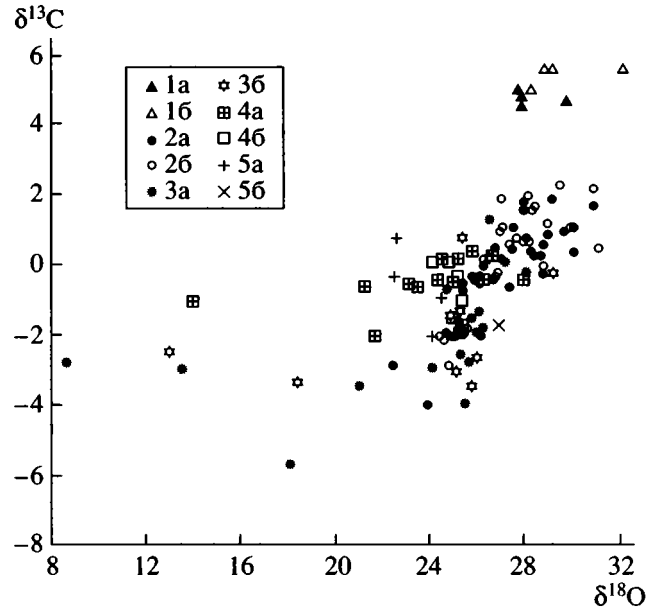


Рис. 7. Соотношение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах опорного разреза боксонской серии.

1 – базальная (поддиамиктитовая) пачка; 2–5 – свиты: 2 – забитская, 3 – табинзуртинская, 4 – хужиртайская; 5 – нюргатинская; а – кальцит; б – доломит.

Изотопно-кислородные кривые монгольских и боксонского разреза также имеют сходную форму (рис. 10). Для нижней части цаганоломской свиты в Западной Монголии характерны такие же необычно высокие величины $\delta^{18}O$, как и для нижней части боксонской серии. Вблизи предполагаемого основания маныкайского (немакит-далдынского) яруса средние величины $\delta^{18}O$ падают на 3–4‰, отражая, по-видимому, изменения в условиях седиментации. На близком уровне в монгольских и боксонских разрезах наблюдаются очень сильные отрицательные выбросы $\delta^{18}O$, которые, если судить по амплитуде, должны иметь позднекатагенетическое происхождение, но странным образом проявляются одновременно на большой территории.

Отметим, что если предложенная схема корреляции верна, очень близкое стратиграфическое положение должны занимать маркирующий пласт строматолитов в средней части цаганоломской свиты монгольских разрезов и строматолитовый горизонт в кровле забитской свиты. Никаких закономерностей, однако, не наблюдается в

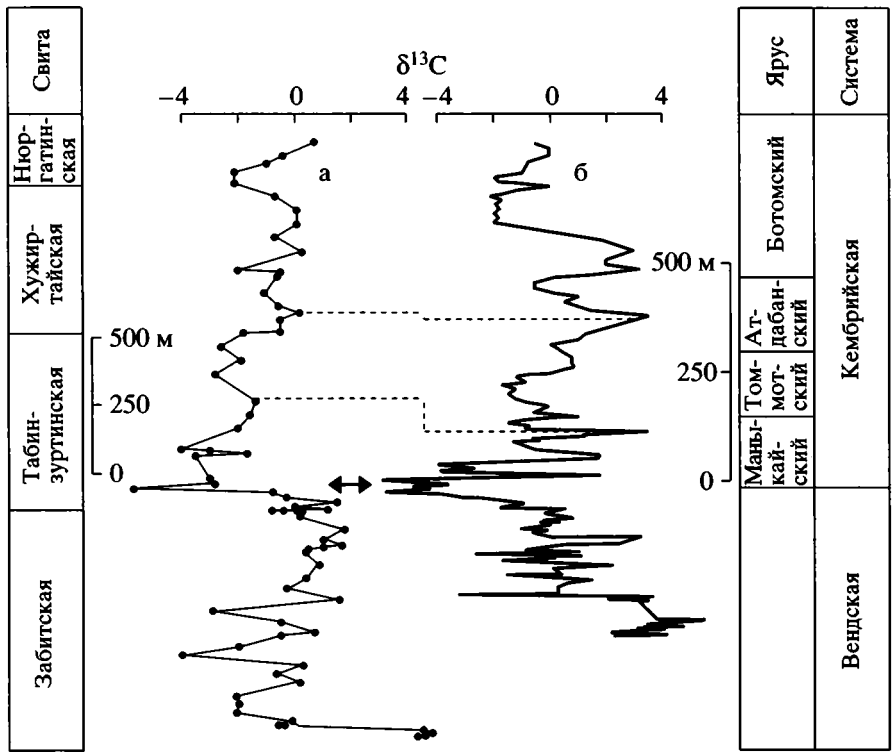


Рис. 8. Корреляция изотопно-углеродной кривой опорного разреза боксонской серии (а) – с обобщенной кривой для венд–раннекембрийских отложений Сибирской платформы (б) – (по данным: Magaritz et al., 1986, 1991; Kirshvink et al., 1991; Покровский, Виноградов, 1991; Покровский, Миссаржевский, 1993; Brasier et al., 1994; Derry et al., 1994; Knoll et al., 1995; 1996; Pelechaty et al., 1996; Покровский, 1996).

соотношении известняков и доломитов, которые появляются в разных разрезах на разных уровнях.

Сопоставление боксонского разреза с разрезами других континентов. А. Кауфманом с соавторами (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995) была опубликована обобщенная кривая эволюции изотопного состава углерода в венде и раннем кембрии, опирающаяся главным образом на результаты, полученные по представительным разрезам Шпицбергена, Восточной Гренландии и Намибии. Наиболее вероятная схема корреляции этой обобщенной кривой и изотопно-углеродной кривой, полученной по боксонскому разрезу, представлена на рис. 11. Согласно предлагаемой схеме, базальная (поддиамиктитовая) пачка забитской свиты должна быть отнесена к основанию венда или самым верхам рифея, когда на Земле повсеместно накапливались карбонаты с аномально-тяжелым изотопным составом углерода; диамиктиты внизу забитской свиты попадают на уровень лапландского оледенения. Положительный пик в верхней части забитской свиты соответствует эдиакарскому уровню и отрицательная аномалия в нижней части табинзуртинской свиты маркирует, как уже отмечалось выше, основание маныкайского яруса – то есть нижнюю границу кембрия.

Причины изменений изотопного состава кислорода и углерода: изотопные аномалии и оледенения.

Кислород. Как уже отмечалось выше, основным элементом изотопно-кислородной кривой, полученной для отложений венда и раннего кембрия не только в Восточном Саяне, но также на Сибирской платформе и в Западной Монголии, является падение средних величин $\delta^{18}O$ вблизи основания маныкайского (немакит-далдынского) яруса. В других районах этот эффект не отмечался – возможно потому, что изотопному составу кислорода не всегда уделяют должное внимание, рассматривая его лишь как вспомогательное средство для определения степени вторичных преобразований.

Хотя проблема постседиментационных преобразований в целом чрезвычайно важна, к обсуждаемому явлению она вряд ли имеет непосредственное отношение. Увеличение степени постседиментационных преобразований обычно проявляется в падении величин $\delta^{18}O$ от "нормальных" до аномально низких значений, на границе же венда и кембрия происходит нечто принципиально иное – падение величин $\delta^{18}O$ от аномально высоких до нормальных для палеозоя значений; задача таким образом сводится к тому, чтобы

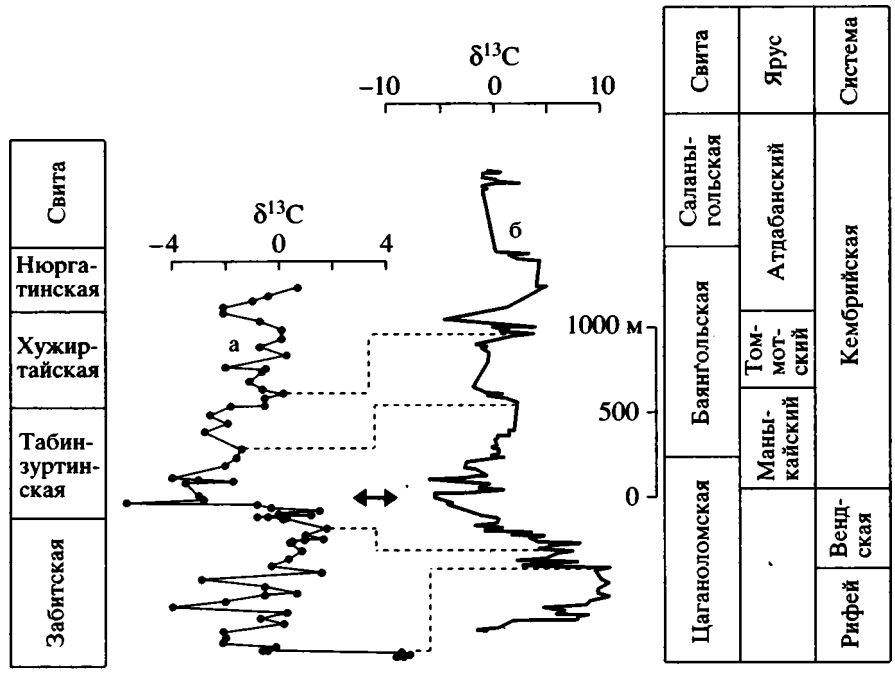


Рис. 9. Изотопно-углеродная корреляция опорного разреза боксонской серии (а) с разрезами Юго-Западной Монголии (б).

Цаганоломская свита – цагонгольский разрез, баянгольская и саланыгольская свиты – саланыгольский разрез (по данным: Brasier et al., 1996; Кулешов, Жегалло, 1997).

объяснить причины накопления в венде карбонатов с аномально тяжелым изотопным составом кислорода.

Накопление карбонатов с повышенными величинами $\delta^{18}O$ может быть обусловлено несколькими причинами, из которых наиболее вероятными являются: 1) общее обогащение вод Мирового океана тяжелым изотопом кислорода в результате аккумуляции изотопно-легкой воды в ледниковых покровах (величина этого эффекта может достигать 2.5–3‰); 2) обогащение тяжелым изотопом кислорода воды в данном бассейне в результате его эвапоритизации (на стадии осаждения гипса этот эффект достигает 4–6‰ – Lloyd, 1966; Nadler, Magaritz, 1980). Оба эти фактора могут действовать одновременно, поскольку высокие скорости накопления эвапоритов в истории Земли нередко совпадают с ледниковыми эпохами (Сонненфельд, 1988). Реальность первого из названных выше – глобального фактора в целом не вызывает сомнений, поскольку в венде устанавливается по крайней мере два периода широкого распространения ледниковых покровов: ранневендский (лапландский) и поздневендский (Чумаков, 1978; Вендская..., 1985); тиллиты и диамиктиты, сопоставляемые нами с лапландским горизонтом, участвуют, как отмечалось выше, и в строении нижней – вендской – части боксонской серии. Что касается второго – регионального фактора, то он нуждается в дальнейшем изучении. В тех разрезах, где ранее были обнаружены вендские карбонаты с аномально высокими значениями $\delta^{18}O$, установлены либо сами эвапориты, либо следы их былого присутствия: в староречен-ской свите на севере Сибирской платформы (Покровский, Виноградов, 1991; Покровский, Миссаржевский, 1993) и в оскобинской свите в катангской седловине (Виноградов и др., 1994) содержатся слои с ангидритом, а в нижней части цаганоломской свиты в Западной Монголии описаны брекчии взламывания, сформированные, по-видимому, в результате выщелачивания эвапоритов (Brasier et al., 1996). В отложениях боксонской серии ни эвапориты, ни следы их былого присутствия не установлены. По-видимому, падение величин $\delta^{18}O$ вблизи границы венда и кембрия отражает здесь собственно глобальное обогащение вод мирового океана легким изотопом кислорода в результате таяния ледников. Возможно поэтому амплитуда изменения величин $\delta^{18}O$ на этом уровне в боксонской серии меньше, нежели в цаганоломском разрезе Западной Монголии, где к глобальному эффекту добавляется региональный.

У г л е р о д. Хорошо известно, что на протяжении большей части геологической истории в морях и океанах осаждались карбонаты с весьма однообразным изотопным составом углерода – в пределах величин $\delta^{13}C = 0 \pm 2‰$ (Keith, Weber, 1964; Schidlowski et al., 1975; Veizer, 1983). Лишь в некоторые, относительно кратковременные периоды

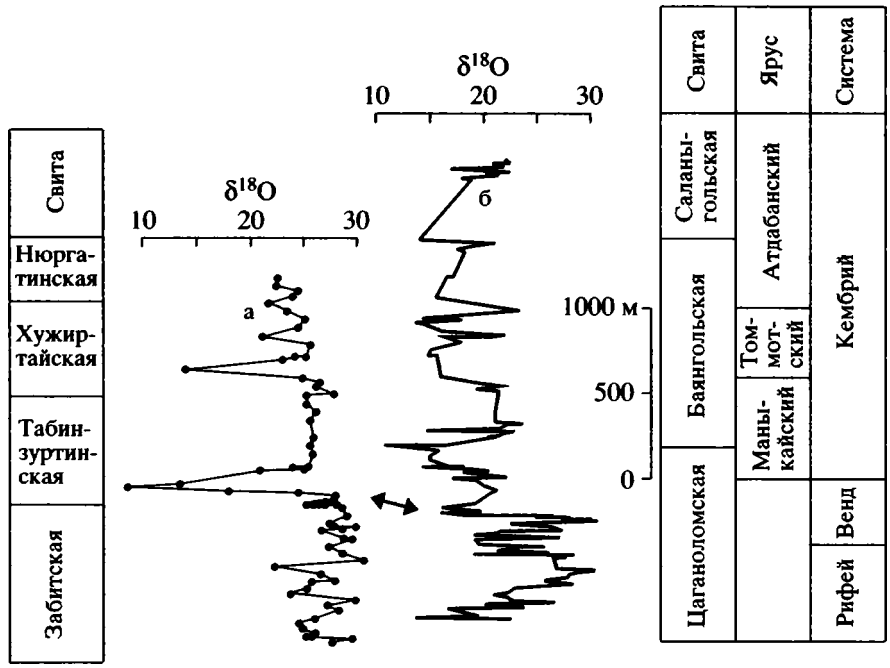


Рис. 10. Изотопно-кислородная корреляция опорного разреза боксонской серии (а) – с разрезами Юго-Западной Монголии (б) – (по данным: Brasier et al., 1996; Кулешов, Жегалло, 1997).

получали широкое распространение карбонаты с аномально высокими величинами $\delta^{13}C > 4‰$: в раннем протерозое (Schiedlowski et al., 1975; Baker, Fallick, 1989; Юдович и др., 1990; Покровский, Мележик, 1995), верхнем рифее и венде (Knoll et al., 1986; Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993; Кулешов, Жегалло, 1996; данная статья) и перми (Baud et al., 1989; Scholle, 1995). Нетрудно заметить, что одновременно эти периоды совпадают с крупнейшими ледниковыми эпохами (Чумаков, 1978; Crowel, 1995): раннепротерозойской (2325–2150 млн. лет), позднепротерозойской (900–600 млн. лет) и позднепалеозойской (330–260 млн. лет). Есть данные (Покровский, Герцев, 1993) о наличии мощной толщи изотопно-тяжелых карбонатов, перекрывающих описанные Н.М. Чумаковым (1978) в районе Уринского поднятия тиллиты среднерифейского возраста (1200 ? млн. лет). В тех или иных конкретных разрезах диамиктиты ледникового происхождения могут как перекрывать, так и подстилать карбонаты с аномально высокими величинами $\delta^{13}C$, что подчеркивает их субсинхронность даже на региональном уровне – один из таких разрезов рассмотрен в данной статье.

Совпадение периодов накопления изотопно-тяжелых карбонатов с оледенениями, равно как и резкое уменьшение величин $\delta^{13}C$ в конце ледниковых эпох, не может быть случайным, хотя механизм, который связывает эти явления, еще не до конца понятен. Согласно широко распространенной точке зрения величины $\delta^{13}C$ в карбонатах определяются отношением $C_{орг}/C_{карб}$ в осадках – относительное накопление изотопно легкого органического углерода ведет к обогащению карбонатов тяжелым изотопом углерода, а уменьшение $C_{орг}/C_{карб}$ – легким. Вопрос заключается в том, где, в какой форме и в силу каких факторов в осадках начинает накапливаться избыток $C_{орг}$. По мнению Кауфмана и Нолла (Kaufman, Knoll, 1995), высокая скорость захоронения органического вещества в верхнем рифее связана с необычно высокой эндогенной активностью и выносом в океан (вулканами и термальными водами) восстановленных газов и металлов, а также общей стратификацией вод верхнерифейского океана. Отрицательные выбросы $\delta^{13}C$ по мнению тех же авторов связаны с усилением водной циркуляции и поступлением обедненных ^{13}C к поверхности океана.

Против изложенной выше гипотезы может быть выдвинут целый ряд возражений. Прежде всего следует отметить, что ни в верхнем рифее, ни в другие эпохи, когда на земле формировались мощные толщи изотопно-тяжелых карбонатов, нет следов какой-либо экстраординарной эндогенной активности. Важнейшим компонентом вулканических газов, к тому же, является CO_2, которая характеризуется средними величинами $\delta^{13}C = -7$ и, следовательно, не может способствовать обогащению атмосферы и гидросферы тяжелым изотопом углерода. Вызывает сомнения и возможность длительной стратификации вод в верхнерифейских океанах. Напротив, в относи-

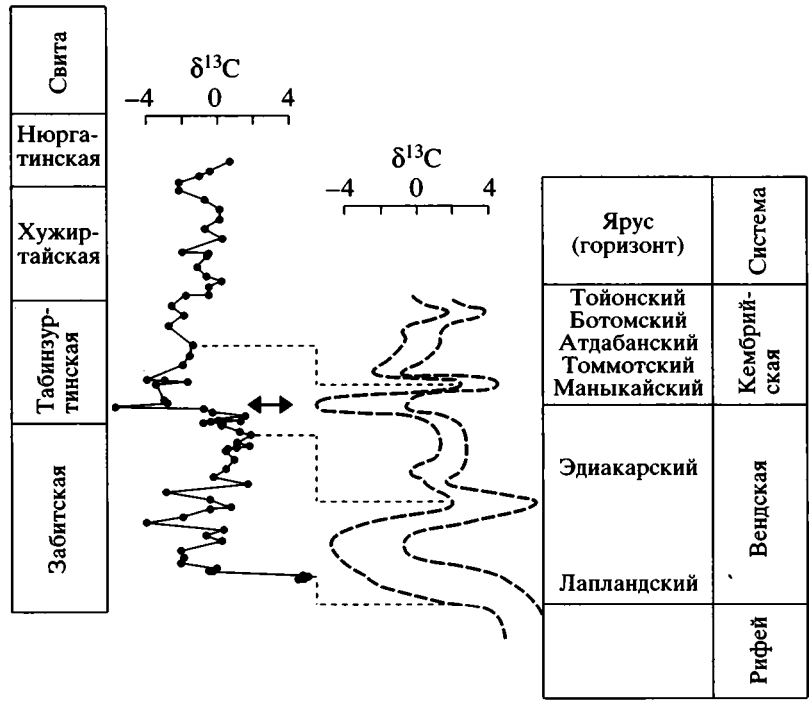


Рис. 11. Корреляция изотопно-углеродной кривой опорного разреза боксонской серии и обобщенной кривой колебаний изотопного состава углерода в морской воде в венде и раннем кембрии (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995), с учетом данных по верхнему венду и маныкайскому (немакит-далдынскому) ярусу раннего кембрия Сибирской платформы (Покровский, Миссаржевский, 1993; Покровский, 1996; Knoll et al., 1996).

тельно холодные эпохи (а верхний рифей, называемый также "криогением", вряд ли был теплым), характеризующиеся резким температурным контрастом между экваториальными и полярными областями, складываются условия, способствующие усилению циркуляции вод Мирового океана.

Полагая, что дискуссия о причинах возникновения изотопно-углеродных аномалий еще далеко не завершена, рассмотрим вкратце две идеи, которые представляются нам более перспективными.

Первая идея, уже обсуждавшаяся ранее одним из авторов данной статьи (Покровский, 1996), заключается в том, что в ледниковые эпохи, в связи с общей регрессией, складываются условия, благоприятные для развития частично изолированных морских бассейнов с ослабленной водной циркуляцией[2]. Именно в таких бассейнах формировалась значительная часть известных в настоящее время отложений верхнего рифея и венда, в том числе и боксонская серия.

Стратификация водной толщи, является, как известно, важнейшим условием высокой скорости захоронения изотопно-легкого органического вещества в осадках, что находит отражение в накоплении изотопно-тяжелых карбонатов. Широчайшее распространение в отложениях верхнего рифея и венда эвапоритов и пород богатых органическим веществом – бесспорный геологический факт (Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Edgell, 1992; Eugster, 1985; Surkov et al., 1992). Одним из свидетельств относительной изоляции бассейнов седиментации является большой разброс изотопного состава углерода в одновозрастных карбонатах, продемонстрированный, в частности, в разрезах Западной Монголии, где он достигает 7‰ (Brasier et al., 1996; Кулешов, Жегалло, 1997). В открытых океанических бассейнах его величина не превышает 2–3‰.

Коль скоро формирование изотопно-тяжелых карбонатов свидетельствует о накоплении в осадках некоторого избытка органического вещества, то отрицательные выбросы $\delta^{13}C$, следующие за положительными аномалиями, естественно связать с окислением органического вещества, накопленного в предшествующую эпоху, и выделением соответствующих количеств изотопно-легкой углекислоты.

Специфические полуизолированные бассейны, о которых говорилось выше, могли быть теми "окнами", через которые избыточная углекис-

[2] Авторы сознательно не рассматривают здесь возможную тектоническую обстановку, в которой происходило заложение и эволюция вендских бассейнов и которая оживленно дискутируется в современной литературе.

лота попадала в атмосферу и гидросферу, существенно изменяя их изотопный и газовый состав.

Вторая идея заключается в возможной связи изотопно-углеродных аномалий с накоплением в ледниковые эпохи газовых гидратов – "метанового льда". В настоящее время осадки, содержащие газовые гидраты, пользуются широким распространением в зонах вечной мерзлоты на континентах и шельфах полярных морей, а также континентальных склонах (Cherskiy et al., 1985; Kvenvolden, 1988; Гинсбург, Соловьев, 1994). В 1 м^3 газовых гидратов содержится до 164 м^3 метана; их современные запасы (~10^{19} г С) значительно превышают все другие резервуары $C_{орг}$ глобального углеродного цикла, исключая рассеянный углерод в осадках (Kvenvolden, 1988). Очевидно, что накопление в газовых гидратах изотопно легкого ($\delta^{13}C < -50‰$) метана, которое начинается с наступлением общего похолодания, должно вести к относительному обогащению атмосферы и гидросферы тяжелым изотопом углерода – положительной аномалии. Газовые гидраты могут существовать в очень узком диапазоне температур и давлений. Незначительное увеличение природных температур или уменьшение давления водной толщи на континентальном склоне (например в результате глобальной регрессии) может привести к катастрофическому выбросу в атмосферу и гидросферу парниковых газов. Возможно, именно это событие маркируется отрицательными изотопно-углеродными аномалиями в конце ледниковых эпох.

Накопление и деструкция органического вещества в осадках, отраженные на изотопно-углеродной кривой в виде положительных и отрицательных аномалий, являются, по-видимому, важнейшими деталями в биосферном механизме автостабилизации климата, устойчивость которого на протяжении геологических эпох, учитывая, сколь мощные дестабилизирующие факторы действуют в недрах Земли и окружающем ее космосе, нельзя не признать поразительной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопно-углеродная и изотопно-кислородная эволюционные кривые, полученные для венд-раннекембрийских карбонатов боксонской серии, хорошо коррелируются с аналогичными кривыми, полученными ранее для типовых разрезов Сибирской платформы и Западной Монголии. Важнейшими элементами этих кривых являются: 1) аномально высокие величины $\delta^{13}C$ (до 6) и $\delta^{18}O$ (до 31) в основании разреза, типичные также для нижней части относимой к позднему рифею–венду цаганоломской свиты Западной Монголии; 2) резкое уменьшение величин $\delta^{13}C$ (до –5) и $\delta^{18}O$ (до 25–26) в нижней части табинзуртинской свиты, сходное с тем, которое установлено в разрезах Сибирской платформы и Западной Монголии вблизи основания маныкайского (немакит-далдынского) яруса. Выше этой аномалии наблюдается постепенный рост величин $\delta^{13}C$, характерный для раннего кембрия. Отрицательные выбросы $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ несколько меньшей амплитуды отмечаются также в основании забитской свиты непосредственно выше диамиктитов.

На основании проведенной корреляции забитская свита может быть отнесена к венду; нижняя граница маныкайского (немакит-далдынского) яруса устанавливается в 75–100 м выше основания табинзуртинской свиты, подошва томмотского яруса – в 400–450 м выше основания табинзуртинской свиты, а граница между томмотским и атдабанским ярусом примерно совпадает с границей между табинзуртинской и хужиртайской свитами.

Диамиктиты в низах забитской свиты изотопные данные позволяют сопоставить с нижневендским лапландским ледниковым горизонтом. Отдавая себе отчет в том, что этот вывод находится в противоречии с находкой в диамиктитах палеозойского вида фораминифер (Терлеев, Задорожный, 1996), мы, тем не менее, считаем иную интерпретацию изотопных данных весьма маловероятной и полагаем, что спорные палеонтологические результаты не могут быть приняты без квалифицированной экспертизы.

Авторы выражают признательность А.М. Рогачеву за помощь при проведении полевых исследований, Т.Н. Херасковой за представленные образцы из сархойского разреза, а также М.А. Семихатову, который ознакомился с предварительным вариантом статьи и сделал ряд ценных замечаний.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты: 94-05-17331, 95-05-14553, 96-05-64537).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бутов Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 40–53.

Бутов Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 2. Новые данные о возрасте домезозойских толщ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 91–109.

Бутов Ю.П., Далматов Б.А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 128–132.

Бутов Ю.П., Далматов Б.А., Воронцова Г.А. К стратиграфии верхнего докембрия – кембрия Восточного Саяна // Сов. геология. 1979. № 6. С. 44–56.

Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д. 718 млн. лет – Rb-Sr эрохрона сархойской серии Вос-

точного Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 150–154.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Первые находки органогенных микрофоссилий в верхнем докембрии боксон-сархойского прогиба (Восточный Саян) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 27–32.

Вендская система / Ред. акад. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. Т. 2. 238 с.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 49–76.

Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Ред. Добрецов Н.Л. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

Геология и рудоносность Восточного Саяна / Ред. Добрецов Н.Л. Новосибирск: Наука, 1988. 127 с.

Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. Санкт-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.

Жабин В.В., Степанова М.В. Нижняя граница кембрия в районе Боксонского месторождения (Восточный Саян) // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. С. 65–67.

Кулешов В.Н., Жегалло Е.А. Некоторые особенности вариаций изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах пограничных отложений венда и кембрия западной Монголии // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 48–57.

Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 237 с.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири /Ред. Конторович А.О. Вып. 5. Тунгусский бассейн. Новосибирск: Сиб. НИИ геологии, геофиз. и минер. сырья, 1994. 91 с.

Никитина Л.П., Хильтова В.Я., Митрофанов Ф.П., Крылов И.Н. Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна // Геология и геохронология докембрия. М.: Наука, 1964. С. 219–228.

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

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.

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

Покровский Б.Г., Мележик В.А. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижнепротерозойских карбонатных породах Кольского полуострова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 42–53.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 215 с.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 4. С. 54–67.

Сонненфельд П. Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 480 с.

Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.В. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда–нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 279–289.

Терлеев А.А., Постников А.А., Гибшер А.С. Возраст и положение боксонской серии в опорном разрезе верхнего докембрия – кембрия Восточного Саяна (р.р. Сархой, Уха-Гол) // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Тезисы докладов. Иркутск: Ин-т земной коры. 1995. Т. 1. С. 80–81.

Терлеев А.А., Задорожный В.М. Находка палеозойской фораминиферы в "докембрии" Восточного Саяна (р. Сархой) // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 3. С. 373–374.

Хаин Е.В., Федотова А.А. Олистостромовые комплексы, связанные с формированием Боксонского покрова (бассейн р. Сархой, Восточный Саян) // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 3. С. 390–394.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.

Хоментовский В.В., Пак К.Л., Постников А.А., Скопинцев В.Г. Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и Рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 76–106.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.

Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах Карельского массива // Геохимия. 1990. № 7. С. 972–978.

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

Baker A.J., Fallick A.E. Heavy Carbon in two-billion-year-old marbles from Lafoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1111–1115.

Baud A., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // Geol. Rundschau. 1989. V. 78/2. P. 649–677.

Brasier M.D., Magaritz M., Corfield R. et al. The carbon- and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation // Geol. Mag. 1990. V. 127. № 4. P. 319–332.

Brasier M.D., Shields G.S., Kuleshov V.N., Zhegallo Le.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early

animal evolution: Neoproterozoic – Cambrian of Southern Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133. P. 445–485.

Cherskiy N.V., Tsarev V.P., Nikitin S.R. Investigation and prediktion of condition of accumulation of gas resources in gas-hydrate pools // Petrol. Geol. 1985. V. 21. P. 65–89.

Crowel J.E. The ending of the late paleozoic ice age during the permian period // The Permian of Northern Pangea. Scholle P.A., Peryt T.M. and Ulmer-Scholle D.S. (eds). 1. Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Berlin–Heidelberg–New-York: Springer Verlag, 1995. P. 62–74.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change on the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 1317–1329.

Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A. Yu., Zhuravlev A.Yu. Sr and C isotopes in lower cambrian carbonates from the siberian craton: a paleoenvironmental record during the "cambrian explosion" // Earth Planet. Sci. Let. 1994. V. 128. P. 671–681.

Epstein S., Graf D.L., Degens E.T. Oxygen isotope studies on the origin of dolomites // Isotopic and cosmic chemistry / Craig H., Miller S.L., Wasserburg G.T. (eds). North-Holland Publ. Company. 1963. P. 169–180.

Edgell H.S. Proterozoic salt basins of the Persian Galf area and their role in hydrocarbon genecation / Walter M.R. (ed.). Proterozoic // Petrol. Precambr. Res. 1992. V. 54. P. 1–14.

Eugster H.P. Oil shales, evaporites and ore deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 619–636.

Friedman I., O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of Geochemistry, 6th. Fleisher M. (ed.). U. S. Gov. Print. Office. Washington, D. C. 1977. 116 p.

Gerstenberger H., Herrmann M. Report on the intercomparison for the Isotope Standart KH-2 and Polyethylene Foil – REF-1. Preprint ZFI-25. Leipzig, 1982. 19 p.

Kaufman A.J., Hayes J.M., Knoll A.H., Germs G.J.B. Isotopic composition of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic succesion in Namibia: stratygraphic variation and effect of diagenesis and metamorphism // Precambr. Res. 1991. V. 49. P. 301–327.

Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implication for tectonics and palaeoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. P. 409–430.

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

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.

Keith M.I., Weber I.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 1787–1816.

Kirschvink J.L., Magaritz M., Ripperdan R.L. et al. The Precambrian / Cambrian Boundary: Magnetostratigraphy and Carbon Isotopes Resolve Correlation Problems Between Siberia, Morocco and South China. GSA Today, 1991. V. 1. № 4. P. 69–91.

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

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

Kvenvolden K.A. Methan-hydrate – a major reservoir of carbon in the shallow geosphere? // Chem. Geol. 1988. V. 71. P. 41–51.

Lloyd R.M. Oxygen isotope enrichment of seawater by evaporation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1966. V. 30. P. 801–814.

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

Magaritz M., Kirschvink J.L., Latham A.J. et al. Precambrian / Cambrian boundary problem: carbon isotope correlation for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco // Geology. 1991. V. 19. P. 847–850.

Nadler A., Magaritz M. Studies of marine solution basins – isotopic and compositional changes during evaporation / Nissenbaum A. (ed.). Hypersaline brines and evaporitic environments. Elsevier, Amsterdam, 1980. P. 115–129.

Pelechaty S.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphy and Seguence stratigraphic constraints on vendian-cambrian basin dynamics, northern Siberian craton // Journ. Geol. 1996. V. 104. P. 128–138.

Rosenbaum J., Sheppard S.M.F. An isotopic study of siderites, dolomites, and ankerites at high temperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1147–1150.

Schidlowski M., Eichmann R., Jung Ch.E. Precambrian sedimentary carbonates; carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for terrestrial oxygen budget // Precambr. Res. 1975. V. 2. P. 1–69.

Scholle P.A. Carbon and Sulfur isotope stratigraphy of permian and adjascent interval // The Permian of Northern Pangea / Scholle P.A., Peryt T.M. and Ulmer-Scholle D.S. (eds). 1. Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy. Berlin–Heidelberg–New York: Springer Verlag, 1995. P. 133–149.

Surkov V.S., Grishin M.P., Larichev A.I. et al. The Riphean sedimentary basins of the Eastern Siberia Province and their petroleum potential / Walter M.R. (ed.). Proterozoic Petroleum. Precambr. Res. 1992. V. 54. P. 37–44.

Tucker M.E. Carbon isotope excursion in Precambrian / Cambrian boundary beds, Morocco // Nature. 1986. V. 319. P. 28–50.

Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // Rev. Mineral. 1983. V. 11. P. 265–300.

Рецензенты В.И. Устинов, М.А. Семихатов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 42–62

УДК 551.763.331/.77:561

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ФЛОР ЗЕМНОГО ШАРА НА ФОНЕ АБИОТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

© 1999 г. М. А. Ахметьев

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

Поступила в редакцию 30.12.98 г.

Рассмотрены основные геологические и палеогеографические события позднего мела – кайнозоя. Главные причины географической дифференциации флор за последние 100 миллионов лет обусловлены перемещениями континентальных масс, изменениями океанической и атмосферной циркуляций и связанными с ними климатическими колебаниями. Обсуждается природа фитохориальных границ и главные причины их трансформации, а также роль палео- и неоэндемиков в географической дифференциации флор. В дополнение к ранее построенным частям фитохориального древа (Мейен, 1987; Вахрамеев, 1988) и на их базе создана единая модель для всего фанерофита, с выведением основных стволов древа на систему современных фитохорий, предложенную А.Л. Тахтаджяном (1978). Прослежена история становления и развития некоторых царств и подцарств. Обращено внимание на связь трансформаций главных стволов с глобальными экологическими кризисами прошлого, сопровождающимися заметными изменениями таксономического разнообразия наземной флоры. Показана возможность использования палеботанических данных как независимого корректировочного инструмента для проверки геотектонических и палеогеографических реконструкций.

Ключевые слова. **Палеофлористика, фитохориальное древо, фитохории, царства, подцарства, области, геологические события, палеогеография, верхний мел, кайнозой, климатические изменения, флора.**

ВВЕДЕНИЕ

История становления и развития ныне существующих фитохорий Земного шара, особенно в кайнозое, традиционно опиралась на систематику и фитогеографию современных растений. Она базировалась на анализе ареалов и выявлении центров происхождения рецентных видов, установлении родственных связей между флорами на региональном и глобальном уровнях. Палеоботанические данные привлекались для этих целей в значительно меньшей степени. Это происходило отчасти из-за крайне скудной информации о флорах прошлого по отдельным крупным материковым блокам, особенно древним щитам, а также океаническим архипелагам, и отчасти из-за недоверия специалистов к самому ископаемому материалу, их сомнениям в достоверности определения таксонов и выводов о положении их в естественной системе. Кроме того, принималось во внимание, что большинство находок остатков растений происходят из рипарийных местообитаний – областей осадочной аккумуляции, которые отражают флористический состав преимущественно азональных группировок. Наконец, немаловажным аргументом оставались ограничения палеонтологической летописи, обстоятельно разобранные недавно А.С. Алексеевым (1998), а также не всегда надежная привязка находок растений к подразделениям общей стратиграфической шкалы. В последние годы, по мере совершенствования самих методик изучения растений, массовых открытий новых местонахождений заметно повысилась достоверность определения ископаемых форм, при одновременно существенном восполнении пробелов в палеоботанической летописи. Это привело к определенной переоценке возможностей палеоботаники для расшифровки истории флор, и одним из важнейших направлений палеоботанических исследований сейчас становится выявление связей основных этапов флорогенеза в фанерозое с главнейшими событиями геологической истории Земли. Одновременно с этим возникает необходимость и в тщатель-

ном анализе перестроек главнейших палеофитохорий на фоне этих событий.

ГЛАВНЕЙШИЕ ФИТОХОРИИ ЗЕМЛИ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ. НЕКОТОРЫЕ ИХ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ

Наиболее точную интерпретацию палеофлористики дал С.В. Мейен (1987). Он определил ее как научную дисциплину, занимающуюся пространственно-временным распределением таксонов. С целью иллюстрации латерального размещения последних строят специальные карты для разных временных срезов (рис. 1, 2) с изображением на них территориальных флористических единиц – фитохорий. В восходящей последовательности они могут быть разного ранга: от района и округа до области и царства. Серия таких карт, спроецированная на геохронологическую шкалу, позволяет создать древо, с помощью которого можно проследить развитие тех или иных фитохорий во времени (рис. 3). Основная часть древа, охватывающая историю фанерофита от карбона и до середины мелового периода, продолжительностью 250 млн. лет, разработана С.В. Мейеным (1987) и В.А. Вахрамеевым (1988). Автором статьи достроена его "верхушка" с выведением основных фитохориальных стволов на современную систему фитохорий, предложенную А.Л. Тахтаджяном (1978). Для большей наглядности эта часть древа дана в более крупном масштабе. Картину размещения современных фитохорий легче вывести, опираясь на мобилистские реконструкции. Для ранних этапов геологической истории это убедительно показано В.А. Вахрамеевым и С.В. Мейеном.

Анализ фитохориального древа в сочетании с филогенетическими построениями по отдельным группам растений позволяет сделать заключение о некоторых основных чертах флорогенеза с оценкой факторов и механизмов самого флорогенетического процесса. Прежде всего, на древе отчетливо выражены два главных цикла географической дифференциации флор. Первая максимальная дивергенция фитохорий произошла в позднем палеозое, когда изменился статус фитохорий высшего порядка и на смену областей пришли царства. Известный биотический кризис на рубеже палеозоя и мезозоя, сопровождавшийся заметным падением таксономического разнообразия сосудистых растений, привел к резкой дедифференциации (интеграции) и гомогенизации флор. Начиная с середины триаса, начался второй мегацикл флористической дифференциации, особенно усилившийся с олигоцена. Эта эпоха обычно принимается за точку отсчета перехода Земли от теплой к криогенной биосфере.

Единых факторов и механизмов, управляющих дифференциацией флор не существует. Их много. Влияние каждого из них интегрируется и одновременно интерферируется на общую картину. Это, прежде всего, изменения положения континентов с попутными вновь возникающими контактами и изоляциями материковых масс, формирование орографических барьеров, орогенных и вулканических поясов, островных архипелагов, расширение или, наоборот, сокращение площадей, занятых сушей в результате эвстатических колебаний. Все перечисленное непосредственно влияет на перестройку океанической и атмосферной циркуляций Земли, а через них – на климат и растительный покров. Особенно важна роль в преобразовании растительного мира ледниковых эпох. Само появление сосудистых растений на рубеже ордовика и силура и их выход на сушу последовал непосредственно за ордовикским оледенением. Рост дифференциации пермских флор происходил на фоне оледенения Гондваны. Еще более резкое, чем в олигоцене, усиление дифференциации флор в четвертичный период, несомненно, связано с последней ледниковой эпохой.

Анализ фитохориального древа демонстрирует и ряд других особенностей развития растительного мира. Во-первых, за всю его историю не произошло кардинальной перестройки трех главных фитохориальных стволов: голарктического, нотального и тропического. Во-вторых, переходу тех или иных фитохорий из одного ствола в другой предшествует, как правило, формирование и более или менее длительное существование в их пределах так называемых экотонных флор, обладающих общими чертами флор более крупных соседних фитохорий с различными климатическими условиями. Существование таких флор, специфика их состава, особенности становления и редукции в позднем палеозое были хорошо показаны в ряде работ С.В. Мейена и М.В. Дуранте на примере Казахстанской провинции Субангариды. Однако, чтобы лучше разобраться во всем этом, необходимо кратко рассмотреть основные особенности современной флористической системы.

Система современных фитохорий

Первая современная флористическая система была разработана датским ботаником Й. Скоу в 20-х годах прошлого века. Этим было положено начало второму этапу изучения наземного растительного мира планеты, если первым считать упорядоченное описание самих растений, начатое К. Линнеем и его последователями. Вся флора планеты была подразделена Й. Скоу на 25 царств. Для некоторых из них были предложены более дробные единицы – провинции. Ныне можно считать построение глобальной системы фитохорий делом завершенным, особенно в той части, которая касается хориальных категорий высшего ранга – царств и областей. Если исключить иногда

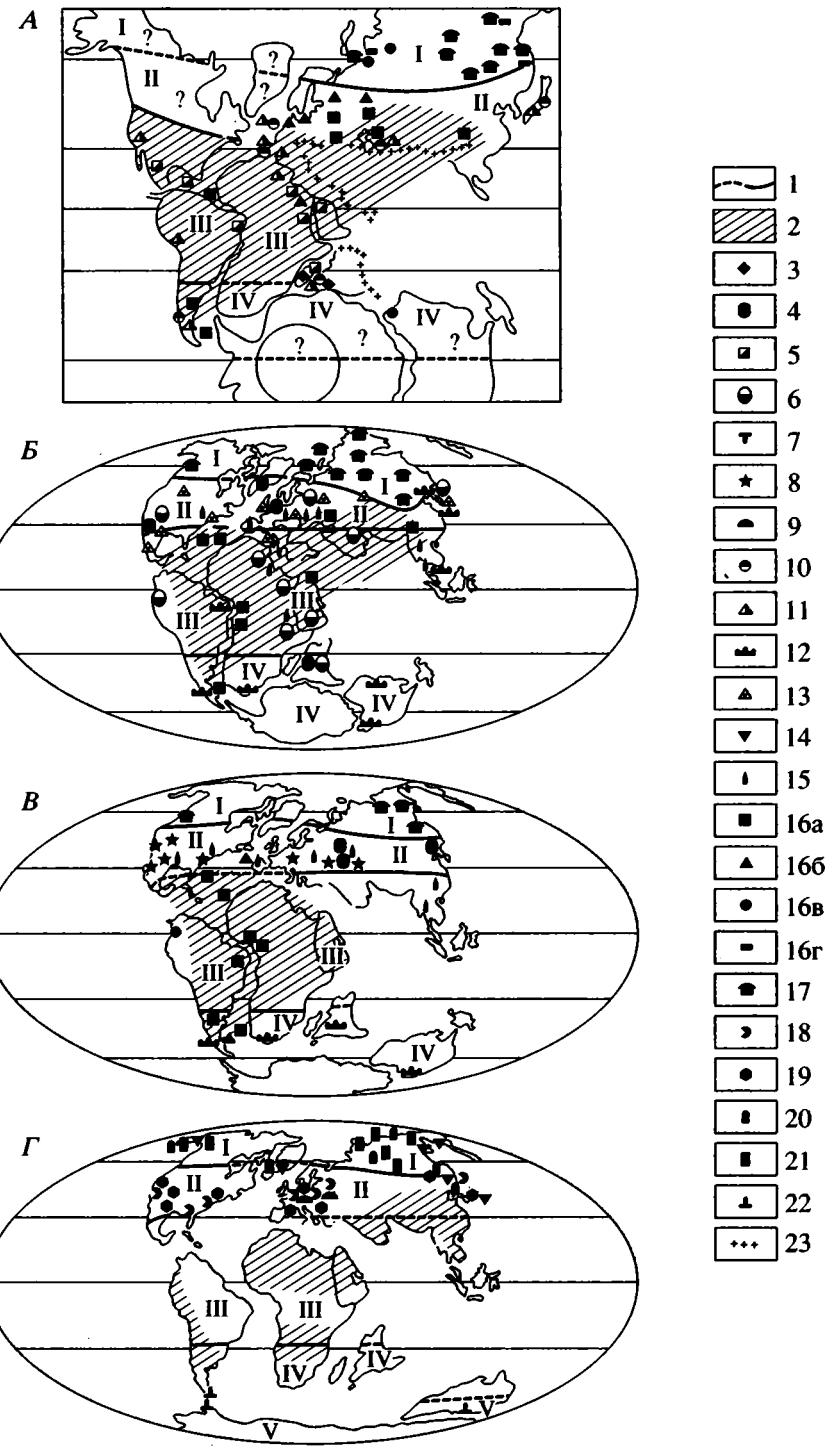


Рис. 1. Климатические пояса и основные фитохории в поздней юре (*А*), неокоме (включая баррем) (*Б*), альбе (*В*) и кампане (*Г*) (по В.А. Вахрамееву, 1998).

I–I – пояс умеренного теплого климата Северного полушария (Сибирская область); II–II – субтропический пояс Северного полушария (Евро-Синийская область); III–III – тропический пояс (Экваториальная область); IV–IV – субтропический пояс Южного полушария (Австральная, или Нотальная область); V–V – пояс умеренного теплого климата Южного полушария (Антарктическая провинция), появляющийся со второй половины позднего мела; 1 – границы между климатическими поясами и соответственно фитохориями; 2 – распространение семиаридного или аридного климата; 3 – местонахождения Dictyophyllum; 4 – Phlebopteris, Matonidium; 5 – Piazopteris; 6 – Weichselia; 7 – Klukia; 8 – Tempskya; 9 – другие древовидные папоротники; 10 – Ptilophyllum; 11 – Otozamites; 12 – Ptilophyllum, Otozamites, Dictyozamites; 13 – Cycadeoidea; 14 – Nilssonia; 15 – Frenelopsis; 16а – пыльца Classopollis ≥50%; 16б – ~25%; 16в – ~10%; 16г – редкие зерна; 17 – Czekanowskiales; 18 – Dewalquea; 19 – Palmae; 20 – Trochodendroides; 21 – Pseudoprotophyllum; 22 – пыльца Nothofagus; 23 – положение береговой линии Тетиса.

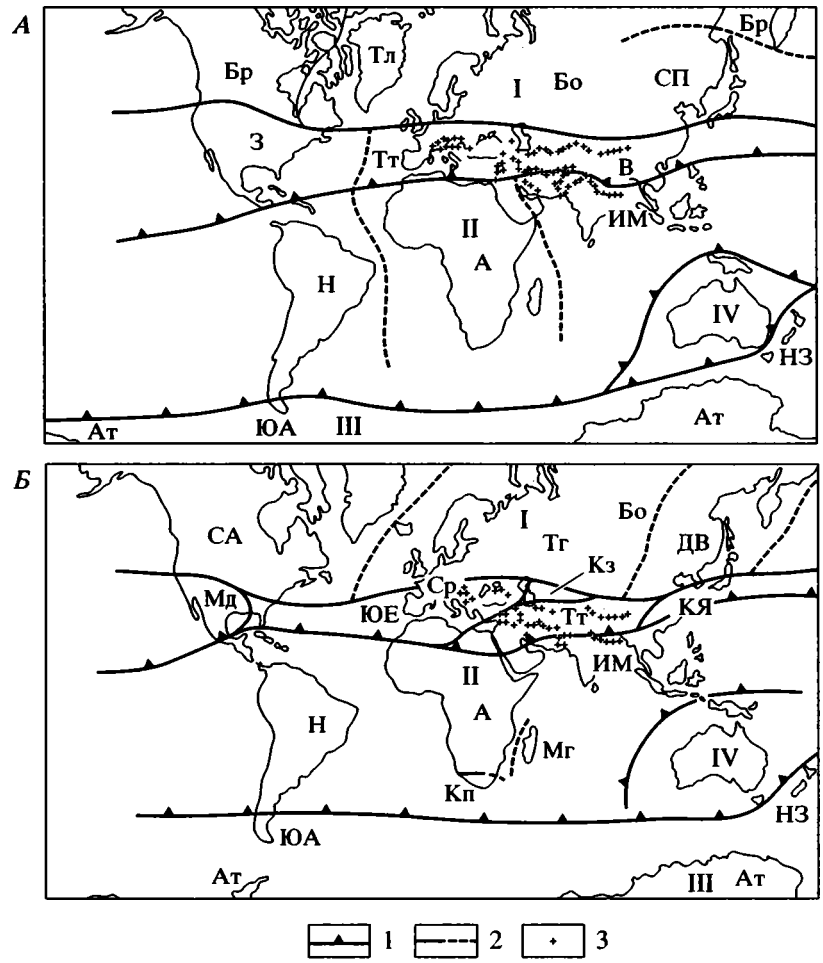


Рис. 2. *А* – палеофлористическое районирование в раннем–среднем эоцене.

Голарктическое царство (I): Бореальная область (Бо) с Берингийской (Бр), Тулеанской (Тл) и Сахалинско-Приморской (СП) провинциями, область Тетис (Тт) с Западной (З) и Восточной (В) провинциями; Тропическое царство (II): Неотропическая (Н), Африканская (А) и Индо-Малезийская (ИМ) области; Нотальное царство (III): Антарктическая (Ат), Новозеландская (НЗ) и Южноамериканская (ЮА) области; Австралийское царство (IV).

Б – палеофлористическое районирование в раннем миоцене.

Голарктическое царство (I): Бореальная область (Бо) с Североамериканской (СА), Тургайской (Тр) и Дальневосточной (ДВ) провинциями, Мадрианская область (Мд), Средиземноморская область (Ср) с Южно-европейской (ЮЕ), Казахстанской (Кз), Туркестанской (Тт) и Китайско-Японской (КЯ) провинциями; Тропическое царство (II): Неотропическая область (Н), Африканская область (А)с Капской (Кп) и Мальгашской (Мг) подобластями (?), Индо-Малезийская область (ИМ); Нотальное царство (III): Антарктическая (Ат), Новозеландская (НЗ) и Южноамериканская (ЮА) области; Австралийское царство (IV).

1 – границы царств; 2 – границы областей и провинций; 3 – положение береговой линии Тетиса.

выделяемое в самостоятельное царство – Океаническое с господством низших растений, то обычное деление суши на четыре или шесть царств отражает взгляды авторов предлагаемых систем на степень дезинтеграции и таксономического обособления "осколков" бывшей гондванской флоры в средних и высоких широтах южного полушария. В отличие от систем, включающих только четыре царства: Северное и Южное внетропические, а также Палео- и Неотропическое, занимающих приэкваториальный пояс, добавляются еще два – Капское и Австралийское. Их изоляция от других фитохорий началась в мезозое и окончательно завершилась лишь в палеогене. Именно так строит А.Л. Тахтаджян свою систему (рис. 4), на которую выводится флористическое древо. В основу выделения хорионов высокого ранга – царств им положено наличие в них значительного числа эндемичных семейств (их количество указано в скобках). В средних и высоких широтах северного полушария он выделяет Голарктическое царство (30), подразделяемое на три подцарства – Бореальное (>20), Древнесредиземноморское (1) и Мадреанское (4). Расположенное по обе стороны экватора в Старом Свете Палеотропическое царство (>40) делится им на пять

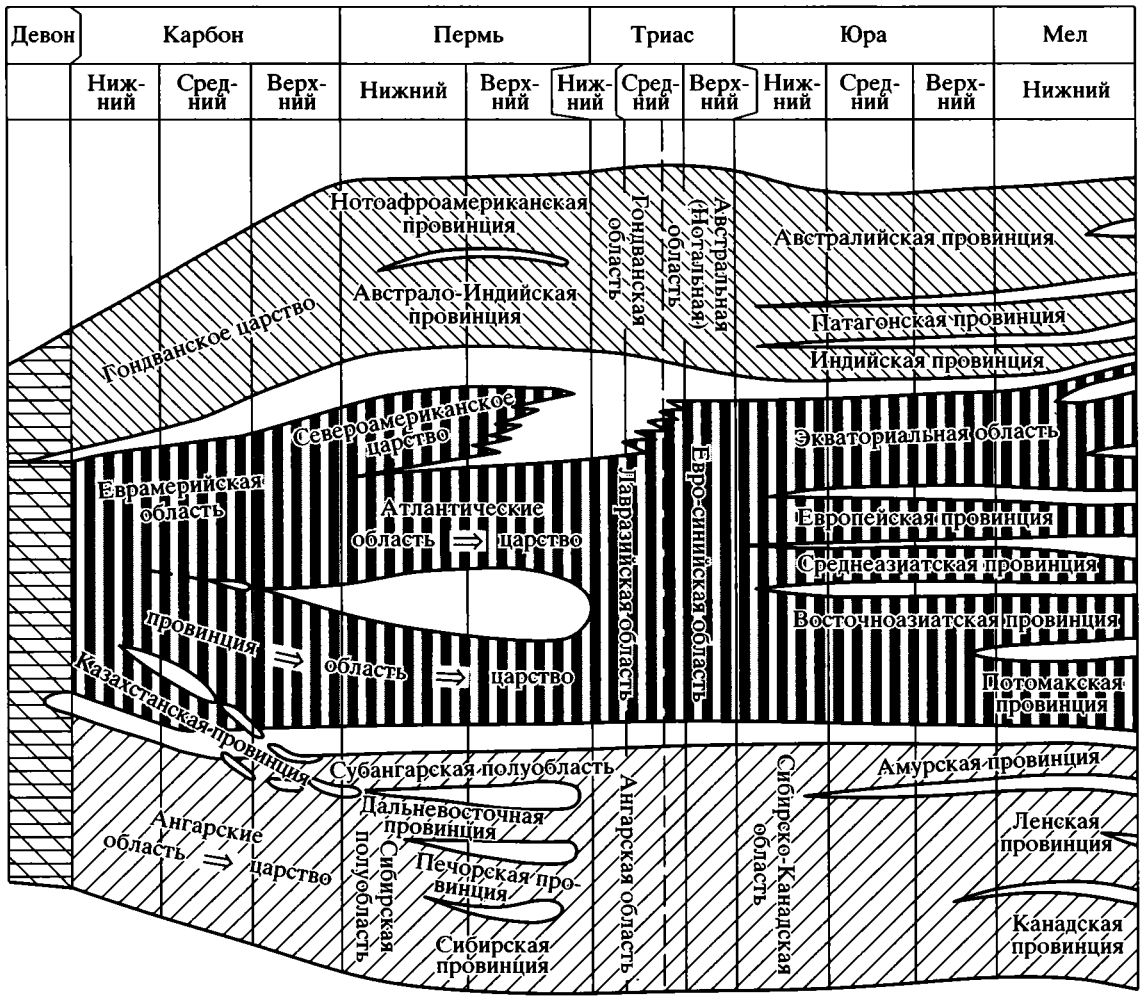


Рис. 3. Эволюционное древо фитохорий Земного шара в фанерофите. п/ц – подцарство, п/обл. – подобласть.

подцарств – Африканское (>10), Мадагаскарское (9), Индо-Малезийское (11), Полинезийское (0) и Новокаледонское (5). Южноамериканский континент занят флорой Неотропического царства (25). Наконец, южные земли бывшей Гондваны занимают еще три царства – Капское (7), Австралийское (14) и Голантарктическое (10). Каждое из царств, кроме Капского, подразделяется на области, общее количество которых по А.Л. Тахтаджяну – 34. Примерно такое количество их предлагалось и его предшественниками – Энглером, Толмачевым, Гудом и Шмитхюзеном (Тахтаджян, 1978). Области характеризуются высоким родовым и видовым эндемизмом. Этот же критерий берется за основу при выделении древних фитохорий.

На фитохориальном древе можно видеть (рис. 3), что в меловой период в условиях теплой биосферы флористическая дифференциация была существенно иной, значительно ниже, да и высшие хорионы на ранней стадии дифференциации Гондваны существовали не в ранге царств, а только областей, при сохранении трех основных фитохориальных стволов. Выделяя для позднего мела четыре области, В.А. Вахрамеев (1988) подразделил их на полтора десятка провинций, каждая из которых по величине занимаемых территорий приближалась к современным областям. Однако численное сокращение их более чем в два раза, по сравнению с существующими ныне, связано не столько со снижением ранговости эндемиков и их разнообразием, сколько с крайне скудными сведениями о меловых флорах на пространствах древних щитов и палеозойских складчатых систем.

Существующая система фитохорий сложна. Каждая из них образована мозаикой элементарных звеньев, становление которых происходило в разное время. Многие фитохории сохраняют

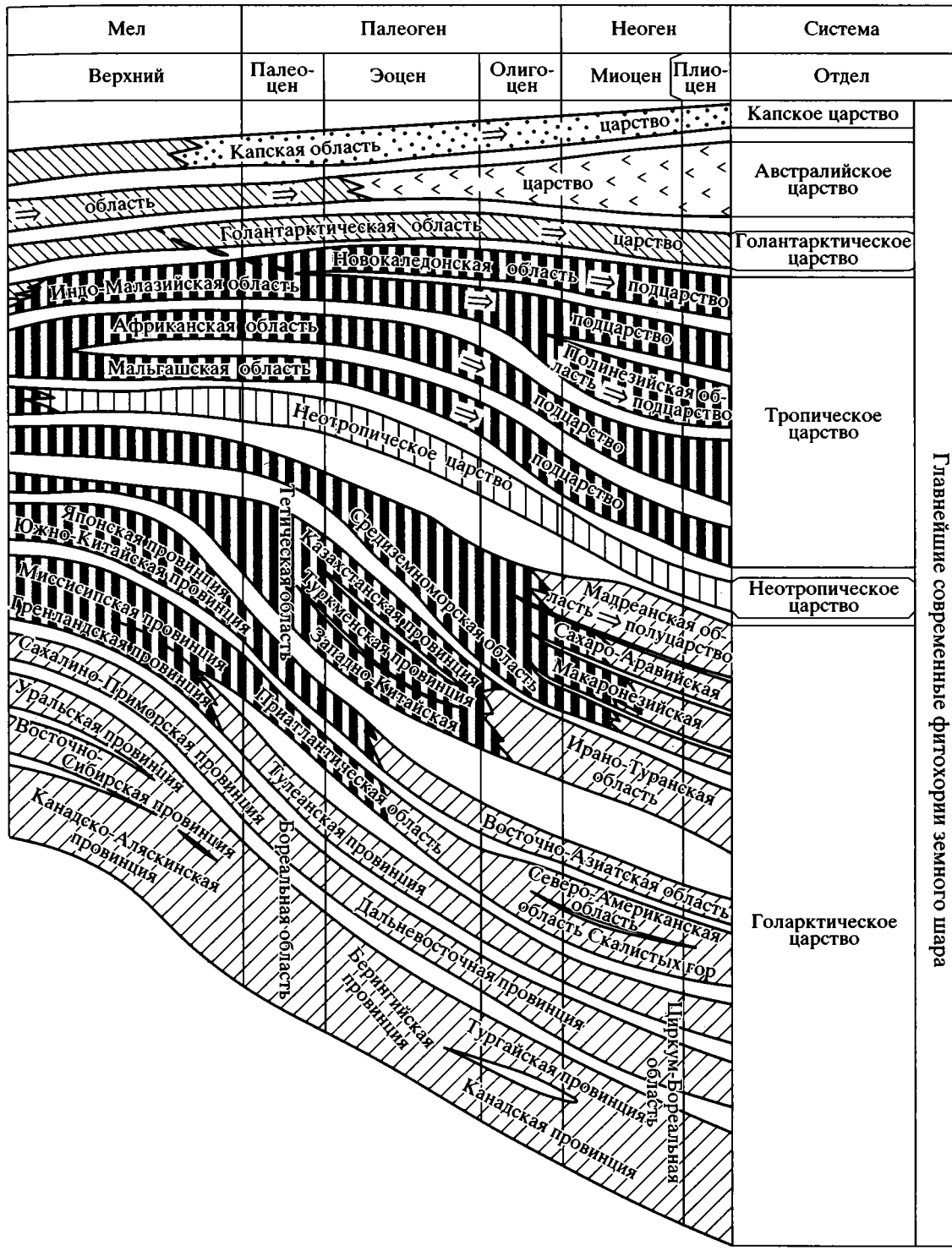


Рис. 3. Окончание.

древние флористические "ядра", долгое время выполнявшие роль генератора новых таксонов. Примерами таких "ядер" могут служить восточноазиатская и североамериканская флоры, в составе которых сохраняется много общих родов, образующих основной фон палеогеновых голарктических флор. В Восточно-Азиатской области известно 14 эндемичных семейств и более 300 родов, большая часть которых вышла из мезозоя и раннего кайнозоя. К ним относятся семейст-

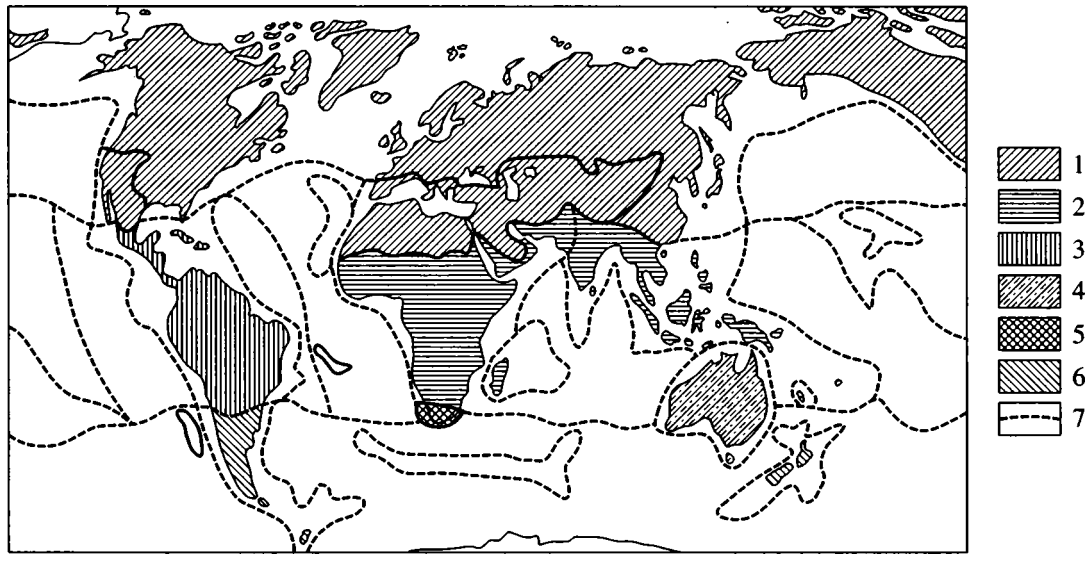


Рис. 4. Современные флористические царства Земли (по А.Л. Тахтаджяну, 1978).
1 – Голарктическое; 2 – Палеотропическое; 3 – Неотропическое; 4 – Австралийское; 5 – Капское; 6 – Голантарктическое; 7 – границы между важнейшими фитохориями.

ва Ginkgoaceae, Cephalotaxaceae, Trochodendraceae, Tetracentraceae, Cercidiphyllaceae, Eucommiaceae, Eupteliaceae, не менее десятка родов папоротников, а также масса родов хвойных и покрытосеменных. Назовем только те, которые образуют древесные формы – Cryptomeria, Metasequoia, Sciadopitys, Catalpa, Keteleeria, Amentotaxus, Fokienia, Microbiota, Thujopsis, Hemiptelea, Pteroceltis, Cyclocarya, Platycarya, Craigia, Corylopsis, Disanthus, Eucommia, Phelodendron, Davidia, Hovenia, Trachycarpus.

Другим примером может служить Юго-Восточная Азия – колыбель массы родов и семейств тропической флоры. Такой же колыбелью для представителей неотропической флоры является Гвианское нагорье, а ксерофитов Древнего Средиземноморья – Иранское, которое и сейчас продолжает их активно поставлять в пустыни и полупустыни Ближнего и Среднего Востока. В южном полушарии древние "ядра" сохранились в Новозеландской, Австралийской, Мадагаскарской (Мальгашской) и Новокаледонской флорах, длительно изолированных от соседних. Важнейшим признаком, определяющим древность флор, является участие в их составе монотипных эндемичных родов. Их рекордное число – 25 – во флоре Новой Каледонии. Еще 8 эндемичных родов на острове представлены только двумя видами. Носители древних флористических ядер известны и из прошлого. В палеозое это были внетропические ангарская и гондванская флоры. Антиподами таких флор являются многие современные островные флоры, представленные исключительно неоэндемиками. В наиболее изолированной Гавайской флористической области, где возраст базальтоидов субстрата не древнее четвертичного, общее количество видов сосудистых растений более 2700, из которых 98% эндемичны. И хотя на островах неизвестны эндемичные семейства, родовой эндемизм также высок.

Учитывая широкое распространение в прошлом экотонных флор и образованных ими фитохорий, нельзя обойти вниманием, в сравнительном плане, экотоны современной эпохи. Ныне существующие экотонные фитохории различного ранга от округов и провинций до областей и даже подцарств, образуются либо там, где в соприкосновение приходят две различные в таксономическом отношении флоры, либо они возникают на магистральных миграционных путях. О статусе экотонов и принадлежности их к той или иной фитохории более высокого ранга у фитогеографов нередко возникают споры.

Для Восточно-Азиатской области Голарктиса несомненно экотонными являются пограничные с Палеотропиком флоры Волкано-Бонинской и Тайванской провинций, а также Кхаси-Манипурской провинции Северо-Восточной Индии. Последняя, сохраняя восточноазиатское (голарктическое) "ядро" в растительном покрове горного пояса (выше 900–1000 м), в низкогорье и на равнинах заселена исключительно представителями палеотропической флоры (Тахтаджян, 1978). Нелишне заметить, что палеоботаникам далекого будущего, которым придется судить о ней по составу тафоценозов, она непременно предстанет как палеотропическая. В более северных районах Голарктиса всеми признаками экотонной облада-

ет Охотско-Камчатская провинция. На юге она насыщена представителями маньчжурской флоры, на Командорских островах – канадской. Крупнейшим экотоном является Сахаро-Аравийская область Древнего Средиземноморья. Формирование ее началось уже после коллизии Африканской и Евразийской плит.

Вопреки представлениям, существующим у палеоботаников, что экотонные зоны являются центрами происхождения таксонов различного ранга и особенно высокого, примеры из современной флористики заставляют внести в это соответствующие коррективы. Какого ранга? Родового и видового – да. Но не семейственного. Хорошим примером в этом отношении может служить флора Древнесредиземноморского подцарства, сформировавшаяся по побережьям бывшего Тетиса. О роли этих побережий, как миграционных трактов, специально говорить не приходится. Достаточно вспомнить механизм расселения диптерокарповых из Юго-Восточной Азии. В составе древнесредиземноморской флоры известны тысячи эндемичных видов, сотни родов, но только одно семейство.

В известной мере экотонной можно считать и флору Индии. Модель перемещения Индостана в мезозое и кайнозое из южного полушария к экватору, как она представляется тектонистам, находит поддержку у палеоботаников. При движении из высоких широт Гондваны в приэкваториальные индийская флора, постепенно теряя гондванские элементы одновременно насыщалась африканскими (экваториальными). Позже, по мере установления контакта с Евразией, начал осуществляться механизм обмена и с этим континентом. В результате, отнюдь не случайно, эта одна из очень богатых тропических флор не содержит ни одного эндемичного семейства.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО МЕЛА И КАЙНОЗОЯ

Большинство палеоботаников и "необотаников", занимающихся историей флор, особенно южного полушария, при объяснении их глобальной дифференциации исходят из тектонических моделей, допускающих значительные по амплитуде горизонтальные перемещения континентальных масс, вызванные процессами, протекающими в верхних оболочках литосферы. Именно этот механизм, без какой-либо его геологической интерпретации, начиная с Д. Гукера, был использован при построении целого ряда флористических систем в конце прошлого века и на рубеже столетий. После обнародования А. Вегенером своей известной гипотезы в первой четверти нашего столетия, ее активно поддержали многие ботаники и особенно палеоботаники. А.Н. Криштофовичем был дан ее подробный обзор. Несколько позже Е.В. Вульф, известный специалист по исторической географии растений, писал о том, что в картине эволюции флор Земного шара "...все ясно и понятно до тех пор, пока мы будем допускать возможность перемещения материков и положения их как по отношению друг к другу, так и по отношению к полюсу... стоит лишь нам отказаться от тех преимуществ, которые дает эта гипотеза, чтобы биогеография стала вновь полна неразрешимых загадок" (Вульф, 1944, с. 543). В отличие от геологов, которые в середине столетия с известным скепсисом относились к построениям А. Вегенера, среди ботаников множились ряды сторонников его идей. На возможности перемещения континентальных масс в геологическом прошлом опирались при анализе флористических систем палеозоя и мезозоя С.В. Мейен и В.А. Вахрамеев. Первый замечал, что "... при изложении истории флор сейчас уже невозможно не принимать во внимание мобилистские идеи. Ясно, что материки в геологическом прошлом находились в иных пространственных соотношениях, чем сейчас" (Мейен, 1987, с. 304). Столь же определенно по этому поводу высказывался В.А. Вахрамеев, полагавший, что "... изучение фитогеографии существенно подкрепляет разрабатываемую тектонистами теорию о дрейфе континентов" (Вахрамеев, 1988, с. 189). В отличие от них, более сдержанным в оценке гипотезы перемещения литосферных плит остается В.А. Красилов. Ограниченные по масштабам горизонтальные перемещения, которые им не отрицаются, он связывает с ротационным эффектом, возникающим при вращении планеты вокруг оси.

Не обрисовав важнейшие геологические и палеогеографические события позднего мела и кайнозоя, невозможно перейти и к рассмотрению причин дифференциации флор. К сожалению, более подробный обзор самих фитохорий из-за ограниченного объема статьи, не может быть представлен.

К наиболее важным событиям позднемеловой эпохи следует отнести: 1) Последовательное расширение впадины Атлантического океана, последовавшее за соединением воедино бассейнов Северной и Южной Атлантики. 2) Продолжающуюся дезинтеграцию Гондваны и изоляцию ее отдельных частей, вызванную дрейфом литосферных плит (Индостан, Мадагаскар, Африка, заложение впадины Тасманова моря и начало обособления Австралии и Новой Зеландии). 3) Сокращение акватории Тетиса. 4) Ликвидацию в середине позднего мела морского рукава в центральной части Североамериканского континента и восстановление сухопутных связей между Еврамерийским и Сибирско-Канадским секторами Арктики. 5) Дрейф Гренландии в северном направлении. 6) Миграцию Антарктического континента в высокие широты

южного полушария. 7) Ларамийский вулканизм и орогенез, сопровождавшийся возникновением горных систем вдоль окраин Тихого океана. 8) Биотический кризис на рубеже мела и палеогена, спровоцированный импактными событиями, сопровождавшийся глобальной датской регрессией. 9) Перестройку спрединговых зон Мирового океана. 10) Начало формирования в позднем мелу трапповой формации Индостана. 11) Образование в конце сенона Берингийского моста, изолировавшего Арктический бассейн от Тихого океана до середины миоцена.

Не менее насыщенной событиями была кайнозойская история.

В северном полушарии в раннем палеогене они заключались в раскрытии Северо-Восточной Атлантики и массовом излиянии платобазальтов Брито-Арктической провинции. Нарушение до этого устойчивой континентальной связи Северной Америки и Евразии. В центре Евразийского континента главнейшим событием середины палеогена стало осушение Тургайского и Западно-Сибирского внутренних морей, вызванное общепланетарной регрессией, обычно связываемой с началом оледенения Антарктиды. Вся цепочка событий, последовавших за этим, подробно рассмотрена в итогах исследований по проекту 174 МПГК (Геологические и биотические события..., 1998). Примерно в это же время соленостная стратификация вод Мирового океана сменилась термической. Сочленение Индостанской и Сицзянской плит в конце эоцена привело к более тесному флористическому обмену между Индией и Внетропической Азией. Это относится, в основном, к началу олигоцена, когда альпийские складчатые сооружения были еще не столь выражены в рельефе. Альпийский орогенез на первом этапе сопровождался разделением Тетиса на западную и восточную части в результате сочленения Африканской и Аравийской плит в начале неогена. Это вызвало изоляцию морских биот Индо-Пацифической и Атлантическо-Средиземноморской областей. За формированием горных цепей альпид от Западной Европы до Юго-Восточной Азии последовало образование аридного пояса севернее этих горных сооружений. Прекратилась сквозная меридианальная воздушная циркуляция в направлении от экватора над Евразией. В мессинии в Западном Средиземноморье произошла изоляция внутреннего морского бассейна от Атлантики, что заметно повлияло на расширение аридного пояса в Юго-Восточной Европе и Передней Азии. В Восточной Азии поднятие Ямато в центральной части Японского моря до конца палеогена оставалось сушей, что способствовало биотическому обмену между островной и материковой биотами. Эти связи прервались лишь в начале миоцена с развитием трансгрессии Нисикуросава.

В Северной Америке важнейшие события кайнозоя происходили на Тихоокеанском побережье. Формирование Ларамийского пояса обусловило последующую изоляцию внутренних районов континента от Тихого океана и Полярного бассейна, в направлении которого в начале дания регрессировал глубоко заходящий остаточный морской залив. Уже в конце палеогена здесь началось формирование аридной области, включающей часть Мексики и центральные районы США. Другим заметным событием уже на рубеже миоцена и плиоцена был подъем Панамского перешейка и ликвидация существовавшего с середины мезозоя пролива, отделявшего Северную Америку от Южной. Это сопровождалось активным обменом сухопутными биотами ("The Great American Faunal Interchange"). Закрытие Панамского перешейка привело к возникновению (или скорее к более активному проявлению) Лабрадорского течения и Гольфстрима, вызвавших охлаждение всей северо-восточной части американского континента и Гренландии, а усиление поступления влаги в Северо-Западную Европу – начало оледенения последней.

Геологи, рассчитывающие амплитуду перемещений "осколков" бывшей Гондваны, и палеоботаники, базирующиеся на анализе дизъюнкций ареалов, древних и современных фитогеографических связях, а также находках растений, расселявшихся в Южном полушарии (Podocarpus, Araucaria, Agathis, Dacrydium, Proteaceae, Myrtaceae), едины в своем представлении о временной событийной цепочке распада Гондванского суперконтинента, которая такова:

1. 140–120 млн. лет назад. Отделение Африканско-Южноамериканского блока от Австралийского и Антарктического.

2. 120–110 млн. лет назад. Отделение Индостана от Африки и изоляция Мадагаскара.

3. 110–100 млн. лет назад. Окончательная изоляция Африки от Южной Америки и образование "сквозного" Атлантического океана.

4. 90–70 млн. лет назад. Изоляция Новой Зеландии от Антарктиды и обособление Новой Каледонии.

5. 60–50 млн. лет назад. Отделение Австралии от Антарктиды.

6. 45 млн. лет назад. Соединение Индостанской и Евразийской плит.

7. 17–20 млн. лет назад. Соединение Африканской и Евразийской плит.

8. 15 млн. лет назад. Соединение Австралии и Новой Гвинеи с Юго-Восточной Азией (образование линии Уоллеса).

С позиции палеофлористики решающим звеном дезинтеграции бывшей Гондваны в Южном полушарии было отделение Австралии от Ан-

тарктиды в начале эоцена. Позже, вероятно, уже в самом конце его с расширением впадины Тасманова моря и погружением длительно существовавшего здесь поднятия Лорд Хау, прервались существовавшие ранее сухопутные связи между Новой Зеландией через Лорд Хау с Новой Каледонией. Это обусловило последующий высокий эндемизм биот этих островов на уровне родов и даже семейств, сохраняющийся и поныне. Начало термальной изоляции Антарктиды произошло на рубеже эоцена и олигоцена. С образованием пролива Дрейка исчезли ее последние сухопутные связи с Южной Америкой. Развитию оледенения в южном полушарии способствовала также смена главных направлений океанической циркуляции с широтной на меридиональную в конце палеогена. Это произошло уже после погружения длительно существовавших поднятий в Южной Атлантике (Рио-Гранде и др.). Формирование ледяного щита Антарктиды привело еще к одному контрастно проявленному в палеогене понижению уровня Мирового океана (около 30 млн. лет назад). Эта регрессия сопровождалась восстановлением и расширением сухопутных связей.

Формирование Андийского пояса в Южной Америке и его активное воздымание в начале неогена вызвали перераспределение осадков на этом континенте, что сопровождалось усилением широтной дифференциации растительного покрова к югу от экватора, а в "дождевой" тени к востоку от Анд началось формирование степей и полупустынь. Продолжавшееся во вторую половину кайнозоя еще большее раздробление бывшей Гондваны привело к дальнейшей изоляции Мадагаскара и других островов в западной части Индийского океана. Это только усилило и без того высокий эндемизм мальгашской биоты.

Перечень наиболее важных геологических и палеогеографических событий позднего мела и кайнозоя, приведенный выше, в полной мере далеко не исчерпывающий. Однако именно эти события в большей степени отразились на фитохориальных перестройках.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСНОВНЫХ ФИТОХОРИЙ ЗЕМЛИ В МЕЛОВОЙ ПЕРИОД И В КАЙНОЗОЕ

Эволюция фитохорий северного полушария в меловой период и в кайнозое обстоятельно разобрана В.А. Вахрамеевым (1988) и автором (Ахметьев, 1993). В этой связи больший интерес представляет рассмотрение флор южного полушария, где контрастнее проявились латеральные перемещения континентальных масс и дифференциация флор.

Первая в истории наземной флоры дивергация центрального ствола фитохориального древа произошла в начале позднего мела, когда Экваториальная (или Пальмовая) область разделилась на две. Сначала обе они существовали как самостоятельные провинции, затем как области – Южноамериканская и Афро-Азиатская (рис. 3), а с палеогена, в ранге царств – Неотропического и Палеотропического. Уже во флорах эоцена Южной Америки, встречаются представители ныне эндемичных семейств этого континента (Cochlospermaceae и др.). Восточная часть бывшей Экваториальной области также дифференцировалась на собственно Африканскую и Индо-Малезийскую части. Дальнейшее самостоятельное развитие палеотропической и неотропической флоры непосредственным образом связано с формированием и последующим расширением акватории Атлантического океана.

Формирование Атлантического океана и разделение экваториального фитохориального ствола

Практически до конца раннего мела каких-либо признаков дифференциации флор южноамериканской и африканской частей Экваториальной области не было. В эвапоритах, формировавшихся в солеродном бассейне на стыке двух будущих материков, палинокомплексы состояли на 70–80% из пыльцы рода Classopollis. Присутствие этой пыльцы одновременно указывает как на аридные условия седиментации, так и на обитание растений на субстратах, насыщенных солями. Голосеменные, продуцировавшие эту пыльцу, были еще и галофитами. Единство состава палинокомплексов в отложениях по обе стороны будущей Атлантики особенно проявлялось в альбе. Характерно, что и смена палинокомплексов в обоих случаях происходила по одному и тому же сценарию, в той же последовательности, и в начале позднего мела сохранялся еще единый тип растительного покрова. Расцвет и последующая редукция пыльцы Classopollis поначалу сменились расцветом пыльцы, которую продуцировали растения, близкие современным эфедровым. Затем им на смену пришли комплексы с доминированием одноборозднной пыльцы цветковых. Немного спустя, в палинокомплексах стала преобладать пыльца, родственная протейным. Флористическая дифференциация начала проявляться с конца сеномана, а в туроне отличия флор стали прогрессивно нарастать. Примечательно, что в это время аридные условия в приэкваториальной части будущей Атлантики исчезли и здесь происходило формирование влажных тропических лесов. Именно в них стали проявляться заметные отличия в составе флор. В южноамериканской флоре появляется пыльца растений неизвестных в Африке, но зато в Африке становится все больше пыльцы растений, общих с другими регионами

Старого Света (например, с Индией), но отсутствующие в Южной Америке.

Былые связи неотропической и палеотропической африканской флор и сейчас просматриваются в растительном мире этих двух континентов. Их объединяют десятки т.н. пантропических семейств (лавровые, перечные, крапивоцветные, пасленовые, миртовые, протейные, архидные), целая группа семейств однодольных, которым принадлежат пальмы, а также более 450 общих родов. В то же время и сейчас есть представители семейств, основная группа родов и видов которых сосредоточена только на одном из континентов и "делегирующая" на противоположный материк по одному–двум видам (например, бромелиевые сосредоточены практически целиком в Южной Америке и лишь один вид обитает в Гвинейской области в Африке).

Становление Неотропического флористического царства

Как самостоятельная флористическая область, неотропическая сформировалась к началу палеогена. На протяжении всего кайнозоя она включала большую часть Южной Америки, а также Центральную Америку и Карибский бассейн. Последние два региона, особенно на севере, образовывали переходную экотонную зону с сочетанием североамериканских бореальных, новообразованных мадретретичных и неотропических элементов. Неотропис обычно не распространялся за пределы субтропических зон по обе стороны экватора, и его границы смещались лишь при изменениях климата. В эоцене и в первой половине миоцена при потеплениях они перемещались как к северу, так и к югу, достигая Огненной Земли. Зональным типом растительности на протяжении всего палеогена оставались полидоминантные дождевые леса при очень небольшом участии хвойных. Зато разнообразие цветковых было велико и составляло более сотни пантропических и неотропических родов.

Дифференциация флоры и растительности Южной Америки заметно возросла в миоцене в связи с поднятиями Анд, превратившихся к этому времени в горное сооружение. При господствующих западных ветрах в их "дождевой тени" влажные тропические леса сначала сменились саванной, а в конце плиоцена – степной и пустынной растительностью (Перуанская пустыня, Патагония). Остатки миоценовой тропической флоры, обнаруженные на отметках свыше 4 км на Боливийском плато, позволяют оценить амплитуду поднятий Анд за последние 5–7 млн. лет не менее чем на 2 км.

Пути миграции растений южноамериканского родства в кайнозое не оставались постоянными. В эоцене основной поток мигрантов двигался на север, а в плиоцене – в противоположном направлении. Не случайно полагают, что многие из современных субтропических североамериканских растений имеют южное происхождение. К концу плиоцена в условиях возрастающей дифференциации флоры и ее эндемизма Неотропическая область становится царством. Этому обстоятельству не помешал широкий флористический обмен между голарктической и неотропической флорами после возникновения Панамского перешейка. Этот обмен показателен еще и скоростью миграции растений по обе стороны от границы обмена. Типичные и хорошо известные растения Голарктиса, например, дуб сумел продвинуться до Северной Колумбии, ольха – до Венесуэлы. Гортензия, барбарис и калина достигли южных районов Чили, а крыжовник сумел "добраться" до Огненной Земли. Выполняя роль миграционного тракта, андийская зона Неотрописа приобрела свойства экотонной зоны. Это находит отражение и в небольшом количестве для такой обширной территории эндемичных семейств. Оно всего одно, хотя эндемичных родов несколько сот.

История Палеотропической флоры

Не имея возможности сколько-нибудь обстоятельно осветить историю становления всех пяти подцарств Палеотрописа, остановимся только на трех из них – Африканском, Мадагаскарском (Мальгашском) и Новокаледонском. Что касается Индо-Малезийского подцарства, то хорошо известно, что оно является колыбелью современной палеотропической флоры, откуда она проникала к северу до Японии и на запад вдоль побережий Палеотетиса. Флора межтрапповых слоев Индии – богатейшая. В ее составе более 200 родов сосудистых растений. И о их существовании на рубеже мела и палеогена можно говорить вполне определенно. Индо-малезийская флора по крайней мере дважды за кайнозойскую историю вступала во флористический обмен. Первый раз в палеогене, когда Индостан пришел в соприкосновение с Азией, второй – в середине миоцена, когда в экваториальную зону с юга подошла австралийская плита и начался взаимный обмен флор Индии и Малайзии, разграничительной линией которого выступала "линия Уоллеса".

История флоры Африканского подцарства

Изолированная в позднем мелу от Американского континента Африка в этот же период прервала коммуникации и с остальными частями Гондваны. На ее былые связи, прежде всего с Австралией, указывают лишь дизъюнктивные ареалы некоторых растений на семейственном и родовом уровнях.

В палеоцене и эоцене большая часть континента была покрыта влажными тропическими лесами, достигающими побережий древнего Тетиса. В их состав входили представители различных семейств: Arecaceae, Ebenaceae, Fabaceae, Lauraceae, Moraceae, Rutaceae, Sterculiaceae и др. Где-то на рубеже эоцена и олигоцена в период известного экологического кризиса, когда установился сезонный климат, тропические леса к северу от экватора сменились разреженными саванноподобными лесами, основными лесообразователями которых были бобовые. Эти леса простирались от Мавритании и Сенегала на западе до Большого Африканского Рога на востоке. В экотонной зоне на границе с флорой Тетической области Голарктиса, кроме бобовых, большую роль в составе таких лесов играли и лавровые. Буковые и хвойные, однако, в их составе пока не установлены и они появились только в неогене, когда северная часть Африканского континента вошла в Древнесредиземноморскую область.

В плиоцене, в связи с усилившейся аридизацией, в пределы Африканского континента с севера началось активное внедрение ксерофитов и галофитов (маревые, эфедровые и др.), сформировавшие пустынные и полупустынные ландшафты. В результате многие растения африканского происхождения были оттеснены на второй план. Влажные леса, но более умеренные, чем в остальных частях Африки, почти до конца неогена сохранялись на Абиссинском плато. До плиоцена тропические леса существовали и к югу от экватора, на территориях, ныне занятых пустынями Намиб и Калахари, и которые образовались здесь также не раньше плиоцена.

История флоры Мадагаскарского или Мальгашского подцарства

Современная флора Мадагаскара и окружающих его архипелагов отличается высоким эндемизмом. Из 12000 видов сосудистых растений не менее 80% эндемичны, также как и четверть из 450 родов. Из-за отсутствия на острове сведений о кайнозойской флоре, объяснения своеобразия рецентной, можно лишь дать с учетом развития геологических структур, распространенных в пределах самого острова и акваторий, окружающих его. Изоляция Мадагаскара как геологическая, так и флористическая, началась в меловой период, раньше дезинтеграции Западной Гондваны.

Обычно обсуждаются две точки зрения на историю острова. В соответствии с первой в мезозое он располагался севернее, примыкая к Танзании и начал движение к юго-востоку в середине мела, одновременно с дрейфом к северо-востоку Индостана. Вторая точка зрения не связывает изоляцию Мадагаскара с дрейфом и не усматривает каких-либо признаков изменения положения острова по отношению к Африке. С этих позиций изоляция мальгашской биоты объясняется длительным существованием морского бассейна на месте Мозамбикского пролива. Однако при этом не учитывается, что африканских элементов в мальгашской флоре не более четверти.

Анализ рецентной флоры свидетельствует о древних гондванских связях Мадагаскара. В ее составе не менее семи видов ногоплодниковых. Есть примитивное двудольное – Takhtajania. В то же время, несмотря на древность флоры, нет оснований говорить о наличии в ее составе древнего гондванского ядра, так как здесь нет такого разнообразия гондванских хвойных и архаичных цветковых как в Австралии или Новой Каледонии. Ряд семейств, особенно среди лиан, кустарников и трав представлены сотнями видов (орхидные, сложноцветные, осоковые и злаковые). Но они не могут быть приведены в доказательство древности флоры. Их разнообразие и высокий эндемизм связан как с длительной изоляцией острова, так и пестрым эдафическим фоном на древних гранитоидах и анортазитах, а также резкими перепадами в количестве осадков в разных частях острова, обусловивших мозаику фитоландшафтов.

Как фитохория высокого ранга, мальгашская была уже несомненно обособлена к началу кайнозоя.

История флоры Новокаледонского подцарства

Своеобразие рецентной флоры новой Каледонии связывается обычно с факторами природной среды и крайне неравномерным на острове распределением осадков. Это способствует развитию в маквисовых сообществах гелиофитов. Эдафический фактор обусловлен серпентинитовым субстратом, занимающим по площади более трети Новой Каледонии. Недосыщенность почв фосфором, алюминием, калием и кальцием, и, наоборот, пересыщенность железом и магнием, при аномально высоких содержаниях никеля, кобальта и хрома является причиной исключительно высокого эндемизма растений на ультрабазитах (98% видов). Во флоре Новой Каледонии, пожалуй, в еще большей степени, чем на других островах Западной Пацифики в треугольнике Новая Гвинея–Фиджи–Новая Зеландия, четко выражены два разновозрастных флористических "пласта". Верхний – более древний, с палеоэндемиками, приурочен к поясу туманных влажных субтропических лесов, а также ксерофильным кустарниковым зарослям и нижний, молодой "пласт", образующий растительность побережий и состоящий из австралийских, малезийских и космополитных элементов. В нем эндемизм флоры проявлен в меньшей степени.

Палеоэндемиками новокаледонской флоры являются голосеменные. Их более 40 видов. Из 13 видов араукарий – 12 обитают на ультрабазитах. Остальные хвойные представлены двумя видами агатисов, а также видами еще семи родов. Не меньшую древность Новокаледонской флоре придают и бессосудистые покрытосеменные. Из 12 известных на Земном Шаре родов примитивных покрытосеменных – шесть на Новой Каледонии. Три из них – эндемичны. Нами уже подчеркивалась монотипность многих новокаледонских родов. Добавим, что из пяти эндемичных семейств, четыре также распространены только на ультрабазитах (Jaffre et al., 1987).

Выводы о истории новокаледонской флоры, можно, к сожалению, сделать только на основании анализа распространенных на острове рецентных таксонов. Многие растения древнего "пласта" родственны флорам Новой Зеландии и Новой Гвинеи. Ряд видов и родов объединяет флоры островов Норфолк, Лорд Хау, Новых Гибрид и Фиджи. Родство палеоэндемиков позволяет очертить в Западной Пацифике ареал гипотетической суши, существовавшей здесь до формирования впадины Тасманова моря и погружения хребтов Норфолка и Лорд Хау, а также смещения к востоку Фиджийского блока. Точно говорить о времени окончательной изоляции Новой Каледонии трудно. Скорее всего, это произошло уже после диверсификации древнейших покрытосеменных Гондваны и, тем более, хвойных, т.е. не раньше начала позднего мела. Но это предшествовало моменту широкого распространения в соседней Австралии акаций, эвкалиптов, разнообразных протейных (т.е. до неогена). Позже начался расцвет "молодых" семейств – злаковых и сложноцветных, не играющих ныне существенной роли во флоре Новой Каледонии.

Становление Капского флористического царства

Небольшое по площади на крайнем юге Африки Капское царство занимает особое положение в растительном мире, благодаря исключительному богатству флоры (свыше 7000 видов) и ее высокому эндемизму (семь эндемичных семейств, 210 родов). История капской флоры может быть построена только на анализе его рецентной флоры, оценке влияния на нее климата и эдафических условий. Палеоботанических свидетельств ее истории практически нет. Можно предположить, что уже в позднем мелу капская флора образовывала самостоятельную фитохорию на стыке субтропической и умеренной зон. В палинокомплексах палеогена соседних районов присутствует пыльца араукарий, ныне не произрастающих на африканском континенте и ногоплодника. Древние связи флоры находят подтверждение в распространении протейных, однако характерного растения Голантарктиса – южного бука (Nothofagus), произраставшего в южном полушарии с сенона, в этой флоре не встречено. Большинство исследователей капской флоры сходятся во мнении, что прежде она занимала гораздо большую территорию и под влиянием неоднократно меняющегося климата, особенно в позднем кайнозое, сократилась в размерах, уступив место флоре Карру. Изоляции капской флоры способствовал климат средиземноморского типа с зимним максимумом осадков, высокой влажностью воздуха, что благоприятствовало распространению вечнозеленых склерофильных кустарников – капского маквиса или "финбоша".

Древнее ядро капской флоры, имевшее гондванские корни, сложилось еще в позднем мелу на ранних стадиях расселения покрытосеменных. Это ядро, кроме Podocarpaceae и Proteaceae, образовано Restionaceae и некоторыми другими семействами цветковых с австралийскими и южноамериканскими связями. Многие растения могли достичь южной оконечности Африки и после ее отделения от остальной Гондваны по промежуточным мостам – островным архипелагам. Что касается насыщения капской флоры выходцами из Африканской области, то оно происходило, по-видимому, постепенно. Обособление капской флоры от остальной нотальной произошло где-то на рубеже мела и палеогена, а повышение ранга фитохории – только в палеогене, чему способствовали климатические условия и изоляция от остальной Африки пустынями, приуроченными к критическим южным широтам. Распространение на крайнем юге Африки гранитоидов, недосыщенных калием, возможно создали особый эдафический фон, способствующий развитию широкого спектра неоэндемиков, придающих особое своеобразие этой флоре.

Эволюция фитохорий Нотального (Голантарктического) царства

Позднемеловая Нотальная флористическая область в позднем мелу включала Антарктический континент с его западной и восточными частями, а также Австралию, Новую Зеландию и Андийско-Патагонскую часть Южной Америки. В середине позднего мела, еще только в начале расселения покрытосеменных, из Нотальной области в Экваториальную перешла Индийская провинция. Именно поэтому в этой части бывшей Гондваны нет цветковых южного родства. По мере дрейфа Индостана к северу, этот блок насыщался тропическими компонентами. Антарктида и примыкавшие к ней оконечности южных материков, начиная с сантона, вошли во вновь образованную Антарктическую провинцию. Это произошло уже после того, когда субтропический

климат этой части Голантарктиса сменился на умеренно-теплый. Африка же к этому времени оказалась уже полностью обособленной.

Вслед за отделением Африки и Индии, началась дезинтеграция оставшихся частей бывшей Гондваны. Но это не могло произойти раньше первой половины позднего мела. Это подтверждается сохранившимися более тесными флористическими связями ныне изолированных частей бывшего суперконтинента. Они проявляются не только среди папоротников и голосеменных южного родства, но и цветковых, относящихся к древним, ныне не сохранившимся группам, идентифицированным по пыльце. В той же мере это относится к рецентным семействам и родам, таким как миртовые и протейные, или даже к некоторым более поздно эволюционирующим семействам (Poaceae).

Дизъюнкции целого ряда рецентных покрытосеменных, распространенных в Африке, на Мадагаскаре и других континентах южного полушария, также имеют древние корни, восходящие к меловому периоду. Они реализованы в представителях хлорантовых, диллениевых, стеркулиевых и других. Дальнейшая эволюция обособившихся семейств и отдельных секций протекала уже в изолированных частях бывшей Гондваны. Южные буки, появившиеся на рубеже раннего и позднего мела, через западную Гондвану и Южную Америку проникли в середине позднего мела на Антарктический континент, а оттуда в Австралию и Новую Зеландию. Отсутствие остатков южных буков в Африке, Индии и на Кергелене, указывают на более позднюю диверсификацию этого рода, так как остатки араукариевых и ногоплодниковых из этих районов известны.

На протяжении позднего мела предшественница голантарктической – нотальная флора оставалась гомогенной. На этот древний флористический пласт в какой-то степени похожа современная флора Новой Зеландии с ее древовидными папоротниками и древними хвойными.

История флоры Новозеландской области

Основные вехи развития новозеландской флоры и рубежи ее главнейших перестроек, хорошо увязаны с представлениями тектонистов о последовательно нарастающей изоляции Новой Зеландии от других континентов южного полушария, с перемещением ее за последние 80 млн. лет из приполярной области в приэкваториальную. Древнейшее ядро новозеландской флоры, образованной голосеменными (Agathis, Podocarpus, а до неогена – Araucaria), некоторыми древовидными папоротниками, а также южными буками – нотофагусами, сформировалось в позднемеловую эпоху до распада Восточно-Антарктического блока и поэтому близкое родство верхнемеловой и палеоценовой флоры Новой Зеландии на уровне родов и даже видов с австралийской, антарктической или чилийско-патагонской флорами, не позволяло говорить о ее каких-то особых чертах. Эти отличия на провинциальном уровне стали проявляться с палеогена. Самостоятельной же областью она стала только в неогене. Обновление новозеландской флоры в кайнозое происходило двумя путями: 1) посредством мостов, соединявших Новую Зеландию с Новой Каледонией и Южной Америкой до конца палеогена и 2) в результате миграции австралийских элементов через Тасмановое море, чему благоприятствовало направление с запада на восток пассатных ветров и течений. На разных этапах кайнозойской истории древнее флористическое ядро Новой Зеландии дополнялось космополитными, австралийскими, новокаледонскими, антарктическими и палеотропическими элементами.

Благодаря относительной стабильности климатических условий в кайнозое (перемещение Новой Зеландии в низкие широты компенсировало эффект похолодания), состав новозеландских лесов долго сохранялся постоянным. Смена фаз похолоданий и потеплений приводила только к перераспределению участия главных лесообразующих пород. По мере изоляции острова в неогене из его растительного покрова исчез ряд лесообразующих растений палеогена (Araucaria, Athrotaxis, Casuarina, Nothofagus ex gr. Brassi, многие Proteaceae). Их место заняли пришельцы и неоэндемики. Поздней дифференциации целого ряда таксонов способствовала высокая степень гибридизма, поэтому высокий эндемизм новозеландской флоры определяется сейчас сложным сочетанием палео- и неоэндемиков. Плейстоценовое похолодание привело на острове к еще большей редукции протейных.

История флоры Австралийского царства

Австралийская область обособилась от Нотальной (Голантарктической) только к концу эоцена в результате дизъюнкции материков, составлявших Западную Гондвану и начала дрейфа Австралии в низкие широты. По мере изоляции континента возрастал эндемизм его флоры и к концу палеогена или в начале неогена его ранговость повысилась до царства. Одной из характерных черт палеоценовой и эоценовой флоры Австралии является сочетание в ее составе растений, обитающих ныне в разных климатических обстановках. Наряду с типичными раннепалеогеновыми "нотальными" компонентами, такими как араукария, ногоплодник, южный бук и др., важную, возможно даже лесообразующую роль играли саговники – лепидозамия, бовения и микростома, а также многие тропические и субтро-

пические растения – казуарины, миртовые, сапталовые, протейные и др. В прибрежной зоне были распространены мангры с авиценнией, ризофорой, зоннерацией и пальмой нипа. Совместная встречаемость перечисленных выше форм в захоронениях могла свидетельствовать лишь об условиях влажного теплого климата в момент формирования тафоценозов, без высоких перепадов сезонных и суточных температур. Особенно это было характерно для палеоценовой эпохи, когда Австралия еще была частью суперконтинента. Состав палеоценовых лесов по родовому составу был близок современным тропическим и субтропическим дождевым лесам, которые на протяжении 10 млн. лет представляли собой зональный тип растительности. Относительная крупнолистность флоры, вероятно, была связана с особенностями светового режима, так как Австралия в это время находилась значительно ближе к полюсу, чем к экватору.

Изменения флоры в среднем эоцене были связаны с похолоданием климата. Исчезли пальмы и некоторые другие растения тропического родства. Современные эквиваленты этих лесов – мезофильные лианные субтропические леса Северо-Восточной Австралии. Они богаты, так как в составе тафоценозов (включая данные палинологии) насчитывается не менее 200 таксонов. Зональным типом растительности в миоцене Юго-Восточной Австралии продолжали оставаться теплоумеренные дождевые леса с Nothofagus brassi, многочисленными голосеменными, протейными и миртовыми. Сезонность климата стала заметно проявляться в среднем миоцене и привела к деградации нотофагусовых лесов. В плиоцене юг Австралии находился в зоне частых колебаний температур в связи с изменениями режима оледенения в Антарктике. Растительность чутко реагировала на эти колебания, и наиболее теплолюбивые нотофагусы, исчезнувшие в миоцене, вновь появились в плиоцене.

Зональным типом растительности центральных районов континента были эвкалиптовые леса. Велика была и роль трав, особенно сложноцветных. По мере нарастания аридизации, пик которой приходится на конец плиоцена – начало плейстоцена, в западных и центральных районах обособились две флористические области, отвечающие современным областям – Юго-Западной Австралии и Эремейской.

Активный флористический обмен Австралии с Юго-Восточной Азией начался около 15 млн. лет назад. Австралийские элементы (ногоплодниковые и др.) с тех пор сумели достичь северных островов Филиппинского архипелага. В Северо-Восточную Австралию же мигрировали многие папоротники и цветковые. По мобилистским реконструкциям Австралия перемещалась из низких в высокие широты вместе с Новой Гвинеей. Однако флора этого острова не австралийская, а малезийская. Из 1350 родов она с Австралией общих имеет только 60 и более чем в 8 раз (495) с Юго-Восточной Азией. Это несогласование выводов геологов и ботаников требует, вероятно, дополнительного изучения вопроса.

ЭВОЛЮЦИЯ ФИТОХОРИЙ ГОЛАРКТИЧЕСКОГО ЦАРСТВА

В отличие от истории развития флор и фитохорий южного полушария, формирование и трансформация которых определялась степенью тектонической дезинтеграции континентальных блоков бывшей Гондваны, дифференциация флор Северного полушария была связана с другими причинами. Она происходила под влиянием возникновения или ликвидации внутренних морских бассейнов, орографических барьеров, а также изменений климата, зависевшего от характера связей Арктического бассейна с соседними океанами – Тетисом, Атлантическим и Тихим.

Умеренная флора Северного полушария в позднем мелу входила в единую циркумполярную фитохорию (по В.А. Вахрамееву в Сибирско-Канадскую (1988), по А.Л. Тахтаджяну (1966) и Л.Ю. Буданцеву (1983) в меловую Бореальную области). На юге она граничила с широким поясом субтропических флор, распространенных вдоль побережья древнего Тетиса. Особенно четко эта граница выражена во внутренних районах Азии, совпадая там с северной границей мелового аридного пояса. Эти флоры также являлись частью единой голарктической флоры. В.А. Вахрамеевым они включались в состав Евро-Синийской области, а А.Л. Тахтаджяном – в меловую Тетисовую. Пройдя сложный путь развития в кайнозое, в конце его обе эти фитохории трансформировались в современные Бореальное и Древнесредиземноморское подцарства.

История меловых флор Бореального подцарства

Флоры Бореальной области и образованные ими фитохории в позднем мелу пространственно четко подразделялись на три сектора, разграниченные тремя широкими рукавами эпиконтинентальных морей – Североатлантическим, Западносибирско-Тургайским и Североамериканским. Последний занимал территорию современных Великих равнин. Таким образом, кроме широтных границ, имевших климатическую природу, бореальная флора имела еще и меридиональные разграничения, позволяющие при высоком родовом и видовом эндемизме, подразделять ее на подобласти. Деление Бореальной области, предложенное Л.Ю. Буданцевым, в большей степени

опирается на позднемеловую историю Палеоарктики и лучше обосновано спецификой таксономического состава флор его Бореально-Пацифической и Бореально-Атлантической подобластей. Их естественными границами в позднем мелу являлись "сквозные" внутренние моря Западной Сибири и Северной Америки. Это деление высокоширотных флор совпадает с границами распространения двух типов палинофлор – Aquilapollenites и Normapolles (Заклинская и др., 1977). В фитохориальном подразделении В.А. Вахрамеева, Бореально-Атлантическая подобласть Л.Ю. Буданцева целиком выводится из Бореальной области и относится к Евро-Синийской.

Флора Бореально-Атлантической подобласти богата и даже если в ее состав включать только флору Гренландской провинции, она насчитывает более сотни видов, принадлежащих не менее чем 60 родам. Основу ее составляют покрытосеменные, относящиеся к теплолюбивым семействам: магнолиевым, лавровым, луносемянниковым, платановым, туттовым, аралиевым и др. Большое разнообразие имели папоротники. Хвойные принадлежали родам Protodammara, Moriconia, Widdringtonites, неизвестным до сих пор в Бореально-Пацифической подобласти. Господствующим типом меловой гренландской растительности были хвойно-лиственные леса с подлеском из папоротников и цикадофитов. Однако в этих лесах отсутствовали почти все доминанты лесной растительности меловой Пацифики – Nilssonia, Metasequoia, Trochodendroides, Tiliaephyllum и др. Близкий субтропическому состав гренландской флоры резко контрастирует с современной позицией острова по отношению к существующим климатическим поясам. Предположение тектонистов о дрейфе Гренландии в кайнозое к северу легче объясняет специфику состава флоры острова и наличие многих общих таксонов с ныне южнее расположенными меловыми флорами Европы и Северной Америки. В.А. Красилов (1979) меловую гренландскую флору вместе с сахалинской объединяет в единую область, подчеркивая тем самым зонально-широтное расположение крупных палеофитохорий, обусловленное климатической зональностью.

В Бореально-Пацифической подобласти в позднемеловую эпоху основу растительного покрова составляли хвойно-широколиственные леса, образованные таксодиевыми и кипарисовыми, с участием нильссоний и гинкго и разнообразными крупнолистными мезофильными покрытосеменными – платановыми, багряниковыми, луносемянниковыми, липовыми, аралиевыми, виноградовыми, троходендроидесом и др. Одной из особенностей пацифической флоры была ее крупнолистность, связанная со спецификой фотосинтеза растений в условиях полярной ночи, а также возможно с высокой влажностью климата, частыми туманами, особенно в вегетационный период. Лишь во внутренних частях Азии (Лено-Вилюйская провинция) флора была мелколиста, что, вероятно, связано с континентальностью и более выраженной сезонностью климата.

Л.Ю. Буданцев, также как и В.А. Вахрамеев, подразделяют Сибирско-Североамериканскую часть Бореальной области на ряд провинций, эндемизм флор которых проявлялся, в основном, на видовом уровне. Наиболее принципиальным отличием в трактовке провинциального деления обоими специалистами является различное понимание ими фитохорий, сформированных на стыке Американского и Азиатского континентов. В.А. Вахрамеев разделяет фитохории обоих материков. Северо-Восток Азии он выделяет в Охотско-Чукотскую провинцию, предполагая ее рефугиальный характер. Канадско-Аляскинская провинция очень близка ей по составу доминирующих таксонов, которые, вероятно, были основными лесообразователями. Отличается она и бóльшим участием теплолюбивых растений. Л.Ю. Буданцев не усматривает существенных различий в составе флор сближенных окраин обоих континентов и выделяет для них одну общую Берингийскую провинцию. Этой же точки зрения придерживается А.Б. Герман (1999).

В развитии флор Бореально-Пацифической подобласти обычно выделяются три этапа, сменяющих друг друга во времени: позднеальбский–раннесеноманский, позднесеноманский–раннесенонский и кампан-маастрихтский. Они увязываются со сменами фаз похолодания и потепления климата. Похолодания происходили на рубеже альба и сеномана, в позднем туроне и коньяке, в конце маастрихта и дании. Более теплый климат был на рубеже сеномана и турона, а также сантона и кампана.

На оценку изменения состава флоры на рубеже маастрихта и дания среди палеоботаников нет единодушия. Большинство не считает, что оно было уж столь резким и не связывает его с импактными событиями. Изучение переходных флор в относительно непрерывных разрезах (Амурский и Буреинский Цагаян) указывает обедненность датских флор. Однако это, возможно, совпадает с изменением фациального состава осадков в местах их аккумуляции во время датской регрессии и что могло влиять и на состав рипарийных флор.

История меловых флор Евро-Синийской (Тетисовой) области

Флора Евро-Синийской области в позднемеловую эпоху занимала всю субтропическую зону Северного полушария, включая оба климатических пояса: аридный и гумадный. Растениями-ин-

дикаторами ее являются большая группа покрытосеменных с цельнокрайней простой или сложнорассеченной пластинкой, сближаемая с рецентными магнолиевыми, лавровыми, аралиевыми и др., а также пальмы. В.А. Вахрамеевым в составе области выделяется шесть провинций – Европейская, Потомакская, Среднеазиатская, Японская, Южно-Китайская и Гренландская. Последняя, вслед за Л.Ю. Буданцевым, включена в Бореальную область и уже рассмотрена выше.

Многие отличительные особенности флор этой области легче объяснить, используя мобилистские реконструкции. С расширением впадины Северной Атлантики связаны все более усиливающиеся к кайнозою различия позднемеловых флор между Европейской и Потомакской провинциями. Особенности раннекампанской флоры Ванкувера можно связать, разделяя взгляды геологов, с ее приуроченностью к террейну Береговых хребтов Юго-Западной Канады. Предполагается, что этот блок продвинулся к северу за поздний мел и кайнозой не менее чем на 2000 км от своего первоначального положения. Глубоко заходя с юга в Бореально-Пацифическую подобласть, Ванкуверский блок в толщах осадков должен содержать пыльцу групп "Aquila" и "Norma". Однако вместо них доминирует пыльца протейных, более характерная для фитохорий, расположенных далеко южнее. Л.Ю. Буданцев оставляя Ванкуверскую провинцию в составе Бореально-Пацифической подобласти, объясняет отсутствие крупнолистных платанов и формально связываемых с ними Protophyllum, Credneria, Pseudoprotophyllum и др. с влиянием теплого течения и ныне направленного к северу вдоль американского побережья. С этим он связывает и появление в сенонской флоре Ванкувера таких термофилов, как Dryophyllum, Cupanites, Sapindopsis, Ternstroemites, Combretum и др.

Исключительное разнообразие по составу и морфологическому облику флоры Европейской провинции, занимающей западную часть влажной субтропической зоны северного побережья Тетиса и примыкавших островных архипелагов, обусловлено сложным чередованием обстановок седиментации. Это нашло отражение в переплетении в разрезах морских, прибрежно-морских и континентальных угленосных фаций. Субтропический характер флор подчеркивается присутствием в их составе пальм, пандануса, древовидных папоротников, цикадофитов. Северное побережье Палеотетиса в позднемеловую эпоху представляло собой устойчивый миграционный тракт.

Потомакская провинция, занимавшая почти всю территорию США и возможно северной Мексики, отличалась разнообразием термофильных голосеменных, веерных и перистых пальм и цветковых с цельнокрайними, обычно жестколистными пластинками. Зональным типом растительности центральных районов США в первой половине позднего мела были широколиственные леса с примесью хвойных при участии разнообразных вечнозеленых. В кампане ценотическая роль вечнозеленых, включая и пальмы, еще больше возросла.

Флора Потомакской провинции дает богатый материал для изучения истории древних покрытосеменных, их миграции. Появившись на юго-востоке Северной Америки в конце баррема или начале апта, они поначалу локализовались на низменностях открытых к океану. На рубеже апта и альба цветковые достигли Калифорнии, а вдоль морского рукава, соединявшего Карибский бассейн с Арктическим, уже в середине альба распространились до Альберты. Проникновение покрытосеменных в пределы Канадского севера и на Аляску происходило, вероятно, с Азиатского континента. Дж. Реталляк и Д. Дильчер (Retallack, Dilcher, 1986) ставят под сомнение гипотезу о горно-рефугиальном происхождении цветковых, опираясь на наиболее древние их находки в отложениях прибрежно-морских фаций и осушенных дельт. Для плакорных местообитаний они не были характерны. Заселив береговые бары и прибрежные низменности, покрытосеменные быстро вытеснили другие группы растений, также предпочитавшие прибрежные местообитания – Weichselia, Frenelopsis, Cycadites. Аналогичный механизм расселения предполагается А.Б. Германом (1999) и для высокоширотных районов Северной Пацифики. Такие особенности цветковых, как специализация размножения и высокая пластичность на ранних этапах их существования, еще не проявлялась в полной мере. Роль насекомых в размножении растений также была невелика.

Среднеазиатская провинция включала в позднем мелу районы с сухим и теплым континентальным климатом в центре Азии. Кроме Средней Азии и Казахстана, где было сосредоточено основное ядро этой флоры, в провинцию входили соседние районы Монголии и Китая. На западе провинция простиралась до Закавказья и через экотонную зону (флора Даралагеза Армении) граничила с Европейской. С юга она была ограничена аридным поясом, смыкающимся с северной окраиной Палеотетиса, флора которого малоизвестна. В начале позднего мела большую роль в растительном покрове провинции играли платановые, иногда образующие монотипные захоронения. С иссушением климата в туроне и раннем сеноне в растительном покрове Казахстана начинают играть роль узколистные магнолиевые, лавровые, туттовые, крушиновые. К сантону платановые исчезают и их место занимают ильмовые. Развитие аридизации подчеркивается резким повышением в палинокомплексах пыльцы Classopol-

lis. В конце мела по мере похолодания и увлажнения климата в пределы провинции произошла миграция растений из соседней с бореальной Восточно-Европейской провинции (таксодиевые, троходендроидесы, древние орешники). В результате на востоке Казахстана возникла экотонная зона, где совместно с платановыми и троходендроидесами сохранялась ведущая роль Debeya.

Особенностью Японской провинции, включающей, кроме самого архипелага Сахалина, и соседние районы Приморья, является длительное переживание рефугиальных компонентов (нильссоний и др.), причем эта тенденция сохранялась и в палеогене. Возможно она связана с ролью течений, омывающих с востока островную сушу, направленных в меловой период и в кайнозое в сторону низких широт и стабилизирующих климат.

Южно-Китайская провинция в позднем мелу представляла собой весьма своеобразный фитохорион распространения ксерофитной флоры и растительности. Отделенная от Восточно-Сибирской провинции серией широтно ориентированных кулисно сочленяющихся хребтов, эта провинция в их "дождевой" тени протягивалась на многие сотни километров от Кунь-Луня до тихоокеанского побережья. Ее территория была занята не саванноидными редколесьями, а кустарничково-травянистыми ассоциациями с участием чешуелистных хвойных, продуцировавших пыльцу Classopollis и Ephedra. В тафоценозах много мелколистных с жесткой пластинкой листьев цветковых, сближаемых с современными лавровыми и вересковыми.

История кайнозойских флор Бореального подцарства

В кайнозое во внетропической части северного полушария существовало четкое климатическое и флористическое разделение умеренной и субтропической зон. В течение палеогена сохранялись заложенные ранее Бореальная и Тетисовая области.

В процессе последующей дифференциации обе они на рубеже палеогена и неогена трансформировались и разделились на самостоятельные фитохории.

Бореальная область в палеогене, как и в меловой период, полностью захватывала приарктические широты. Ее южная граница от Англии через Прибалтику, Белоруссию и Центральную Россию достигала Среднего Урала. Поворачивая далее на юго-восток, она уходила за пределы России, оставляя к северу Зайсанскую впадину, Алтай и Монголию. На Тихоокеанское побережье она выходила через Северо-Восточный Китай к центральной части Хонсю. В Северной Америке эта граница примерно совпадала с 50° северной широты. На протяжении палеоцена и эоцена климат и распределение фитохорий внутри области определялись существованием широтного морского рукава, соединявшего Тетис и Западную Сибирь с Арктическим бассейном, а также системы широтных хребтов (Цинь-Линь и Дабай-Шань), протягивающихся через Китай. Севернее этого барьера располагалась зона умеренно-теплого влажного климата, к югу – зона сухих субтропиков. В качестве доминирующих элементов палеоценовых флор непосредственно к северу от системы хребтов выступали Taxodium, Metasequoia, Trochodendroides, Ulmaceae и др. (Зайсанская впадина, Монголия).

В палеоцене и раннем эоцене Бореальная область подразделялась на Берингийскую, Сахалинско-Приморскую и Тулеанскую провинции (Буданцев, 1983). На раннем этапе повсеместно флора сохраняла черты преемственности от позднемеловой, особенно на родовом уровне. Она оставалась умеренной, мезофильной, крупнолистной в высокоширотных районах. Ее доминантами выступали: Osmunda, Ginkgo, Metasequoia, Taxodium, Glyprostrobus, Cupressaceae, Betulaceae, Trochodendroides, Platanus, Macklintockia. Последний род в своем распространении тяготел к морским побережьям. Берингийская область в раннем палеогене занимала ту же территорию, что и в позднем мелу. Кроме некоторых панбореальных видов, в ее состав входил ряд местных родов. В отличие от Берингийской, в Сахалинско-Приморской провинции более заметную роль играли представители термофильных семейств и родов (Hamamelidaceae, Corylopsis, Liquidambar, Lauraceae, Magnoliaceae, Nyssa). В Тулеанскую провинцию входила территория Канады, Гренландия, Шотландия, Фарерские о-ва и, возможно, часть севера материковой Европы. Ее флора сформировалась на базе распадающейся гренландской позднемеловой флоры. После ликвидации морского бассейна в центральной части североамериканского континента в нее внедрились многие пацифические мигранты.

Первую трансформацию бореальная флора, особенно в северных районах ее распространения, претерпела в начале эоцена, когда при глобальном потеплении она обогатилась многими выходцами из Тетисовой области. Инвазия этих и южно-бореальных элементов наиболее проявилась на Северо-Востоке России и Аляске, где сейчас известно более полутора десятков местонахождений с остатками пальм. Крупнолистная раннепалеогеновая флора прекратила существование в конце эоцена, когда из ее состава элиминировали многие "формальные" рода. Она сменилась теплоумеренной флорой, обычно называемой "тургайской", имея в виду ее родовой состав. Первоначальным местом сосредоточения растений, составивших будущее ядро тургайской фло-

ры были южные районы Бореальной области, где новации начали проявляться практически с начала палеогена (Сихотэ-Алинь, Амуро-Зейская, Зайсанская впадины). Мигрируя при колебаниях климата вдоль горных систем, эти растения приобрели большую пластичность в условиях сезонного и дневного перепада температур и оказались более жизнестойкими. В состав нового типа флор вошли Sequoia, Metasequoia, Taxodium, Populus, Myrica, Carya, Pterocarya, Alnus, Betula, Quercus, Fagopsis, Ulmus, Zelkova, Magnolia, Rhus, Cercidiphyllum, Liquidambar, Platanus, Nyssa, Acer, Vitis, Tilia, а также представители розоцветных и бобовых, образующие кустарниковый ярус. Локальные ареалы некоторых ранее широко распространенных в середине кайнозоя родов сохранились в Восточной Азии и Северной Америке.

В период максимального развития тургайской флоры в олигоцене и в первой половине миоцена Бореальная область подразделялась по крайней мере на три провинции: Североамериканскую – с типовыми флорами Аляски (кенайская) и Колумбийского плато (Масколл, Джон Дей и др.), Казахстано-Сибирскую (или "Тургайскую"), охватывающую всю умеренную зону Восточной Европы, Казахстана и Сибири и Тихоокеанскую. Потепление раннего–среднего миоцена привело к формированию на юге Бореальной области экотонной зоны, насыщенной выходцами из соседних субтропиков.

В конце миоцена по мере дальнейшего похолодания климата, сопровождавшегося усилением климатической дифференциации, "тургайская" флора элиминировала, уступив свое место новому типу бореальной флоры с участием холодолюбивых хвойных и мелколиственных древесных пород, составивших флористическую основу современных Европейско-Сибирской и Атлантическо-Североамериканской областей. Статус Бореальной области, по мере дробления фитохорий, повысился до подцарства. Формирование северной Циркумбореальной области завершилось несколько позже уже после формирование новых природных зон – северной тайги и тундры.

История кайнозойских флор Древнесредиземноморского подцарства

Тетисовая область как самостоятельная фитохория просуществовала только до эоцена. Она включала широкий пояс развития субтропических флор к северу от побережья древнего Тетиса. С началом его редукции в результате ранних фаз альпийского орогенеза, климатическая обстановка заметно изменилась в пределах ранее не дифференцированной муссонной зоны. Существующие две флористические провинции – западная и восточная – разделились на четыре самостоятельных фитохории. Две из них в неогене вошли в Бореальное подцарство (Японо-Китайская и частично Атлантическо-Североамериканская области). В той же части Тетисовой области, где в палеогене изменения природных обстановок были наиболее контрастными, влажный климат сменился на сезонный (средиземноморского типа). Здесь сформировались две самостоятельные области – Древнесредиземноморская и Мадреанская, получившие к концу неогена также статус подцарств. Дифференциация ранее единой области в палеогене обусловила и ныне сохраняющееся сходство на родовом уровне флор сухих субтропиков Северной Америки и Средиземноморья с одной стороны, а также и влаголюбивых субтропических теплоумеренных флор Аппалач, Юго-Востока Северной Америки, Китая и Японии.

Основными лесообразователями флор Тетисовой области выступали теплолюбивые таксодиевые, кипарисовые, буковые и лавровые. В составе флор были и представители формальных родов – Debeya, Macklintockia, Dryophyllum и др. Последний можно рассматривать как исходный род современных вечнозеленых буковых. В многих районах зональным типом растительности выступали дубово-лаврово-пальмовые леса. В месте выхода Тетиса к Атлантическому океану субтропическая флора была наиболее продвинута к северу, достигая Англии. При отсутствии орографических барьеров происходило внедрение "островков" тетисовой флоры в бореальную, с образованием смешанных группировок. Примером таких небольших "экотонов" могут служить "островки" с обедненными мангровыми ассоциациями Лондонского и Гемпширского бассейнов.

На рубеже конца палеогена и неогена в Евразии на базе тетисовой флоры происходило формирование флоры Древнесреднеземноморской области. Первоначально эта фитохория имела границы, значительно отличающиеся от современных. Она распространялась на восток почти до тихоокеанского побережья. Основу новой флоры составили те выходцы из Тетисовой области, которые приспособились к сезонному климату и сухим местообитаниям. Наиболее ранняя провинциальная дифференциация этой области определялась степенью аридизации климата. На западе и севере области выделялись несколько провинций (Центрально- и Южноевропейские, Казахстанская). Далее к востоку и югу от последней располагалась Туркестанская провинция. В неогене по мере активизации поднятий в альпийской системе произошла дальнейшая дифференциация области и она приобрела статус подцарства. По мере похолодания и замещения субтропической флоры умеренной, вся северная зона первоначального распространения древнесредиземноморской флоры перешла в Бореальную область.

Мадреанская область с момента становления развивалась в пределах одних и тех же границ (Юго-Запад США, Мексиканское нагорье). Обособившись первоначально в сезонных субтропиках, по мере аридизации и похолодания область пополнилась многими бореальными растениями. История становления и развития этой флоры обстоятельно исследована Д. Аксельродом (Axelrod, 1975).

Как и в других частях ранее единой Тетисовой области, исходным зональным типом растительности Мадреанской – были леса, образованные буковыми и лавровыми. По мере похолодания и иссушения климата основными лесообразователями стали выступать растения, ранее занимающие сухие склоны (сосны, лавровые, буковые, бобовые). Общий спектр этих вновь формирующихся сухих субтропических лесов был значительно шире. Он включал: Rhus, Astronium, Ilex, Mahonia, Arbutus, Ceonoyhus, Rhamnus, Dodonea и др. Среди ксерофильных микрофильных элементов кустарникового подлеска уже присутствовали все элементы неогеновых чаппаралей. Одновременно, по мере похолодания, мадреанская флора все больше насыщалась выходцами из Бореальной области. Заметно возросло и разнообразие травянистых растений. Толчком для дальнейшей дифференциации Мадреанской области и повышения ее статуса, послужили активные поднятия Каскадных год, Сьерра-Невады и Береговых хребтов в конце плиоцена. В образовавшейся "дождевой" тени начали формироваться пустынные флора и растительность (Большой Бассейн, пустыни Сонора и Мохаве).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Географическая дифференциация флор Земного шара в позднемеловую эпоху и в кайнозое были обусловлены геологическими и палеогеографическими событиями, а также другими факторами, тесно связанными с ними – изменениями климата в результате перестройки океанической и атмосферной циркуляций и др.

Систему современных фитохорий высокого ранга можно вывести из меловых и палеогеновых, опираясь на тектонические реконструкции, учитывающие горизонтальные перемещения материковых блоков.

Развитие флор в позднем фанерофите происходило в направлении их дифференциации. Это было тесно связано с усилением к антропогену глобального похолодания климата, возрастанием широтного температурного градиента и амплитуд климатических колебаний. Лучшим примером этому может послужить разделение к середине миоцена бывшей Тетической области на четыре самостоятельные, территориально полностью соответствующие двум муссонным и двум аридным звеньям.

Становление новых фитохорий происходило в условиях изолированности тех или иных регионов, как наземной (Мадреанское подцарство), так и океанической (Австралийское царство). При этом ядро флоры с большей долей участия таксонов высокого ранга может иметь как древнее происхождение (Австралийская, Новозеландская, Мадагаскарская, Новокаледонская фитохории), так и формироваться на основе неоэндемиков (мадреанская или гавайская флоры).

Очень существенную роль во флорогенетическом процессе вероятно играют эдафические факторы, которые, к сожалению, не всегда учитываются в полной мере.

Палеоботанические данные могут быть использованы как независимый корректировочный инструмент для проверки тектонических и палеогеографических реконструкций.

При подготовке данной статьи автор опирался на большой объем опубликованной по этой проблеме литературы, особенно на материалы двух последних десятилетий. По Североамериканскому континенту это прежде всего публикации Д. Аксельрода, Д. Дильчера, Л. Хики, Дж. Вольфа, С. Манчестера, Б. Тиффни и др., по Карибскому региону – А. Грэхема. Развитие неотропической и отчасти голантарктической флоры Нового Света разобрано в статьях К. Менендеса, Э. Орландо, С. Архангельского. По флорам и фитохориям кайнозоя Западной и Центральной Европы много сведений было почерпнуто из работ М. Боултера, М. Коллинсон, Р. Живулеску, Ж.-К. Кёнингера, Д. Понс, Э. Кноблоха, Д. Мая, З. Квачека, Л. Хабли, Й. Ковар-Эдер и других. История бореальной флоры Циркумполярной области неоднократно обсуждалась в работах Л.Ю. Буданцева, Д. Аксельрода, Дж. Вольфа, В.А. Вахрамеева, В.А. Красилова и др. Основные этапы развития флор Бореальной и Тетисовой областей в Восточной Европе и Внетропической Азии отражены в публикациях А.Г. Аблаева, Т.Н. Байковской, Г.М. Братцевой, Л.Ю. Буданцева, Н.С. Волковой, В.А. Вахрамеева , И.В. Васильева, Н.Д. Василевской, С.В. Викулина, А.Б. Германа, П.И. Дорофеева, С.Г. Жилина, Е.Д. Заклинской, Н.И. Запорожец, И.А. Ильинской, В.А. Красилова, А.Н. Криштофовича, И.А. Кульковой, А.А. Колаковского, В.С. Корниловой, Н.М. Макулбекова, В.С. Маркевич, В.П. Никитина, Л.А. Пановой, М.А. Пахомова, Г.С. Раюшкиной, А.Л. Тахтаджяна, А.И. Толмачева, Н.Ю. Филипповой, А.Ф. Фрадкиной, Л.И. Фотьяновой, А.Ф. Хлоновой, А.И. Челебаевой, И.И. Шатиловой, П.В. Шилина, Б.А. Юрцева и др.

Вопросы палеофитогеографии Восточной Азии рассмотрены в многочисленных работах китайских и японских палеоботаников – Гуо-Шуансин, Сун Ге, Ву-Ченги, Т. Танаи, К. Хузиоки, К. Кимуры и др.

Серия работ по Палеотропису опубликована Р. Лакханпалом, С. Вентакачалом, Т. Авастхи, Г. Пракашем, Т. Бендой, К. Вишну-Миттрой и др.

История флор Южного полушария исследована в работах Д. Кристофеля, У. Гарриса, Д. Мартина, Р. Хилла, Д. Милденхолла, Т. Жаффре и др. Большой вклад в изучение флор мезозоя и кайнозоя Африки внесен Е. Болтенхагеном, И. Лемуанем, Ж.-К. Кенингером, Н. Хьюзом и др.

Статья выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 96-05-65559.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое. Дис. ... докт. г-м. Наук. М.: МГУ, 1998. 76 с.

Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеоцена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 140 с.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.

Вульф Е.В. Историческая география растений. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1944. 545 с.

Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена / Крашенинников В.А., Ахметьев М.А. (ред.). Ч. II. Биотические события. М.: ГЕОС, 1998. 250 с.

Герман А.Б. О составе и возрасте гребенкинской флоры реки Анадырь (средний мел, Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С.

Заклинская Е.Д. Покрытосеменные по палинологическим данным // Развитие флор на границе мела и палеогена. М.: Наука, 1977. С. 66–119.

Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. Эволюция земной коры и биосфера. М.: Наука, 1979. 183 с.

Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.

Тахтаджян А.Л. Основные фитохории позднего мела и палеогена на территории СССР и сопредельных стран // Ботан. журн. 1966. Т. 51. № 9. С. 1217–1230.

Тахтаджян А.Л. Флористические области Земли. Л.: Наука, 1978. 248с.

Axelrod D.I. Evolution and Biogeography of Madrean – Tethyan Sclerophyll vegetation // Ann. Missouri Bot. Gard. 1975. V. 62. № 2. P. 280–334.

Jaffre T., Morat P.H., Veillon J.-M., Mac Kee H.S. Changements dans la vegetation de la Nouvelle Caledonie au cours du Tertiaire: la vegetation et al flore des roches ultrabasiques // Bull. Nat. Hist. 1987. 4-e ser. V. 9. № 4 (sect. B. Adansonia). P. 365–391.

Retallack C.J., Dilcher D.L. Cretaceous Angiosperm Invasion of North America // Cretaceous Res. 1986. № 7. P. 227–252.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 63–78

УДК 561.5:551.763(571.65/.66)

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ГРЕБЁНКИНСКОЙ ФЛОРЫ РЕКИ АНАДЫРЬ (СРЕДНИЙ МЕЛ, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 1999 г. А. Б. Герман

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

Поступила в редакцию 28.01.98 г.

Гребёнкинская флора, включающая более 120 видов хвощовых, папоротников, голосеменных и покрытосеменных, происходит из ряда местонахождений в отложениях верхней подсвиты кривореченской свиты, распространенной в среднем течении р. Анадырь. Палинологическое и палеомагнитное исследование флороносных слоев, соотношение их с перекрывающими морскими отложениями и анализ систематического состава различных тафофлор из кривореченской свиты позволяют датировать гребёнкинскую флору концом альба, сеноманом и началом турона, а тафофлору классического елисеевского местонахождения – концом альба и началом сеномана. Растения гребёнкинской флоры обладали двумя стратегиями перезимовывания: в безлистном и облиственном состояниях. В последнем случае у них вырабатывались ксероморфные признаки, препятствовавшие чрезмерной потере ими влаги в течение зимнего периода и позволявшие тем самым снизить расходы ресурсов растений на метаболизм.

Ключевые слова. **Северо-Восток России, верхний альб, сеноман, нижний турон, неморские отложения, палеофлористика, фитостратиграфия, палеоэкология.**

ВВЕДЕНИЕ

Меловые флороносные отложения, выделяемые в кривореченскую свиту, широко распространены в среднем течении р. Анадырь. Ископаемая флора из этой свиты хорошо известна в палеоботанической и стратиграфической литературе под названием гребёнкинская: оно происходит от р. Гребёнка, на берегу которой расположено богатейшее местонахождение остатков растений, открытое в 1934 г. Б. Н. Елисеевым (Елисеев, 1936). Гребёнкинская флора, которая справедливо считается "важнейшим позднемеловым палеофлористическим репером" (Терехова, 1988, с. 100), чрезвычайно важна для региональной фитостратиграфии мела Северо-Востока России: за последние 40 лет едва ли вышла хотя бы одна работа, посвященная этому вопросу, в которой бы данной флоре не было уделено пристальное внимание. Кроме того, это одна из наиболее богатых среднемеловых флор Евразии и, возможно, всего мира. Между тем, представления различных авторов о возрасте гребёнкинской флоры весьма противоречивы и варьируют в пределах от позднего альба до коньяка включительно; нет единства также и в суждениях о составе этой флоры и о соотношении ее с другими меловыми флорами региона. Задача данной статьи – внести по возможности ясность в эти вопросы, проанализировав накопленные к настоящему времени данные о составе и возрасте гребёнкинской флоры. В конце статьи рассматриваются возможные экологические стратегии перезимовывания составляющих ее растений.

Коллекция ископаемых растений, собранная Б.Н. Елисеевым, была изучена А.Н. Криштофовичем (1958) и обсуждалась позже в публикациях Т.Н. Байковской (1956), В.А. Вахрамеева (1966) и др. В 50–60 годы остатки растений из кривореченской свиты собирали В.Ф. Белый, И.П. Васецкий, В.В. Гаврилов, О.П. Дундо, В.Н. Завражнов, Э.Б. Невретдинов, А.П. Преловский, В.Г. Решетов, В.Г. Силкин, Г.П. Терехова, Б.Д. Трунов и др.; их изучали и обсуждали в своих публикациях Л.Ю. Буданцев, В.А. Вахрамеев, А.Ф. Ефимова, В.А. Красилов, В.А. Самылина. Существенно новые сведения о строении и возрасте кривореченской свиты среднего течения р. Анадырь и о происходящей из нее ископаемой флоре были получен в 1975–1976 г.г. А.Д. Девятиловой и Г.Г. Филипповой (Девятилова и др., 1980). Собранную ими коллекцию ископаемых растений изучала Г.Г. Филиппова (1978а, 1978б, 1979, 1982,

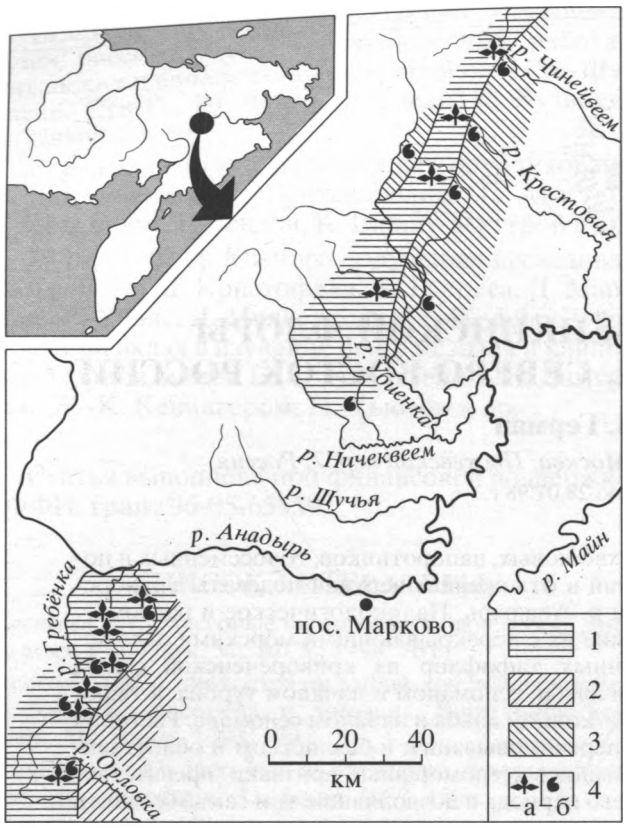


Рис. 1. Распространение флороносных отложений кривореченской свиты и перекрывающих образований дуговской и марковской свит в среднем течении р. Анадырь и местонахождения ископаемых растений и моллюсков в них.

1 – кривореченская свита, 2 – марковская свита, 3 – дуговская свита, 4 – находки ископаемой флоры (а) и фауны (б).

1984, 1989а; Филиппова, Абрамова, 1993), морских моллюсков – Т.Д. Зонова и Г.П. Терехова, палинологических образцов – Б.В. Белая. В 1978 г. Е.Л. Лебедев повторил сборы остатков растений из тех же отложений (Лебедев, 1987). Приводимые им определения гребёнкинского флористического комплекса в целом сходны с теми, которые были получены Г.Г. Филипповой, однако Лебедевым было установлено присутствие в этой флоре ряда новых таксонов растений. В 1982–1983 г.г. Л.А. Анкудинов, А.Д. Девятилова и В.В. Лебедев получили дополнительные данные, главным образом, о морских отложениях среднего течения р. Анадырь, которые были проанализированы в работах Г.П. Тереховой (1988) и В.П. Похиалайнена (1994).

Начиная с 1988 г. стратиграфию кривореченской свиты и собранные в ней остатки растений и морских моллюсков изучали С.В. Щепетов, В.А. Самылина, А.И. Алабушев, В.П. Похиалайнен и автор (Щепетов, Герман, 1990; Самылина, Щепетов, 1991; Щепетов и др., 1992; Herman, Shczepetov, 1992; Ложкина, Щепетов, 1994; Герман, 1994; Spicer, Herman, 1996). Летом 1997 г. А. Альберг, П.М. Рис, М.И. Райкевич, Р.Э. Спайсер и автор вновь посетили классическое местонахождение гребёнкинской флоры на р. Гребёнка и ряд других обнажений кривореченской свиты в рассматриваемом районе. Основное внимание нами было уделено седиментологическому изучению разреза и реконструкции древних растительных сообществ, дополнительным сборам ископаемых листьев и остатков древесин, отбору образцов на палеомагнитный и изотопный ($^{40}Ar/^{39}Ar$) анализы для уточнения возраста этого местонахождения. Собранный нами материал в настоящее время изучается, и обсуждать его пока преждевременно; в данной работе рассматриваются, в основном, результаты предыдущих исследований.

Кривореченская свита распространена в двух районах в среднем течении р. Анадырь, где она выходит полосой северо-восточного простирания (рис. 1): на его правом берегу и на левобережье Анадыря. Разрез свиты, состав перекрывающих отложений и содержащиеся в них палеонтологические остатки несколько различны в этих двух районах и рассматриваются ниже раздельно.

РЕКИ ГРЕБЁНКА, ОРЛОВКА, ЧУКОТСКАЯ, БЫСТРАЯ (ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. АНАДЫРЬ)

На правобережье р. Анадырь в его среднем течении кривореченская свита развита в верховьях р. Орловка и в бассейнах рек Гребёнка, Чукотская и Быстрая (рис. 1, 2). По данным А.Д. Девятиловой, кривореченская свита залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на вулканогенно-осадочных породах валанжинского и готеривского возраста и разделяется на две подсвиты (Девятилова и др., 1980). Нижняя подсвита мощностью 400–600 м сложена преимущественно конгломератами с подчиненными прослоями крупно-грубозернистых песчаников и, за исключением растительного детрита, не содержит палеонтологических остатков.

Верхняя подсвита согласно, с постепенным переходом залегающая на нижней, представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками различной зернистости, туфопесчаниками, алевролитами и туфоалевролитами, среди которых есть как отложения континентального генезиса, содержащие многочисленные и разнообразные остатки растений, так и морские слои, в которых были собраны ископаемые моллюски. По сравнению с нижней подсвитой количество конгломератов здесь резко сокращается. А.Д. Девятилова полагает, что на правобережье р. Анадырь верх-

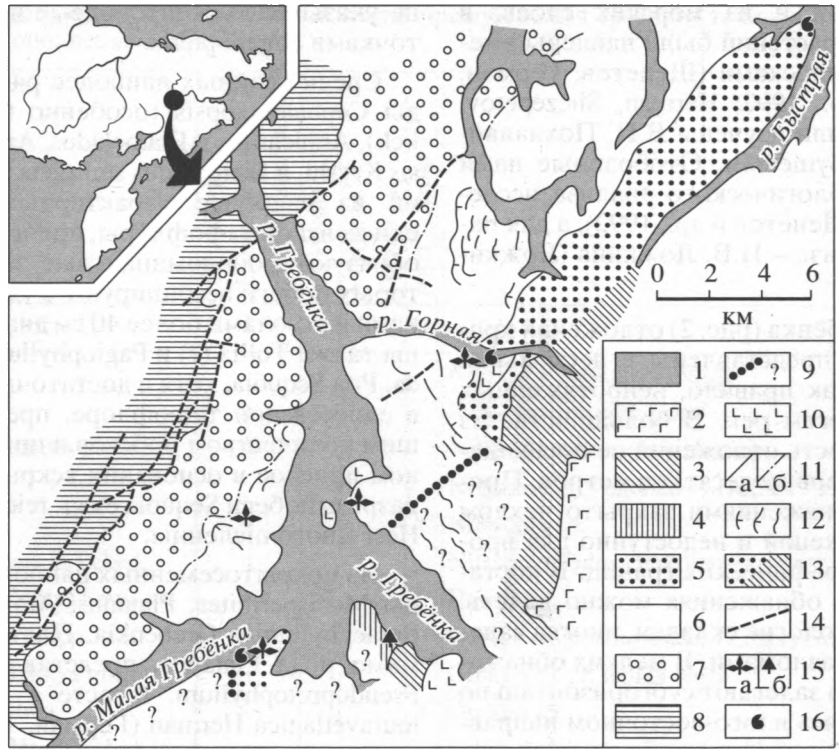


Рис. 2. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Гребёнка (составлена В.Ф. Белым по результатам полевых наблюдений 1959 г. и материалам А.Д. Девятиловой, Г.Г. Филипповой, Л.А. Анкудинова, С.В. Щепетова и А.Б. Германа).

1 – четвертичные преимущественно аллювиальные отложения; 2 – олигоценовые и неогеновые вулканогенные образования (русскогорская свита); 3 – верхнемеловые–палеогеновые образования (марковская свита); 4 – верхнемеловые образования; 5–7 – верхнеальбские–сеноманские (–нижнетуронские?) образования (криворечинская свита): 5 – преимущественно песчаники (верхняя подсвита), 6 – конгломераты и песчаники (средняя подсвита), 7 – преимущественно конгломераты (нижняя подсвита); 8 – нижнемеловые (берриасские, валанжинские и готеривские) отложения, а также интрузии мелового и раннекайнозойского возраста; 9 – площади распространения нерасчлененных меловых и палеогеновых (?) образований и их условные границы; 10 – олигоценовые–неогеновые субвулканические интрузии основного и среднего состава; 11 – геологические границы стратиграфических подразделений и выходов интрузивных пород (а) и литостратиграфические границы отложений криворечинской свиты (б); 12 – границы слоев и пачек пород среднекриворечинской подсвиты, установленные по аэрофотоснимкам (бергштрихи указывают направление наклона); 13 – предполагаемое местоположение геологических границ разновозрастных стратифицированных образований; 14 – разрывные нарушения; 15 – местонахождения остатков гребёнкинской (а) и анадырской (б) ископаемых флор; 16 – местонахождения остатков морских моллюсков.

нюю подсвиту можно разделить на две толщи (в некоторых публикациях эти толщи рассматриваются как подсвиты при трехчленном делении криворечинской свиты: Терехова, 1988): нижнюю песчано-конгломератовую, мощностью 400–600 м, сложенную исключительно континентальными образованиями, и верхнюю песчано-алевролитовую, мощностью 300–350 м, отличающуюся от предыдущей присутствием слоев с морской фауной (Девятилова и др., 1980).

Верхняя часть верхней толщи (мощностью 100–110 м) сложена грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, для которых характерны "...резкие взаимопереходы пород как по вертикали, так и по латерали, грубая косая слоистость, ...присутствие растительных остатков..." (Девятилова и др., 1980, с. 64).

По данным А.Д. Девятиловой, мощность всей верхней подсвиты достигает 700–900 м. Криворечинская свита на правобережье р. Анадырь несогласно перекрывается отложениями маастрихт-эоценового возраста.

Для уточнения систематического состава и возраста ископаемой флоры из криворечинской свиты в бассейне р. Гребёнка (гребёнкинской флоры), и в первую очередь тафофлоры богатейшего и хорошо известного местонахождения, по имени его первооткрывателя Б.Н. Елисеева получившего название "Елисеевское", С.В. Щепетовым и автором в 1988 г. были собраны и изучены растительные остатки как из континенталь-

ных отложений, так и из морских слоев, в которых отпечатки растений были найдены вместе с морскими моллюсками (Щепетов, Герман, 1990; Щепетов и др., 1992; Herman, Shczepetov, 1992). Последние были изучены В.П. Похиалайненым и А.И. Алабушевым. Отобранные нами образцы для палинологического анализа исследовала Б.В. Белая (Щепетов и др., 1992), а для палеомагнитного анализа – Н.В. Ложкина (Ложкина, Щепетов, 1994).

В бассейне р. Гребёнка (рис. 2) отложения кривореченской свиты представлены в нескольких изолированных и, как правило, непротяженных обнажениях по берегам рек. В большинстве из них вскрытая мощность отложений не превышает нескольких или первых десятков метров. Пространство между обнажениями закрыто чехлом четвертичных отложений и недоступно для прослеживания стратиграфических границ. В достаточно протяженных обнажениях можно видеть, что слои образуют пологие складки, иногда залегание их нарушено разломами. В мелких обнажениях слои чаще всего залегают субгоризонтально или полого погружаясь в юго-восточном направлении. Присутствие в одном непрерывном разрезе отложений обеих подсвит или двух толщ верхней подсвиты не наблюдалось.

Елисеевское обнажение, расположенное на правом берегу р. Гребёнка в 2.5 км ниже по течению устья р. Малая Гребёнка (рис. 2), слагают исключительно континентальные терригенные и терригенно-туфогенные образования: конгломераты, гравелиты, песчаники разной зернистости, туфопесчаники, алевролиты и туфоалевролиты. Оно содержит почти все таксоны гребёнкинской флоры (табл. 1) и отличается исключительной насыщенностью, разнообразием и хорошей сохранностью растительных остатков.

По количеству видов в елисеевской тафофлоре преобладают покрытосеменные (более 50%), на втором месте стоят хвойные (около 20%), далее следуют папоротники и другие группы растений. Среди папоротников наиболее распространены роды Coniopteris и Birisia, характерны также Gleichenia, Hausmannia, Arctopteris и Cladophlebis. Многочисленны цикадофиты, наиболее разнообразен среди них род Nilssonia. В захоронениях иногда наблюдаются скопления листьев Nilssonia alaskana Hollick и Cycadites hyperborea (Krysht.) E. Lebed. Из Елисеевского местонахождения происходит недавно описанная находка Nilssoniocladus chukotensis Spicer et Herman (Spicer, Herman, 1996). Остатки Taeniopteris малочисленны. Часто встречаются гинкговые – роды Ginkgo и Sphenobaiera. Чекановскиевые представлены двумя отпечатками Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer; до наших сборов этот род в гребёнкинской флоре не указывался. Кейтониевые представлены листочками Sagenopteris.

Среди хвойных наиболее распространены роды Cephalotaxopsis (особенно C. intermedia Hollick), Araucarites и Elatocladus. Araucarites anadyrensis Krysht. и Elatocladus smittiana (Heer) Seward – одни из наиболее характерных представителей елисеевской тафофлоры, причем первые нередко образуют монодоминантные захоронения, в которых побеги ассоциируют с удлиненными шишками и стволами более 40 см диаметром. Встречены также Tollia (?) и Pagiophyllum tringulare Prynada. Род Sequoia, хотя и достаточно разнообразный в елисеевской тафофлоре, представлен небольшим количеством побегов и шишек, и лишь в одном прослое в основании вскрывающегося здесь разреза побеги Sequoia ex gr. reichenbachii (Geinitz) Heer многочисленны.

Из покрытосеменных наиболее распространены Menispermites, Platanus, Araliaephyllum, Scheffleraephyllum и Grebenkia. Платанообразные, помимо рода Platanus, представлены единичными Pseudoprotophyllum. Вместе с листьями Platanus louravetlanica Herman (Герман, 1994) были найдены мелкие головчатые соплодия, сходные с таковыми современных платанов. Представители рода Trochodendroides очень редки. Среди покрытосеменных елисеевской тафофлоры удивительно велика роль цельнокрайних (Magnoliaephyllum, Myrtophyllum, Scheffleraephyllum и др.), лопастных (Platanus, Cissites, Menispermites, Araliaephyllum) и сложных (Scheffleraephyllum, Dalembia, Sorbites и др.) листьев.

В списке флоры (табл. 1) несколько ископаемых листьев двудольных отнесено к роду Dicotylophyllum. Приводимые здесь список гребёнкинской флоры и характеристику комплекса из Елисеевского местонахождения следует рассматривать лишь как предварительные: эта флора требует тщательной монографической обработки, которая бы позволила существенно уточнить ее систематический состав. Реальное разнообразие покрытосеменных гребёнкинской флоры, по нашим данным, составляет не менее 84 морфотипов листьев (Herman, Spicer, 1997; Спайсер, Герман, 1998).

В Елисеевском местонахождении многочисленны остатки ископаемой древесины хорошей сохранности (которые сейчас изучаются Р.Э. Спайсером, П.М. Рисом и автором); в трех местах нами были найдены ископаемые стволы, захороненные в прижизненном положении.

В породах Елисеевского местонахождения Б.В. Белой были выявлены спорово-пыльцевые комплексы альбского и альб-сеноманского возраста (Щепетов и др., 1992). Палеомагнитные исследования пород этого местонахождения позволяют

Таблица 1. Состав тафофлор криворечeнской свиты правобережья среднего течения р. Анадырь (по: Herman, Shczepetov, 1992, с дополнениями)

	р. Гребёнка (Елисеевское местонахождение)	р. Горная	р. Малая Гребёнка	гора Орловка		р. Гребёнка (Елисеевское местонахождение)	р. Горная	р. Малая Гребёнка	гора Орловка
	1	2	3	4		1	2	3	4
Thallites sp. 1		+			Nilssonia alaskana Hollick	+	+		+
Thallites sp. 2	+				Nilssonia serotina Heer	+		+	+
Thallites sp. cf. Marchantites jimboi	+				Nilssonia yukonensis Hollick	+			
(Krysht.) Krysht.					Nilssonia cf. yukonensis Hollick				+
Equisetites sp.	+			+	Nilssonia sp.	+	+	+	
Gleichenia pseudocrenata E. Lebed.	+				Nilssoniocladus chukotensis Spicer et	+			
Gleichenites zippei (Corda) Sew.	+	+			Herman				
Gleichenites asiatica Philipp.	+	+			Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer	+	+		
Birisia jelisejevii (Krysht.) Philipp.	+				Ginkgo ex gr. lepida Heer	+			+
Birisia ochotica Samylina	+			+	Ginkgo sp.			+	
Birisia (?) oerstedtii (Heer) E. Lebed.	+				Sphenobaiera vera Samyl. et Shczepetov	+		+	
Birisia sp.			+		Pseudotorellia (?) sp.	+			
Coniopteris anadyrensis Philipp.	+				Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer	+			
Coniopteris (Birisia ?) grebencaen-	+				Cephalotaxopsis ex gr. heterophylla Hol-	+			
sis Philipp.					lick				
Coniopteris sp.	+				Cephalotaxopsis intermedia Hollick	+	+		
Adiantopteris (?) sp.	+				Taxites (Florinia ?) sp.		+		
Arctopteris penzhinensis E. Lebed.	+			+	Florinia (?) sp.	+			
Asplenium dicksonianum Heer	+	+			Cephalotaxus (?) sp.		+		
Apslenium rigidum Vassilevskaya				+	Araucarites anadyrensis Krysht.	+			
Hausmannia bipartita Samyl. et Shczep.	+			+	"Araucarites" (шишка)	+			
Schizea sp.		+			Pagiophyllum triangulare Prynada.	+	+	+	+
Cladophlebis cf. frigida (Heer) Sew.			+	+	Pseudolarix (?) sp.	+			
Cladophlebis aff. septentrionalis Hollick	+				Picea (?) sp.		+		
Cladophlebis sp. 1	+	+			Pityophyllum ex gr. nordenskioldii (He-	+		+	+
Cladophlebis sp. 2	+	+			er) Nath.				
Cladophlebis sp. 3	+				Pityophyllum ex gr. staratschinii (He-	+			+
Cladophlebis sp. 4		+	+		er)Nath.				
Sphenopteris sp. 1	+				Pityospermum aff. piniformis Samylina	+			
Sphenopteris sp. 2	+				Pityospermum semiovale Samylina	+			
Sagenopteris variabilis (Velenovsky)	+	+	+		Pityostrobus sp. 1	+	+		
Velenovsky					Pityostrobus sp. 2	+			
Sagenopteris (?) sp.		+			Pityolepis sp.		+		
Taenopteris ex. gr. lundgreni Nathorst		+			Athrotaxopsis cf. expansa Font.			+	
Taenopteris sp. 1			+		Sequoia cf. minuta Sveshnokova	+			+
Taenopteris sp. 2	+				Sequoia ex gr. reichenbachii (Geinitz)	+			+
Cycadites hyperborea (Krysht.) E. Lebed.	+				Heer				

Таблица 1. (Окончание)

	р. Гребёнка (Елисеевское местонахождение)	р. Горная	р. Малая Гребёнка	гора Орловка		р. Гребёнка (Елисеевское местонахождение)	р. Горная	р. Малая Гребёнка	гора Орловка
	1	2	3	4		1	2	3	4
Sequoia sp. (шишка)	+				Celastrophyllum sp. 2			+	+
Sequoia sp. (чешуя)	+				"Araliaephyllum" dentatum Philippova	+			
Tollia sp.	+	+			Araliaephyllum medium (Philippova)	+			
Parataxodium af. wigginsii Arnold et		+			Herman				
Lowther					Araliaephyllum (?) sp.				+
Cupressinocladus cretaceus (Heer) Se-		+			Scheffleraephyllum venustum (Philipp.)	+			
ward					Philipp.				
Elatocladus gracillimus (Holl.) Sveshn.			+		Scheffleraephyllum sp.	+			
Elatocladus smittiana (Heer) Seward	+			+	Trochodendroides arctica (Heer) Berry	+			
Elatocladus sp.				+	Trochodendroides sp.	+			
Magnoliaephyllum alternans (Heer) Se -	+				"Zizyphys" sp.	+			
ward					Crataegites (Cissites ?) sp.			+	
"Cocculus" cf. extinctus Velenovsky				+	Dalbergites sp.	+			
Cocculophyllum cf. furcinerve Krassilov		+			Cissites orbiculatus Philippova		+		
Menispermites grebenkaensis E. Lebed.	+				Cissites sp. 1	+			
Menispermites ex gr. kryshtofovichii		+			Cissites sp. 2	+		+	
Vachr.					Cissites sp. 3	+			
Menispermites marcovoensis Philipp.	+				Dalembia vachrameevii E. Lebed. et	+			
Menispermites minutus (Krysht.) Her-	+				Herman				
man					Grebenkia anadyrensis (Krysht.) E.	+			
Menispermites aff. reniformis Dawson	+				Lebed.				
Menispermites ex gr. septentrionalis	+				cf. Palaeonuphar nordenckioldii (Heer)	+	+		+
Hollick					Bell				
Menispermites sp.		+			Dicotylophyllum (Lindera ?) sp.				+
Platanus louravetlanica Herman	+				Dicotylophyllum (Cissites ?) sp.		+		
Platanus sp. 1 (Platanus ex gr. embico-	+				Dicotylophyllum (Menispermites ?) sp.				+
la Vachr.)					Dicotylophyllum sp. 1	+		+	+
Platanus sp. 2 (соплодия)	+				Dicotylophyllum sp. 2	+			
Pseudoprotophyllum cf. boreale (Daw-	+				Dicotylophyllum sp. 3		+		
son) Hollick					Dicotylophyllum sp. 4		+		
Platanofolia gen. indet.	+				Dicotylophyllum sp. 5			+	
"Diospyros" aff. steenstrupi Heer	+				Dicotylophyllum sp. 6			+	
Sorbites asiatica Philippova	+				Dicotylophyllum sp. 7				+
Myrtophyllum acuminata (Philipp.) Her-	+				Carpolithes sp. 1	+	+		
man					Carpolithes sp. 2		+		
Celastrophyllum sp. 1	+				Carpolithes sp. 3		+		

Таблица 2. Стратиграфическое положение местонахождений гребёнкинской флоры правобережья реки Анадырь (по: Щепетов и др., 1992, и с использованием данных В.П. Похиалайнена, 1994 и А.И. Алабушева)

Ярус	Международный зональный стандарт (Похиалайнен, 1994)	Аммонитовые зоны Северо-Востока России (Похиалайнен, 1994)		Иноцерамовые зоны Северо-Востока России (Похиалайнен, 1994)		Стратиграфическое положение флороносных слоев (Щепетов, Герман, 1990, с изм.)	
						Согласно находкам ископаемых аммонитов и иноцерамов	Согласно палинологическим и палеомагнитным данным
Турон	Mammites nodosoides	Marshalites tumefactus		Inoceramus labiatus			
	Watinoceras coloradoensis						
Сеноман	Neocarcioceras juddi			Pergamentia reduncus		Местонахождение горы Орловка	
	Metoicoceras geslinianum						
	Cacyoceras querangeri						
	Alternacanthoceras jukesbrownei						
	Acanthoceras rhomomagense	Turrilites costatus		Pergamentia pressulus			
	Mantelliceras dixoni	Neogastroplites americanus	Hypoturrilites gravesianus	Gnesioceramus comancheanus	Inoceramus dunveganensis ajensis	Местонахождение река Горная	Местонахождение реки Гребёнка (Елисеевское)
	Mantelliceras mantelli						
Альб	Stoliczkia dispar		Pseudhelicoceras mordax		Inoceramus concentricus sulcatus	Местонахождение р. Малая Гребенка	
	Mortonceras inflatum						

датировать их альбским веком (Ложкина, Щепетов, 1994).

Помимо Елисеевского местонахождения, С.В. Щепетовым и автором были исследованы три других, в которых выходят слои морского генезиса. По данным А.Д. Девятиловой, все они принадлежат нижней части верхней (песчано-алевролитовой) толщи верхнекривореченской подсвиты. Собранные в них остатки моллюсков позволили определить их возраст (в терминах зональной шкалы по морским моллюскам: табл. 2), а остатки растений из тех же слоев (табл. 1) – сравнить ископаемые флоры из них с тафофлорой Елисеевского местонахождения.

Одно из таких местонахождений расположено в среднем течении р. Горная на левом ее борту (рис. 2). Отпечатки растений здесь достаточно редки и, за исключением некоторых, существенно худшей сохранности, чем в Елисеевском местонахождении, но нам удалось собрать достаточно представительную коллекцию, включающую остатки 36 видов (табл. 1). Вместе с ископаемыми растениями, в тех же слоях, здесь найдены остатки моллюсков Mariella (Mariella) cenomanensis (Schluter), Hypoturrilites gravesianus (d'Orb.), Desmoceras (Pseudouligella) sp., Marshallites sp., Anagaudryceras sp., Inoceramus dunveganensis aiensis Zonova (Щепетов, Герман, 1990), позволяющие, по мнению В.П. Похиалайнена, считать вмещающие отложения эквивалентами аммонитовой зоны Hypoturrilites gravesianus, иноцерамовой зоны Inoceramus dunveganensis aiensis Северо-Востока России, мантеллицеровых зон раннего сеномана Международной стратиграфической шкалы или нижнесеноманских слоев с Inoceramus dunveganensis Северной Аляски (табл. 2).

Примечательно, что из этой же точки на р. Горная ископаемые моллюски собирались и в предыдущие годы, и в зависимости от полноты сборов изменялись представления палеонтологов о возрасте вмещающих слоев. Так, в небольшой коллекции, собранной А.Д. Девятиловой и Г.Г. Филипповой в 1975 г., Г.П. Терехова и Т.Д. Зонова определили иноцерамов из группы nipponicus (определения все даны в открытой номенклатуре), что заставило их отнести вмещающие слои к зоне Inoceramus nipponicus позднесеноманского и, возможно, раннетуронского возраста. А.Д. Девятилова в 1982 г. существенно пополнила коллекцию ископаемых моллюсков из этой точки, и изучившая их Г.П. Терехова выделила здесь слои с Turrilites costatus сеноманского (среднесеноманского) возраста. Наши сборы 1988 г., по мнению В.П. Похиалайнена и

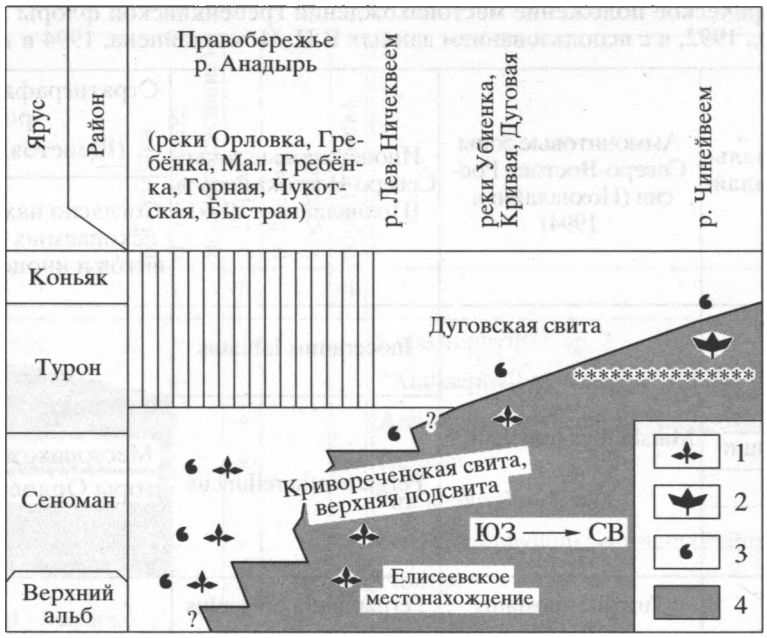


Рис. 3. Соотношение континентальных флороносных отложений криворечeнской свиты с морскими образованиями в среднем течении р. Анадырь.

1 – гребёнкинская флора; 2 – чинейвеемская флора; 3 – остатки морских моллюсков; 4 – континентальные отложения; звездочками показана предполагаемая верхняя граница распространения гребёнкинской флоры.

А.И. Алабушева, существенно превзошли предыдущие и позволили последним датировать вмещающие породы, как было показано выше, ранним сеноманом.

Уточнение датировки выходов криворечeнской свиты на р. Горная существенно потому, что это, пожалуй, единственное обнажение слоев с морскими моллюсками, стратиграфическое соотношение которого с Елисеевским местонахождением более или менее ясно: слабая обнаженность меловых отложений в этом районе не позволяет в большинстве случаев обоснованно судить о корреляции редких и удаленных друг от друга обнажений, расположенных обычно по берегам рек. По карте, составленной В.Ф. Белым с использованием полевых наблюдений и аэрофотоматериалов (рис. 2), очевидно, что Елисеевское местонахождение относится к средней части толщи, вблизи кровли которой расположены слои, обнажающиеся на р. Горной. Следовательно, Елисеевское местонахождение не может быть моложе раннего сеномана и, видимо, существенно древнее него; вероятнее всего, возраст Елисеевского местонахождения можно считать позднеальбским–раннесеноманским.

Другое местонахождение ископаемых моллюсков и растений расположено на р. Малая Гребёнка примерно в 5 км от ее устья (рис. 2). А.Д. Девятилова и Г.Г. Филиппова в 1975–76 г.г. собрали здесь остатки Inoceramus sp. типа I. nipponicus Nagao et Mat. (определения Т.Д. Зоновой и Г.П. Тереховой) и отпечатки Birisia jelisejevii (Krysht.) Philipp., Cladophlebis frigida (Heer) Sew., Nilssonia alaskana Hollick, Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, Sagenopteris variabilis (Vel.) Vel., Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, Sequoia fastigiata (Sternb.) Heer, Menispermites septentrionalis Hollick (Девятилова и др., 1980). Позже, в 1983 г., В.В. Лебедев обнаружил здесь остатки моллюсков Lopatinia kamtschatica (Liw.), Mytilus sp. indet. (M. lanceolatus Schmidt), Apiotrigonia minor (Yabe et Nagao), A. subjimboi Mir., A. amithiensis Ver., Thetironia ? sp. indet., Scalidae gen. (вероятно, Claviscala или Proscala), свидетельствующие, по мнению изучившей их Г.П. Тереховой (1988), о принадлежности вмещающих отложений слоям с Neogastroplites spp., Marshallites columbianus позднеальбского–раннесеноманского возраста (слои, эквивалентные аммонитовой зоне Neogastroplites americanus в схеме В.П. Похиалайнена, 1994: см. табл. 2). Собранные нами в 1988 г. в этом местонахождении ископаемые растения приведены в табл. 1.

По мнению А.Д. Девятиловой (Девятилова и др., 1980), на р. Малая Гребёнка вскрываются отложения основания верхней толщи верхнекриворечeнской подсвиты, т.е. породы более молодые, чем в Елисеевском местонахождении. Нам, однако, представляется, что из-за недостаточной обнаженности территории (рис. 2) судить об их соотношении невозможно, и вполне допустимо, что

отложения на р. Малая Гребёнка имеют то же или даже более низкое стратиграфическое положение, что и Елисеевское местонахождение (Щепетов, Герман, 1990). Такого же мнения придерживается и Г.Г. Филиппова (Филиппова, Абрамова, 1993).

Вблизи горы Орловка расположено еще одно местонахождение, где отпечатки растений были собраны в тех же слоях, что и остатки морских моллюсков (см. рис. 1). Последние представлены иноцерамами Pergamentia parallelus Poch., P. ex gr. reduncus (Perg.), Pergamentia sp. indet. (Щепетов, Герман, 1990), которые, по мнению изучивших их В.П. Похиалайнена, позволяют датировать вмещающие породы второй половиной сеномана и, возможно, началом турона (табл. 2): Pergamentia reduncus является видом-индексом одноименной зоны позднего сеномана Северо-Востока России, а P. parallelus распространен как в этой зоне, так и в вышележащей раннетуронской зоне Inoceramus labiatus (Похиалайнен, 1994). В этом же или близком местонахождении А.Д. Девятиловой в 1982 г. был обнаружен Inoceramus aff. tenuis Mant. сеноманского без уточнения возраста (Терехова, 1988). Собранные нами в местонахождении вблизи горы Орловка ископаемые растения приведены в табл. 1.

Помимо трех перечисленных местонахождений, на р. Быстрая (правый приток р. Анадырь, см. рис. 1 и 2) в алевролитах верхнекривореченской подсвиты, с перерывом в обнажении перекрывающих флороносные породы, А.Д. Девятиловой и Г.Г. Филипповой были найдены остатки Inoceramus ex gr. nipponicus Nagao et Mat. и Inoceramus sp. indet. сеноманского (без уточнения) возраста (Терехова, 1988).

Флористические остатки из кривореченской свиты рек Березовая (к югу от рассматриваемого р-на), Чукотская и Быстрая (рис. 1) подробно анализируются в публикациях Г.Г. Филипповой (1978а, 1978б, 1979, 1982, 1989а; Филиппова, Абрамова, 1993). Приводимые ею списки гребёнкинской флоры этих районов в целом близки нашему (табл. 1). Отмечая особенности тафофлор разных районов, заключающиеся в некоторых различиях "...в количественном соотношении видов, в появлении и исчезновении видов и даже родов, в присутствии древних элементов", Филиппова считает, что "...эти незначительные изменения в составе растительности... не меняют представления о единстве гребёнкинского комплекса", поскольку "систематический состав основных групп растений по разрезу флороносного горизонта и по его простиранию не претерпевает существенных изменений (Филиппова, Абрамова, 1993, с. 19).

Таким образом, находки морских моллюсков в нижней части верхней толщи верхнекривореченской подсвиты (по стратиграфической схеме А.Д. Девятиловой) дают близкий возраст вмещающих их пород в пределах сеноманского века, включая, возможно, самый конец альба и начало турона (табл. 2). Некоторые вариации датировок в пределах этого интервала, видимо, связаны с тем, что остатки моллюсков происходят из разных горизонтов подсвиты. На настоящем этапе изученности этих отложений, по-видимому, нельзя считать доказанным, что все слои с остатками морской фауны располагаются стратиграфически выше континентальных образований классического Елисеевского местонахождения. Другими словами, нельзя исключить, что смена континентальных условий на морские в этом районе не была единовременной, и эпизоды морского осадконакопления не имели место до накопления континентальных флороносных слоев Елисеевского местонахождения.

Все три тафофлоры из морских слоев верхнекривореченской подсвиты – на реках Горная и Малая Гребёнка и на горе Орловка (табл. 1) – представляют собой по существу значительно обедненные варианты тафофлоры Елисеевского местонахождения. Несмотря на отмечавшиеся нами (Щепетов, Герман, 1990; Щепетов и др., 1992) особенности каждого из этих захоронений, связанные, по-видимому, с транспортировкой и избирательным захоронением растительных остатков в прибрежно-морских условиях, близкое сходство тафофлор из них между собой и с тафофлорой Елисеевского местонахождения не позволяет считать все эти флоры существенно разновозрастными. Исходя из сказанного, возраст всей гребёнкинской флоры правобережья р. Анадырь может считаться сеноманским, включая самый конец альба и, возможно, начало турона.

В более узких пределах (поздний альб–ранний сеноман) устанавливается возраст флороносных слоев классического Елисеевского местонахождения (табл. 2). Это возможно сделать, исходя из следующих наблюдений: 1) породы данного местонахождения располагаются стратиграфически ниже таковых обнажения на р. Горная (рис. 2), для которых по заключенным в них остаткам морских моллюсков установлен раннесеноманский возраст (см. выше); 2) спорово-пыльцевые комплексы Елисеевского местонахождения, по мнению Б.В. Белой, имеют альбский и альб-сеноманский возрасты (Щепетов и др., 1992); 3) палеомагнитные исследования позволяют датировать отложения этого местонахождения альбским веком (Ложкина, Щепетов, 1994).

В кровле косослоистой пачки, представленной переслаиванием алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов и относимой А.Д. Девятиловой к верхней части верхней толщи верхнекри-

вороченской подсвиты, в слое слабосцементированных песчаников и алевролитов на левом берегу р. Гребёнка (рис. 2) Л.А. Анкудинов в 1984 г. собрал остатки Sagenopteris sp., Sequoia reichenbachii (Gein.) Heer, Sequoia fastigiata (Sternb.) Heer, Protophyllocladus cf. sachalinensis (Krysht. et Baik.) Krassil., Cupressinocladus cretaceus (Heer) Seward, Menispermites sp., Platanus sp., Debeya cf. tikhonovichii (Krysht.) Krassilov. В 1985 г. А.С. Бочкарев в этом же слое собрал остатки Protophyllocladus и Sequoia, а ниже по разрезу в той же пачке пород – Asplenium dicksonianum Heer, Cladophlebis cf. frigida (Heer) Sew., Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, Cephalotaxopsis heterophylla Hollick и листочки Hollickia.

По мнению изучившей этот флористический комплекс Г.Г. Филипповой (Филиппова, 1989б; Филиппова, Абрамова, 1993), присутствие в нем Protophyllocladus и Debeya, наряду с другими позднемеловыми видами, позволяет датировать эту тафофлору (названную Г.Г. Филипповой анадырской) ранним сеноном (сантоном). В этой же работе (Филиппова, 1989б) содержится ссылка на мнение В.А. Красилова о том, что данная флора по возрасту значительно отличается от гребёнкинской и наиболее близка сантон-кампанским флорам Сахалина. Спорово-пыльцевые комплексы шести проб, отобранные С.В. Щепетовым из флороносного слоя, Б.В. Белая датирует туроном (Щепетов и др., 1994), а палинокомплекс из нижней части этой же пачки В.С. Маркевич (1989, 1995) считает сеноман-раннетуронским.

Анадырский флористический комплекс довольно своеобразен по составу входящих в него растений. Можно констатировать, что он, очевидно, моложе гребёнкинской флоры этого же района и не должен в нее включаться, но возраст его дискуссионен и соотношение с другими тафофлорами Северо-Востока России неясно. Заметим, что род Protophyllocladus встречается во флорах Северо-Востока России, начиная с позднего турона (P. aff. sachalinensis (Krysht. et Baik.) Krassil. известен в пенжинской тафофлоре мыса Конгломератовый), а позднеальбско-сеноманский род Sheffleraephyllum из гребёнкинской флоры весьма близок (если не идентичен) роду Debeya.

В вышележащей пачке конгломератов и песчаников, относимых обычно к основанию марковской свиты, Б.В. Белой установлены палинокомплексы позднесенонского (кампан-маастрихтского) возраста; встреченные здесь же остатки моллюсков и ракообразных датируются широким интервалом геологического времени (Щепетов и др., 1994). Видимо, из этой же пачки происходят маастрихтские спорово-пыльцевые комплексы, изученные Г.М. Братцевой (Вахрамеев и др., 1986).

РЕКИ УБИЕНКА, КРЕСТОВАЯ, ЧИНЕЙВЕЕМ (ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ Р. АНАДЫРЬ)

На левом берегу р. Анадырь криворечeнская свита распространена в бассейнах рек Ничеквеем, Убиенка, Крестовая и на р. Чинейвеем (рис. 1). На р. Кривой (правый приток р. Убиенка) расположен стратотип криворечeнской свиты, выделенной в 1963 г. Г.Г. Кайгородцевым. Район представляет собой зону сочленения Анадырско-Корякского субрегиона (точнее – северо-западного борта Пенжинского прогиба) с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом.

Криворечeнская свита в этом районе, как и на правобережье р. Анадырь, состоит из двух подсвит: нижней, существенно конгломератовой и верхней, сложенной конгломератами, гравелитами, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и глинистыми алевролитами (Девятилова и др., 1980). В верхней подсвите многочисленны остатки растений, однако они менее разнообразны и худшей сохранности, чем на правобережье р. Анадырь (Филиппова, Абрамова, 1993). Наиболее представительные сборы остатков растений из верхнекриворечeнской подсвиты в бассейнах рек Ничеквеем, Убиенка, Кривая, Дуговая были сделаны А.Д. Девятиловой, Эд.Б. Невретдиновым и Л.А. Анкудиновым, а изучила эти коллекции Г.Г. Филиппова (1979, 1982, 1984 и др.; Девятилова и др., 1980; Филиппова, Абрамова, 1993). На р. Лев. Ничеквеем (рис. 1) в верхнекриворечeнской подсвите Л.А. Анкудиновым были найдены остатки Inoceramus cf. nipponicus Nagao et Mat., I. korjakensis Ter., I. ex gr. korjakensis Ter., I. cf. gradilis Perg., свидетельствующие, по мнению Г.П. Тереховой (1988), о принадлежности вмещающих отложений зоне Inoceramus nipponicus средне-позднесеноманского и, возможно, раннетуронского возраста. Мощность криворечeнской свиты в этом районе около 1600 м.

Среди ископаемых растений, собранных в породах криворечeнской свиты на реках Кривая, Ветвистая и Дуговая (басс. р. Убиенка), Г.Г. Филиппова (Филиппова, Абрамова, 1993) определила (в квадратных скобках приведены более правильные, на мой взгляд, определения): Thallites sp., Osmunda sp., Gleichenites zippei (Corda) Sew., Gleichenites microphylla Philipp., Gleichenites asiatica Philipp., Coniopteris grebencaensis Philipp., Asplenium dicksonianum Heer, Birisia jelisejevii (Krysht.) Philipp., Cladophlebis frigida (Heer) Sew., Cladophlebis ex gr. haiburnensis (L. et H.) Brong., Cladophlebis ubiencaensis Philipp., Arctopteris sp. [Arctopteris penzhinensis E. Lebed.], Pseudocycas hyperborea Krysht. [Cycadites hyperborea (Krysht.) E. Lebed.], Nilssonia serotina Heer, Nilssonia alaskana Hollick, Nilssonia yukonensis Hollick, Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger)

Heer, Sphenobaiera aff. biloba Pryn. [Sphenobaiera vera Samyl. et Shczep.], Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, Cephalotaxopsis intermedia Hollick, Elatocladus gracillimus (Holl.) Sveshn., Araucarites anadyrensis Krysht., Sequoia reichenbachii (Gein.) Heer, Sequoia fastigiata (Sternb.) Heer, Sequoia obovata Knowlton [скорее всего, Elatocladus smittiana (Heer) Seward], Sequoia ambigua Heer [Pagiophyllum triangulare Prynada], Cryptomeria subulata (Heer) Sveshn., Florinia borealis Sveshn. et Budantsev, Podozamites lanceolatus (Lindl. et Hutton) Braun, Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nath. [Pityophyllum ex gr. nordenskioldii (Heer) Nath.], Pityostrobus sp., Pityocladus sp., Magnolia alternans Heer [Magnoliaephyllum alternans (Heer) Seward], Menispermites septentrionalis Hollick, Menispermites macrovoensis Philipp., Platanus embicola Vachr. [Platanus louravetlanica Herman], Credneria inordinata Hollick [Arthollia inordinata (Holl.) Herman или, скорее всего, Platanus louravetlanica Herman], Leguminosites acuminata Philipp. [Myrtophyllum acuminata (Philipp.) Herman], Schefleraephyllum venustum (Philipp.) Philipp., Grebenkia kryshtofovichii E. Lebed. [Grebenkia anadyrensis (Krysht.) E. Lebed.], Araliaephyllum devjatilovae Philipp., Celastrophyllum latifolium Font.

Анализируя состав ископаемых растений из криворечeнской свиты как право-, так и левобережья р. Анадырь, Г.Г. Филиппова (Филиппова, Абрамова, 1993, с. 19) отмечает, что "все они составляют флористический комплекс, единство которого обусловлено общностью доминирующих родов и видов в составе папоротников (Gleichenites, Coniopteris, Birisia), хвойных (Cephalotaxopsis, Sequoia) и покрытосеменных (Menispermites, Platanus, Dalembia), присутствием древних мезофитных форм...".

Криворечeнская свита согласно перекрывается морскими отложениями дуговской свиты, представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами и туффитами различного состава мощностью около 600 м (Решения..., 1982; Терехова, 1988). Эти породы содержат остатки моллюсков (их местонахождения показаны на рис. 1), которые были изучены Г.П. Тереховой (1988): Inoceramus concentricus costatus Nagao et Mat., I. iburiensis Nagao et Mat., I. gibberosus Bodul., I. hobetsensis Nagao et Mat., Scaphites (Otoscaphites) puerculus teshioensis (Yabe), S. (O.) aff. puerculus Jimbo, S. (O.) ex gr. puerculus Jimbo, S. planus (Yabe), Scalarites sp.

По мнению Г.П. Тереховой (1988, с. 110), "комплекс фаунистических остатков из дуговской свиты соответствует зоне Inoceramus iburiensis и одновозрастной ей зоне Jimboiceras planulatiforme Анадырско-Корякского региона", для которых принят позднетуронский возраст (Решения..., 1982); "...самое низкое стратиграфическое положение в дуговской свите занимают слои с Inoceramus concentricus costatus Nagao et Mat., которые выше... сменяются отложениями с Inoceramus iburiensis Nagao et Mat., I. gibberosus Bodul., а еще выше... – породами с ... Inoceramus hobetsensis Hagao et Mat. и скафитами". Исходя из этого, Г.П. Терехова (1988, с. 111) "...считает возраст фаунистического комплекса дуговской свиты позднетуронским, не исключая возможности отнесения самых нижних горизонтов свиты с Inoceramus concentricus costatus к нижнему турону". При этом автор замечает, что "...в бассейне р. Убиенка... континентальные отложения криворечeнской свиты с остатками флоры непосредственно перекрываются морскими слоями с Inoceramus concentricus costatus. Севернее, в бассейнах р. Крестовой и Чинейвеем..., выше континентальных слоев залегают морские отложения с Inoceramus hobetsensis".

Последнее наблюдение, а также определенные Г.П. Тереховой (1988) из верхнекриворечeнской подсвиты моллюски позднеальбского–раннесеноманского возраста на р. Малая Гребёнка и среднесеноманского–(?)раннетуронского возраста на р. Лев. Ничеквеем (см. выше), позволили автору сделать вывод, что возраст содержащих растительные остатки отложений криворечeнской свиты "...варьирует в зависимости от возраста перекрывающих морских осадков. Верхняя возрастная граница изменяется от позднего альба до позднего турона" (Терехова, 1988, с. 113). С этим выводом о диахронности верхней границы криворечeнской свиты и омоложении ее в направлении с юга на север согласен и В.П. Похиалайнен (1994), причем степень ее диахронности он считает еще более существенной, вплоть до конца коньякского века, а возраст гребёнкинской флоры в целом, по его мнению, "...обнимает интервал от конца альба до коньяка включительно" (Похиалайнен, 1994, с. 27).

Выводу об омоложении верхней границы флороносных пород криворечeнской свиты с юга на север на всем ее протяжении противоречит наша находка (Щепетов, Герман, 1990) на южном фланге распространения свиты, на горе Орловка, позднесеноманских и, возможно, раннетуронских иноцерамов (см. выше); нельзя, кроме того, считать доказанным, что слои с позднеальбской–раннесеноманской фауной р. Малая Гребёнка располагаются стратиграфически выше флороносных отложений. Вместе с тем, идея о скольжении по возрасту границы криворечeнской и дуговской свит на левобережье р. Анадырь от сеномана–раннего турона в бассейне р. Убиенка до позднего турона и, возможно, коньяка в бассейне р. Чинейвеем мне представляется убедительной, хотя и не "однозначно доказанной".

Дуговскую свиту согласно перекрывают песчаники и алевролиты крестовской свиты, которые по остаткам содержащихся в них морских моллюсков датируются ранним сеноном (Терехова, 1988) или сантоном (Похиалайнен, 1994).

Принципиально иного воззрения на соотношение криворечeнской и дуговской свит придерживаются А.И. Дворянкин, Е.Л. Лебедев и Н.И. Филатова (Дворянкин и др., 1993), полагающие границу этих свит (как их понимает Г.П. Терехова) на всем или почти всем ее протяжении тектонической. Авторы считают, что "...полоса отложений, ранее целиком относившихся к криворечeнской свите... включает тектонические блоки пород с сенонской флорой." (Дворянкин и др., 1993, с. 475). Эта флора, названная ими чинейвеемским флористическим комплексом, была обнаружена на правобережье р. Чинейвеем (рис. 1) между ручьями Болотный и Обильный в верхней части грубообломочной терригенной толщи, относимой Г.П. Тереховой (1988) к криворечeнской свите. По данным А.И. Дворянкина с соавторами, флороносные породы образуют "...тектонический блок шириной около 4 км, ограниченный дугообразной формы разломами..." (Дворянкин и др., 1993, с. 473). В составе чинейвеемской тафофлоры Е.Л. Лебедев определил: Thallites sp., Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, Cephalotaxopsis intermedia Hollick, Sequoia rigida Heer, Metasequoia cuneata (Newb.) Chaney, Metasequoia sp., Pityostrobus sp., Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry, Menispermites grebenkaensis E. Lebed., Menispermites kryshtofovichii Vachr., Menispermites aff. reniformis Dawson, Magnoliaephyllum ex gr. alternans (Heer) Seward, Platanus ex gr. affinis Lesq., Platanus ex. gr embicola Vachr., Platanus newberryana Heer, Platanus sp. 1, Platanus sp. 2, Pseudoprotophyllum ex gr. dentata Holl., Pseudoprotophyllum sp., Credneria sp., Arrthollia insignis Herman, Platanaceae sp. 1, Platanaceae sp. 2, Cissites cf. inscissus Herman, Zizyphus sp., Fagophyllum sp. (gen. nov.?), Dicotylophyllum sp. 1, Dicotylophyllum sp. 2.

Терригенная толща, содержащая чинейвеемскую тафофлору, с юго-востока по разлому (по данным А.И. Дворянкина и соавторов) контактирует с отложениями, относимыми Г.П. Тереховой (1988) к дуговской свите, в которых Б.Д. Труновым в 1988 г. были собраны Inoceramus cf. hobetsensis Nagao et Mat., Inoceramus sp. indet. (возможно, типа I. iburiensis Nagao et Mat.), Pholadomya sp. indet., Parallelodon cf. sachalinensis Schmidt., характерные для позднего турона, однако "...тектонический характер контакта между флороносными отложениями и толщей с туронскими иноцерамами не позволяет корректировать возраст толщи, вмещающей чинейвеемский комплекс флоры, по упомянутым палеонтологическим данным" (Дворянкин и др., 1993, с. 474).

Возраст чинейвеемской тафофлоры Е.Л. Лебедев определяет исходя из ее систематического состава. Отмечая ее более молодой облик по сравнению с гребёнкинской флорой (присутствие многочисленных Metasequoia, Trochodendroides и Arthollia), и сходство с пенжинской тафофлорой Камчатки, Е.Л. Лебедев на основании находки в чинейвеемском комплексе "...остатков листьев семейства Fagaceae, относящихся или к Quercus, или к новому роду" считает, что эта флора "...несомненно моложе флор пенжинского... типа (поздний турон–коньяк)" (Дворянкин и др., 1993, с. 474–475) и датирует ее сеноном. Стратиграфическим аналогом толщи, содержащей чинейвеемскую тафофлору, цитированные авторы считают сенонскую крестовскую свиту.

Анализ приводимого Е.Л. Лебедевым (Дворянкин и др., 1993, с. 474) списка чинейвеемской тафофлоры и просмотр коллекции не позволяет мне согласиться с выводом о сенонском возрасте тафофлоры. Она безусловно более молодая, чем гребёнкинская флора правобережья р. Анадырь, и наиболее близка пенжинской тафофлоре Северо-Западной Камчатки и п-ва Елистратова, возраст которой надежно установлен как турон, исключая, вероятно, начало турона (Герман, 1991). Об одновозрастности пенжинской и чинейвеемской тафофлор свидетельствуют их сходство на видовом (Ginkgo ex gr. adiantoides, Cephalotaxopsis heterophylla, Menispermites kryshtofovichii, Platanus newberryana, Cissites inscissus) и родовом (Sequoia, Pityostrobus, Trochodendroides, Platanus, Credneria, Arthollia, "Zizyphys") уровнях; многочисленность в чинейвеемской тафофлоре Metasequoia, Trochodendroides, Menispermites; большое разнообразие и количественное доминирование платанообразных (по данным Е.Л. Лебедева, 11 видов, относящихся по меньшей мере к пяти родам), максимум которого приходится на Северо-Восток России как раз на пенжинский этап (Герман, 1994); в целом крупнолистный характер покрытосеменных, входящих в чинейвеемскую тафофлору. Отнесение найденных в этой тафофлоре листьев к современному сем. Fagaceae, на чем, собственно, и основывается вывод Е.Л. Лебедева о ее сенонском возрасте, мне представляется сомнительным, тем более что оно не подтверждено ни детальным сравнением морфологии листьев, ни кутикулярно-эпидермальными исследованиями, ни находками характерных плодов этого семейства. Кроме того, автору не известны свидетельства об остатках несомненных представителей сем. Fagaceae в меловых отложениях Северо-Восточной Азии.

Автор, естественно, не может обоснованно поддержать или опровергнуть одну из конкурируу-

ющих точек зрения на соотношение криворечен-ской и дуговской свит – является ли их контакт постепенным, согласным и без следов перерыва (Терехова, 1988; устное сообщение, 1983 г.) или же тектоническим (Дворянкин и др., 1993), так как для этого нужны целенаправленные полевые исследования. Следует отметить, однако что вывод автора о сходстве чинейвеемской тафофлоры с пенжинской Северо-Западной Камчатки и о ее туронском (вероятно, позднетуронском) возрасте вполне отвечает мнению о позднетуронском или коньякском возрасте морских моллюсков из перекрывающих слоев дуговской свиты на р. Чинейвеем (Терехова, 1988; Похиалайнен, 1994) и их согласном стратиграфическом контакте с флороносными отложениями. Впрочем, этот вывод не опровергает и точку зрения А.И. Дворянкина с соавторами, хотя лишает ее, видимо, одного из наиболее серьезных – палеофлористического – доказательств.

Таким образом, рассмотренные выше данные о соотношении флороносных пород криворечен-ской свиты левобережья р. Анадырь с перекрывающими морскими образованиями и о составе флористических комплексов позволяют, на наш взгляд, считать тафофлоры с рек Убиенка, Кривая и Дуговая аналогом гребёнкинской флоры правобережья р. Анадырь и датировать их сеноманом и, возможно, ранним туроном, а чинейвеемскую тафофлору, выделяя ее из состава гребёнкинской флоры, считать туронской (вероятно – позднетуронской). Последовательность тафофлор из криворечен-ской свиты в междуречье Убиенка–Чинейвеем позволяет ограничить верхний возрастной предел распространения гребёнкинской флоры началом туронского века. Учитывая то, что в бассейне р. Гребёнка тафофлоры из криворечен-ской свиты датируются не только сеноманом, но и поздним альбом, нижнюю возрастную границу существования гребёнкинской флоры следует проводить в конце альбского века. Представления автора о соотношении морских и континентальных меловых отложений среднего течения р. Анадырь, содержащих гребёнкинскую и чинейвеемскую флоры, показано на рис. 3.

О НЕКОТОРЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСТЕНИЙ ГРЕБЁНКИНСКОЙ ФЛОРЫ

На современной Земле экологического аналога гребёнкинской флоры нет. По составу входящих в нее растений эта флора может характеризоваться как хвойно-широколиственная листопадная (или преимущественно листопадная), но само существование ее в высоких (примерно на 70–75° с.ш.: Smith et al., 1981) широтах Арктики необъяснимо с точки зрения современной климатической ситуации: сейчас аналогичные леса в Азии и Северной Америки не заходят севернее широты 50°–55° (Берг, 1927; Wolfe, 1987). Более теплый, чем в настоящее время, глобальный климат мелового периода существенным образом сказался на распределении типов растительности (Красилов, 1985; Вахрамеев, 1988; Krassilov, 1981), и произрастание листопадных широколиственных и хвойно-широколиственных лесов в высоких широтах Арктики (вплоть до палеошироты 80°–82° с.ш.!) было одной из особенностей биосферы этого времени, отражавшей влажный умеренный (или умеренно-теплый) высокоширотный климат, характеризовавшийся специфическими световыми условиями: недостатком света зимой и продолжительным в течение суток, сравнительно слабым и преимущественно рассеянным освещением в течение летнего вегетационного периода (Герман, 1994).

Наклон земной оси в середине мелового периода существенно не отличался от современного (Parrish, Spicer, 1988; Spicer, Herman, 1996), а следовательно гребёнкинская флора произрастала в условиях резко сезонного по световому режиму климата: сейчас на 75° с.ш. полярная ночь с полным отсутствием света продолжается около шести недель, до и после которых примерно в течение трех недель в дневное время суток наступают сумерки, но солнце все же не поднимается над горизонтом (Anonymous, 1978). Ранее автором (Герман, 1994) было показано, что приполярные растения мелового периода по-видимому не испытывали недостатка тепла, влаги и света в течение вегетационного периода, но отсутствие света зимой в комбинации положительной температурой (средняя температура наиболее холодного месяца, реконструируемая по морфологии листьев покрытосеменных гребёнкинской флоры, была порядка +5.5°C: Спайсер, Герман, 1998; Herman, Spicer, 1997) ставило эти растения в условия, когда фотосинтез невозможен, а температура воздуха недостаточно низка для остановки метаболизма в листьях.

Большая часть растений гребёнкинской флоры была ветко- и листопадной. Это относится к кейтониевым, гинкговым, чекановскиевым, многим хвойным: представители таких родов, как Cephalotaxopsis, Taxites, Elatocladus, некоторые Sequoia, Parataxodium в неблагоприятный период сбрасывали облиственные побеги, остатки которых многочисленны в захоронениях гребёнкинской флоры. Вероятно, цикадофиты приполярных районов (по крайней мере, часть из них) также не были вечнозелеными и в конце вегетационного периода сбрасывали не только индивидуальные листья, но и облиственные уко-

роченные побеги: остаток такого побега Nilssoniocladus chukotensis Spicer et Herman с прикрепленными к нему листьями типа Nilssonia serotina Heer был недавно описан из Елисеевского местонахождения (Spicer, Herman, 1996). Среди покрытосеменных, входящих в гребёнкинскую флору, отсутствуют достоверные представители современных вечнозеленых таксонов или форм, близких к ним, что позволяет считать данные растения листопадными. Тафономические особенности захоронений это подтверждают: часто в местонахождениях встречаются прослои, состоящие из плотно наслоенных друг на друга остатков листьев. В.А. Вахрамеев считал, что в этих случаях мы имеем дело с «захороненным "листопадом", т.е. листьями, сброшенными... в конце вегетационного периода» (Вахрамеев, 1988, с. 130).

Листопадность растений гребёнкинской флоры представляет собой одну из стратегий преодоления ими продолжительных теплых полярных ночей, позволявшую им экономить ресурсы в зимний период за счет прекращения метаболизма в листьях, однако весной эти растения, естественно, были вынуждены формировать новые кроны.

Некоторые хвойные гребёнкинской флоры, такие как Araucarites anadyrensis, Pagiophyllum triangulare, Sequoia ex gr. reichenbachii, Cupressinocladus cretaceus были, по всей видимости, вечнозелеными: в захоронениях остатки этих растений иногда представлены толстыми и явно многолетними облиственными побегами и, с другой стороны, сброшенные годичные побеги этих растений встречены не были. Характерно, что перечисленные хвойные обладали мелкими чешуевидными или жесткими крючковидными листьями. Ксероморфизм их побегов находится в видимом противоречии со значительной влажностью климата, реконструируемого как по морфологии листьев покрытосеменных гребёнкинской флоры (Спайсер, Герман, 1998), так и по литологическим признакам (Чумаков и др., 1995): среднее количество осадков этого климата можно оценить примерно в 1200–1300 мм/год, причем выраженного более или мене сухого периода в течение года, скорее всего, не было.

Однако ксероморфизм этих хвойных был, по-видимому, связан не с сухостью климата, а с иной стратегией их перезимовывания, без сбрасывания листьев или облиственных побегов в неблагоприятный для роста период. В этом случае растения теряли часть своих ресурсов за счет не прекращавшегося в зимний период метаболизма при отсутствии фотосинтеза, но экономили их весной, поскольку не были вынуждены вновь формировать фотосинтезирующие органы. При такой стратегии растениям выгодно как можно сильнее снизить зимний метаболизм и, по-видимому, приобретение их побегами ксероморфных признаков способствовало этому: предотвращая чрезмерную потерю влаги в течение зимнего периода, растения тем самым достигали уменьшения скорости метаболизма за счет снижения интенсивности функционирования корневой и проводящей систем. Помимо этого, реконструируемая для гребёнкинской флоры зимняя температура порядка +5.5°С (см. выше) вероятно была достаточно низкой для существенного ослабления у вечнозеленых растений метаболизма: экспериментальные данные свидетельствуют, что современные растения, помещенные в условия искусственной "темной полярной зимы" с отсутствием света в течение 10 недель, хорошо перенесли темный период, причем меньшее отмирание тканей наблюдалось у растений, содержавшихся при температуре +4°С, по сравнению с теми, которые "зимовали" при +15°С (Read, Francis, 1992).

Таким образом, растениям гребёнкинской флоры были присущи две стратегии перезимовывания: в безлистном и в облиственном состояниях. Каждая из них обладала своими преимуществами и недостатками, и трудно сказать, какая из них экономила растениям больше ресурсов. В древних высокоширотных флорах, не подвергавшихся в неблагоприятный сезон значительному стрессу, способному погубить листву (например, зимнему морозу), преимущества листопадности над вечнозеленостью можно ожидать там, где в течение вегетационного периода растения не испытывали недостатка в ресурсах или тепле, необходимых им для интенсивной ассимиляции и формирования новой кроны (Read, Francis, 1992). Соотношение листопадных растений к вечнозеленым в таких флорах по-видимому отражает доступность ресурсов в начале вегетационного периода, а преобладание в гребёнкинской флоре первых вероятно свидетельствует о том, что условия для интенсивного роста растений весной были благоприятны.

Автор чрезвычайно признателен М.А. Ахметьеву, В.Ф. Белому, В.П. Похиалайнену, Р.Э. Спайсеру, Г.П. Тереховой, Г.Г. Филипповой и С.В. Щепетову за обсуждение представленного здесь материала, а также А. Альбергу, Ю.Е. Апт, М.И. Райкевичу, П.М. Рису, Р.Э. Спайсеру и С.В. Щепетову, принимавших вместе с автором участие в полевых исследованиях. Работа поддержана фондом РФФИ-ИНТАС (проект 95-0949) и Лондонским Королевским обществом (проект P869 и грант № 207043).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байковская Т.Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1956. Вып. 2. С. 47–184.

Берг Л.С. Основы климатологии. М.–Л. Гос. изд-во, 1927. 265 с.

Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 76–87.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.

Вахрамеев В.А., Братцева Г.М., Лебедев Е.Л. Об открытии маастрихтских слоев на Северо-Востоке СССР по правобережью р. Анадырь // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 5. С. 1189–1192.

Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и фитостратиграфия Северо-западной Камчатки и полуострова Елистратова // Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5–141.

Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменением климата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 62–77.

Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Чинейвеемский сенонский флористический комплекс на Северо-Востоке России (правобережье р. Анадырь) и его геологическое значение // Докл. АН РАН. 1993. Т. 333. № 4. С. 473–476.

Девятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 62–70.

Елисеев Б.Н. Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края // Тр. Арктич. ин-та. 1936. Т. 48. С. 73–115.

Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.

Криштофович А.Н. Меловая флора бассейна р. Анадырь // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1958. Вып. 3. С. 7–68.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.

Ложкина Н.В., Щепетов С.В. Магнитные свойства и палеомагнитная характеристика отложений Елисеевского обнажения (кривореченская свита, правобережье р. Анадырь) // Материалы по стратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии. Магадан: СКВНИИ ДВО РАН, 1994. С. 5–14.

Маркевич В.С. Палинологическая характеристика меловых отложений бассейна реки Анадырь // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 88–92.

Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.

Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.

Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина (Петропавловск-Камчатский, 1974). Петропавловск-Камчатский: ПГО "Камчатгеология", 1982. 131 с.

Самылина В.А., Щепетов С.В. Гинкговые и чекановскиевые из верхнемеловых отложений Елисеевского обнажения на р. Гребёнке (правобережье р. Анадырь) // Ботан. журн. 1991. № 7. С. 28–33.

Спайсер Р.Э., Герман А.Б. Меловой климат Азии и Аляски: сравнение палеоботанических свидетельств с компьютерной моделью // Палеонтол. журн. 1998. № 2. С. 3–18.

Терехова Г.П. О возрасте кривореченской свиты и гребёнкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 100–117.

Филиппова Г.Г. Новые меловые покрытосеменные из бассейна р. Анадырь // Палеонтол. журн. 1978а. № 1. С. 138–144.

Филиппова Г.Г. Палеоботаническая характеристика континентальных отложений сеномана среднего течения р. Анадырь // Докл. АН СССР. 1978б. Т. 239. № 1. С. 165–168.

Филиппова Г.Г. Сеноманская флора реки Гребёнка и ее значение для стратиграфии // Дальневосточная палеофлористика. Труды Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР. Нов. сер. 1979. Т. 53 (156). С. 91–115.

Филиппова Г.Г. Новые меловые покрытосеменные из бассейна среднего течения р. Анадырь // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Севвостокгеология, 1982. Вып. 26. С. 69–75.

Филиппова Г.Г. Меловые хвойные из бассейна среднего течения р. Анадырь // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М.: Геол. фонд РСФСР, 1984. С. 154–174.

Филиппова Г.Г. Новые данные о гребёнкинской флоре бассейна реки Анадырь // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989а. С. 76–87.

Филиппова Г.Г. Открытие сенонской флоры по р. Гребенка (правобережье р. Анадырь) // Колыма. 1989б. № 11. С. 8–10.

Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.

Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б. и др. Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. С. 42–63.

Щепетов С.В., Герман А.Б. Меловая флора правобережья р. Анадырь // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 16–24.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 165 с.

Щепетов С.В., Белая Б.В., Алексеев А.С. Палеонтологическая характеристика одного из опорных обнажений меловых пород бассейна р. Гребёнки // Материалы по стратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 14–40.

Anonymous, C.I.A. handbook, polar regions atlas. National Foreign Assessment Center. C.I.A. USA, 1978. 66 p.

Herman A.B., Shczepetov S.V. The Mid-Cretaceous flora of the Anadyr river basin (Tchukotka, NE Siberia) // Palaeovegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. Proc. Pan-European Palaeobot. Conf. Vienna, 1991. Vienna, Mus. Nat. Hist., 1992. P. 273–279.

Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V. 128. P. 227–251.

Krassilov V.A. Changes of Mesozoic vegetation and the extinction of dinosaurs // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1981. V. 34. P. 207–224.

Parrish J.T., Spicer R.A. Middle Cretaceous wood from the Nanushuk Group, central North Slope, Alaska // Palaeontology. 1988a. V. 31. P. 19–34.

Read J., Francis J. Responses of some Southern Hamisphere tree species to a prolonged dark period and their implications for high-latitude Cretaceous and Tertiary floras // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1992. V. 99. № 3/4. P. 271–290.

Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge–London–New York–New Rochelle–Melbourn–Sydney: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.

Spicer R.A., Herman A.B. Nilssoniocladus in the Cretaceous Arctic: new species and biological insights // Rev. Palaeobotany and Palynology. 1996. V. 92. P. 229–243.

Spicer R.A., Rees P.M., Chapman J.L. Creraceous phytogeography and climate signals // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1993. V. 341. P. 227–286.

Wolfe J.A. Late Cretaceous-Cenozoic history of deciduousness and terminal Cretaceous event // Paleobiology. 1987. V. 13. № 2. P. 215–226.

Рецензенты Л.Ю. Буданцев, Ю.Б. Гладенков

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 79–94

УДК 551.762.22:564.53(470.1/.6)

БОРЕАЛЬНЫЙ МОРСКОЙ ВЕРХНИЙ БАТ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (АММОНИТЫ И СТРАТИГРАФИЯ)

© 1999 г. Д. Б. Гуляев*, Д. Н. Киселев**

** Ярославский государственный университет*
150057 Ярославль, проезд Матросова 9, Россия
*** Ярославский государственный педагогический университет*
150000 Ярославль, Которосльная наб. 46, Россия

Поступила в редакцию 20.05.97 г.

В центре Русской равнины, в Среднем Поволжье, найдены отложения и ископаемая фауна морского бореального верхнего бата. Эти отложения залегают ниже уровня зоны Elatmae, которая рассматривается как восточно-европейский аналог стандартной зоны Herveyi, фиксирующей в Западной Европе основание келловея. Встреченный комплекс аммонитов по родовому и видовому составу сходен с комплексами верхнего бата Восточной Гренландии и Шпицбергена. Монографически описано пять видов, из которых один – Cadoceras (Catacadoceras) infimum – является новым, а виды Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis Sok. et Bodyl., K. (K.) cf. rosenkrantzi Spath и K. (Toricellites) pauper (Spath) ранее были известны только в арктических регионах.

Предлагается выделять новую местную биостратиграфическую зону Infimum, непосредственно предшествующую зоне Elatmae. Судя по составу фауны, зона Infimum может быть сопоставлена, в основном, с нижней частью зоны Calyx Восточной Гренландии и верхней частью зоны Barnstoni Северной Сибири. Положение зоны Infimum относительно западноевропейского стандарта верхнего бата не совсем ясно. С различных точек зрения оно может колебаться в пределах верхней части зоны Orbis и зоны Discus.

Полученные данные свидетельствуют, что среднеюрская бореальная морская трансгрессия на Русской платформе уже в конце бата достигла широты Среднего Поволжья.

Ключевые слова. **Бореальный бат, аммониты, стратиграфия, корреляция, Среднее Поволжье.**

Проблема морского бореального бата в центральных областях Русской равнины до настоящего времени целенаправленно не изучалась и практически не обсуждалась в литературе. Причиной этому служило мнение, что выявление таких отложений в хорошо изученном в геологическом отношении районе маловероятно. Считалось, что бореальная среднеюрская трансгрессия хотя и началась в батском веке, но море покрыло большую часть Русской платформы лишь в раннем келловее, в фазу Elatmae. Поэтому классические палеогеографические реконструкции (Герасимов и др., 1962; Сазонова, Сазонов, 1967; Палеогеография..., 1983 и др.) рассматривают всю территорию Центральной России в среднем и верхнем бате как область континентального осадконакопления, к которой с севера и с юга примыкали сравнительно небольшие заливы, соответственно, Бореального и Тетического морских бассейнов.

В ходе исследований, проводившихся авторами в период 1992–1996 г.г. в районе сел Просек и Исады на р. Волге Нижегородской области (рис. 1), в алеврито-песчанистых отложениях, залегающих ниже уровня зоны Elatmae, была обнаружена богатая ископаемая фауна морских беспозвоночных (в основном аммонитов). Эта фауна имеет исключительно бореальную (арктическую) природу и, судя по всему, должна датироваться верхним батом.

БАТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Морские отложения, относящиеся согласно современным представлениям к батскому ярусу, были известны на севере Русской равнины (Печорская впадина) еще с середины прошлого века (Keyserling, 1846). Но до недавнего времени они рассматривались большинством отечественных исследователей как нижнекелловейские. Речь идет о слоях с Arcticoceras ishmae (Keyserling), датируемых одноименной зоной бореального среднего бата. Отложения этого возраста особенно хорошо изучены на р. Ижме (Бодылевский, 1963; Стратиграфия..., 1976; Меледина, 1987 и др.). Кроме того, в одной из последних работ С.В. Мелединой (1994) указывается на наличие в среднем течении р. Пижмы слоев с фауной верхнего бата (слои с Cadoceras variabile). Однако аммониты, изображенные Мелединой как C. variabile Spath (табл. 8, фиг. 1, 2; табл. 12; фиг. 2), отличаются от названного вида. Они имеют, по крайней мере,

Рис. 1. Схема местоположения изученного разреза (указано стрелкой).

менее грубую, раньше сглаживающуюся в онтогенезе скульптуру и более широкий умбиликус, тем самым проявляя признаки переходные между преимущественно верхнебатским подродом C. (Catacadoceras) и преимущественно нижнекелловейским подродом C. (Paracadoceras). Обсуждаемая форма больше всего напоминает C. bodylevskyi Frebold, распространенный в основании келловея Арктической Канады (Frebold, 1964) и Северного Юкона (Poulton, 1987). Таким образом, достоверные доказательства наличия отложений морского верхнего бата в Печорской впадине отсутствуют, хотя такие осадки, по-видимому, должны существовать. В том же районе на р. Пижме из нижележащих горизонтов юры С.В. Мелединой (1994) по нескольким обломкам раковин определены характерные для нижнего бата Западной Европы Oraniceras cf. gyrumbilicum (Quenstedt) и Gonolkites ex gr. convergens Buckman. Это наблюдение существенно противоречит сложившимся представлениям о хорологии аммонитов и палеогеографии Бореального пояса в раннебатское время. Поэтому, учитывая крайнюю скудость материала, данный факт нуждается в дополнительной проверке.

Морские отложения батского возраста хорошо известны на юге Европейской части России – в районе Ульяновско-Саратовского Поволжья, Прикаспийской низменности и некоторых соседних территорий. Эти отложения содержат фауну тетических и средиземноморских групп аммонитов и маркируют морской бассейн, сформировавшийся еще в позднем байосе, но сильно сократившийся к концу бата (Сазонов, 1957; Герасимов и др., 1962; Сазонова, Сазонов, 1967; Юрская система, 1972 и др.).

В центральных областях Русской равнины – между двумя рассмотренными регионами, в пределах которых в бате присутствие морского осадконакопления, достоверно установлено – на обширной территории собственно морские осадочные толщи батского возраста не описывались. Но здесь известны сравнительно широко распространенные, обычно фаунистически не охарактеризованные песчано-глинистые отложения, залегающие на размытой поверхности доюрских пород и, как правило, перекрываемые слоями келловея (Герасимов и др., 1962; Сазонова, Сазонов, 1967; Юрская система, 1972; Олферьев, 1986 и др.). Эти отложения чаще всего трактуются как континентальные и(или) прибрежно-морские (солоноватоводные) осадки байос-батского, батского или бат-келловейского возраста. Иногда в них отмечаются остатки обедненной фауны фораминифер и значительно реже пелеципод, позволяющие предполагать лагунный генезис осадков. Существуют также упоминания о присутствии в них бореальных аммонитов. Так, ниже слоев с Cadoceras elatmae (Nikitin) из отложений мокшинской свиты у г. Елатьма Н.Т. Сазоновым (1957, 1965) указывается Arcticoceras ishmae, который, однако, не был изображен и впоследствии был утерян. В настоящее время считается, что распространение Arcticoceras в европейской части России ограничивается районом Печорской низменности. Все это, по справедливому замечанию С.В. Мелединой (1987), дает основания считать дальнейшее упоминание Arcticoceras с р. Оки неоправданным. Еще один утерянный и столь же сомнительный экземпляр A. ishmae упоминается Н.Т. Сазоновым (1957) из района Самарской Луки (около с. Переволоки). Ниже уровня его находки приводится сравнительно разнообразный комплекс фораминифер, а выше – Cadoceras cf. elatmae.

На непосредственно граничащих с местом проведения исследований территориях – юго-востоке Нижегородской области и Чувашии довольно редкие отложения, характеризуемые как батские и бат-келловейские, распространены в бассейнах нижней Суры, Пьяны, Цивиля, Хомы и на Волге (Герасимов, Казаков, 1939). В разрезах они залегают на породах татарского яруса и обычно перекрываются толщей нижнего келловея, содержащей аммониты зоны Elatmae. Эти отложения представлены песками и глинами (чаще только песками), нередко заключающими остатки растений. Их мощность может достигать 10–15 м. По направлению к северу в толще песков отмечается появление глауконита и исчезновение растительных остатков.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Изученные юрские отложения района сел Просек и Исады представляют собой останец протяженностью около 6 км, залегающий на неровной поверхности пород татарского яруса пермской системы. Толща этих отложений вскрыта карьером на северо-западной окраине с. Просек и рядом обнажений в кровле склона правого берега р. Волги по линии Просек–Исады. Юрская серия здесь представлена с некоторыми перерывами от батского до волжского ярусов. Наиболее мощными и хорошо выдержанными являются горизонты верхнего бата и основания нижнего келловея. Более высокие слои обладают меньшей мощностью, имеют признаки конденсации и встречаются лишь в некоторых разрезах.

Первое сообщение о присутствии юрских образований в районе сел Просек и Исады было сделано А.Р. Ферхминым в 1886 г. Позднее эти отложения с различной степенью детальности неоднократно описывались в литературе (Сибирцев, 1886; Герасимов, Казаков, 1939; Кулинич, Фридман, 1990; Гуляев, 1997). В первых двух работах алевритистые пески батского возраста, залегающие ниже глин зоны Elatmae, остались незамеченными, в последующих – они упоминаются как фаунистически неохарактеризованные условно батские отложения. К настоящему времени на этом стратиграфическом уровне обнаружен богатый комплекс ископаемой фауны, позволяющий не только с достоверностью определить генезис осадков, но и достаточно точно установить их относительный возраст, а также палеобиогеографическую принадлежность бассейна, в котором они формировались.

Здесь приводится сводный разрез, включающий отложения бата и нижние горизонты келловея (рис. 2). Лучшие выходы описываемых слоев находятся на берегу р. Волги и в карьере в 0.5 км к западу от с. Просек.

На неровной поверхности песчаников и глин татарского яруса трансгрессивно залегают (снизу вверх):

1. Песок серо-желтый, мелкозернистый, алевритистый, слюдистый, иногда с тонкой неясной слоистостью и редкими примазками глауконита. Местами содержит мелкую глинистую гальку, редкие конкреции пирита, линзовидные включения серого глинистого песка, небольшие куски неожелезненной древесины. В 0.5–2.5 м от кровли изредка встречаются шаровидные конкреции карбонатного песчаника диаметром до 0.7 м, наполненные раковинами аммонитов.

Сравнительно редкие остатки фауны приурочены к верхней части слоя (0–3 м от кровли) и встречаются преимущественно в насыщенных раковинами конкрециях, или непосредственно в породе в виде небольших скоплений и отдельных крупных раковин. Аммониты: Cadoceras (Catacadoceras) infimum sp. nov., Costacadoceras pisciculus Gulyaev, Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis Sokolov et Bodylevsky, K. (K.) cf./aff. svalbardensis Sokolov et Bodylevsky, K. (K.) cf. rosenkrantzi Spath, K. (Toricellites) pauper (Spath), K. (T.) aff. pauper (Spath); белемниты; неопределимые фрагмоконы; пелециподы: Pinna sp., Pseudomytiloides sp., Oxytoma sp., Posidonia sp., Protocardia sp., Grammatodon sp.; ракообразные: Eryma sp.; криноидеи: Pentacrinus sp.

Мощность 8–10 м.

2. Глина темно-серая, слюдистая, плотная, неслоистая, некарбонатная. Контакт с песками предыдущего слоя весьма отчетливый, но не имеет признаков размыва или перерыва в осадконакоплении. Он представлен мелкоплойчатым переслаиванием глины и песка мощностью около 5 см. В нижней части глин иногда наблюдаются линзовидные включения алевритов. В слое содержатся конкреции пирита, сростки кристаллов гипса, редкие куски пиритизированной древесины. Приблизительно в 5–8 м от кровли встречаются уплощенные конкреции плотного серого мергеля диаметром до 1 м.

Сравнительно редкая ископаемая фауна приурочена, в основном, к верхним 2/3 слоя. Остатки обычно встречаются в конкрециях, несколько реже непосредственно в породе. В средней части слоя встречены аммониты: Cadoceras (Paracadoceras) elatmae (Nikitin), C. ("Bryocadoceras") simulans Spath, Costacadoceras mundum (Sasonov), Macrocephalites (Kamptokephalites?) sp., M. (Macrocephalites) ex gr. lamellosus (Sowerby), M. (M.) ex gr. jacquoti (H. Douville), Kepplerites (Kepplerites) sp., Homoeoplanulites sp.; белемниты: преимущественно мелкие ростры и фрагмоконы; пелециподы: Retroceramus retrorsus (Keyserling), Grammatodon schourovskii (Rouiller), Entolium demissum (Phillips), Pleuromya uniformis (Sowerby), Meleagrinella sp., Tracia sp., Astarte sp.; брахиоподы: Aulacothyris sp. В верхней

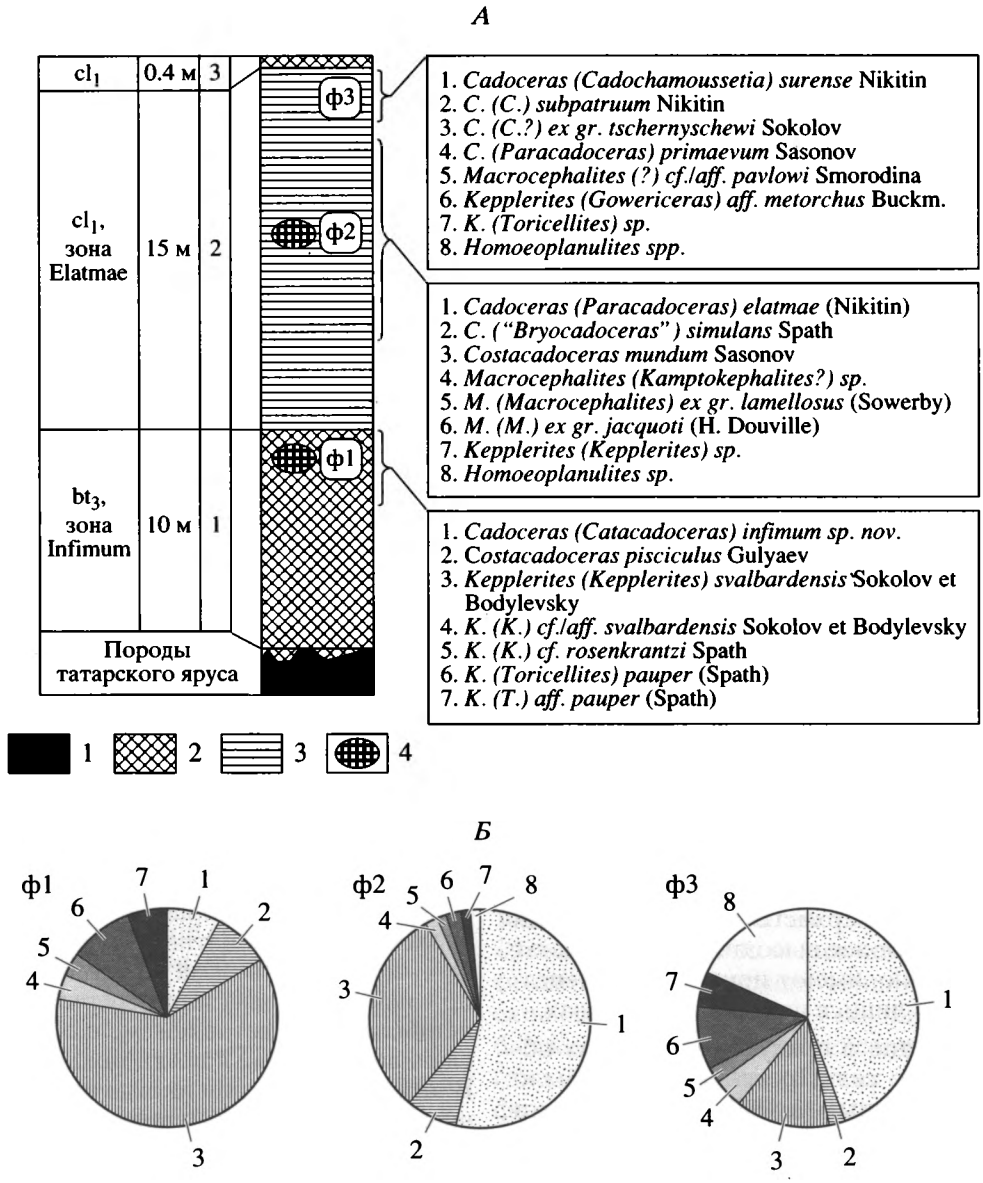


Рис. 2. *А*. Сводный разрез отложений бата и нижних горизонтов келловея в районе сел Просек и Исады с выделенными фаунистическими комплексами аммонитов (фаунистическими горизонтами) – ф1, ф2, ф3. *Б*. Относительное обилие (количество экземпляров) видов в фаунистических комплексах (номера видов соответствуют номерам в списках видов на рис. 2*А*).

1 – песчаники; 2 – пески; 3 – глины; 4 – карбонатные конкреции.

части слоя (вблизи кровли) встречены – аммониты: Cadoceras (Cadochamoussetia) surense Nikitin, C. (C.) subpatruum Nikitin, C. (C.?) ex gr. tschernyschewi Sokolov, C. (Paracadoceras) primaevum Sasonov, Macrocephalites (?) cf./aff. pavlowi Smorodina, Kepplerites (Gowericeras) aff. metorchus Buckman, K. (Toricellites) sp., Homoeoplanulites spp.; белемниты: преимущественно мелкие ростры.

Мощность 12–15 м.

3. Песок зеленовато-серый, среднезернистый, местами с углифицированными растительными остатками и мелкими железистыми конкрециями. (Ранее с этим стратиграфическим уровнем были ошибочно отождествлены найденные в осыпи Costacadoceras pisciculus Gulyaev и Kepplerites ex gr. tychonis Ravn (Гуляев, 1997). В настоящее время с появлением обильного дополнительного материала установлена принадлежность этих видов к слою 1 (см. выше), а K. "ex gr. tychonis" переопределен как K. (K.) svalbardensis.)

Мощность 0.4 м.

Выше в некоторых разрезах залегает пачка буровато-рыжих алевритов и алевролитов мощностью до 0.6 м с богатой фауной зон Koenigi и

Calloviense нижнего келловея. Она перекрывается серыми карбонатными глинами оксфорд(?)-кимериджского возраста мощностью до 1–3 м с плохо сохранившимися аммонитами семейств Oppeliidae и Perisphinctidae s.l., среди которых определены Aulacostephanus undorae (Pavlow) и Subdichotomoceras cf. crassum (Neaverson). Выше глин в районе с. Исады местами залегает тонкая прослойка зеленовато-бурого песчаника волжского яруса с Buchia sp.

ОПИСАНИЕ АММОНИТОВ

Описываются впервые встреченные на Русской равнине виды из комплекса фауны слоя 1 приведенного выше разреза (ф1 на рис. 2). В таблицах измерений используются следующие сокращения: Д – диаметр раковины, Ш – ширина раковины, Ш / Д – степень вздутости раковины, У – внутренний диаметр умбиликуса, У / Д – относительная ширина умбиликуса, ПР – количество первичных ребер на половине оборота, ВР – количество вторичных ребер на половине оборота, РО – реберное отношение. Звездочкой помечены измерения, проводившиеся на уровне конечной апертуры. Описанный материал хранится на кафедре зоологии ЯрГУ и кафедре физической географии ЯГПУ.

Семейство Kosmoceratidae Haug, 1887

Подсемейство Gowericeratinae Buckman, 1926

Род Kepplerites Neumayr, 1892

Подрод Kepplerites Neumayr, 1892

Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis Sokolov et Bodylevsky, 1931

Табл. I, фиг. 4; табл. II, фиг. 7; табл. III, фиг. 4, 5

Macrocephalites sp. cf. evolutus: Frebold, 1929, с. 10, табл. 2, фиг. 1–3, non 4.

Kepplerites svalbardensis: Sokolov, Bodylevsky, 1931, с. 79, табл. 5, фиг. 1, 2.

Kepplerites (Seymourites) svalbardensis: Ершова, 1983, табл. 2, фиг. 1–4.

Kepplerites (Seymourites) svalbardensis: Kopik, Weirzbowski, 1988, с. 154, табл. 20, фиг. 2; табл. 21, фиг. 1, 2; табл. 22, фиг. 8, 9.

Лектотип изображен в работе (Sokolov, Bodylevsky, 1931, табл. 5, фиг. 1). Верхний бат Шпицбергена (мыс Дельта).

Материал. Более 50 экземпляров различной сохранности.

Описание. Раковина крупная (до 140 см), средней толщины. Обороты умеренно инволютные с невысокой отвесной на фрагмоконе умбиликальной стенкой, выпуклыми латеральными сторонами и отчетливым вентральным уплощением, которое остается заметным обычно до начала конечной жилой камеры. Сечение оборотов трапециевидное с шириной приблизительно равной высоте, или несколько превышающей высоту на конечной жилой камере. Ребра довольно рельефные, обычно тонкие и густо расположенные. Место их ветвления находится на уровне 1/3–1/2 высоты оборота. Иногда на месте ветвления формируются очень слабые бугорки. Протяженность конечной жилой камеры 2/3–3/4 оборота.

Размеры (мм) и отношения:

Экз.№	Д	Ш	Ш/Д	У	У/Д	ПР	ВР	РО
А30	129*	46	0.36	46	0.36	27	88	3.3
	101	43	0.43	28	0.28	15	54	3.6
2/676	124*	50	0.40	44	0.35	22	74	3.4
	98	42	0.43	26	0.27	25	65	2.6
	76	36	0.47	17	0.22	20	54	2.7
2/639	61	30	0.49	14	0.23	14	41	2.9
2/648	44	19	0.43	10	0.23	13	39	3.0
2/668	25	11	0.44	7	0.28	14	35	2.5

Изменчивость. Наблюдается изменчивость во вздутости оборотов, ширине умбиликуса, густоте и рельефности ребер. Признаки скульптуры наиболее вариабельны. Большая часть раковин в этом отношении неотличима от изображенных в литературе экземпляров K. (K.) svalbardensis из типового района (Шпицберген). Вместе с тем, нередки раковины с несколько более грубой и разреженной ребристостью. Между двумя этими морфологическими типами нет четкой границы. Поэтому, учитывая совместную встречаемость, они отнесены к одному виду. На фоне всей выборки некоторые раковины выделяются очень грубой скульптурой (табл. III, фиг. 6, 7), проявляя тем самым сходство с видами группы K. (K.) keppleri (Oppel) и K. (K.) cereale (Buckman). Поскольку материала для окончательного вывода о самостоятельности этого морфологического типа недостаточно и он может представлять всего лишь крайний вариант изменчивости, такие груборебристые аммониты определены как K. (K.) cf./aff. svalbardensis.

Сравнение и замечания. В одной из последних работ Дж. Кэлломоном (Callomon, 1993) по экземплярам, изображенным Л. Спэтом (Spath, 1932) как K. tychonis Ravn, был номинально выделен K. (K.) vardekloeftensis. Этот вид, как и K. (K.) svalbardensis, распространен в зоне Calyx Восточной Гренландии, но указывается в более высоком фаунистическом горизонте. Сходство внешних оборотов выделенного Кэлломоном вида и K. (K.) svalbardensis весьма существенно. Различие заключается только в том, что, согласно Кэлломону, внутренние обороты K. (K.) vardekloeftensis имеют

Таблица I

почти округлую вентральную сторону, обладающую лишь намеком на уплощение.

К K. (K.) svalbardensis близки описанные Р. Имлеем (Imlay, 1953b, 1975) североамериканские (Южная Аляска) виды K. (K.) alticostatus и K. (K.) chisikensis. В настоящее время они датируются самыми верхними фаунистическими горизонтами бата (Callomon, 1984). От описываемого вида K. (K.) alticostatus отличается более прямыми и шире расставленными первичными ребрами на последнем обороте, сильнее выраженными бугорками и более широкой вентральной стороной; K. (K.) chisikensis отличается более тонкой и густой скульптурой, более узким умбиликусом и высокими оборотами.

Распространение. Верхний бат Шпицбергена; верхний бат, зона Calyx, нижний фаунистический горизонт (фауна K. peramplus Spath) Восточной Гренландии; верхний бат, зона Infimum центра Среднего Поволжья.

Kepplerites (Kepplerites) cf. rosenkrantzi Spath, 1932

Табл. II; фиг. 1, 2

Материал. 3 экземпляра различной сохранности.

Описание. Раковина крупная, на внутренних оборотах вздутая. Обороты умеренно инволютные с отвесной умбиликальной стенкой, выпуклыми латеральными сторонами и отчетливым вентральным уплощением. Сечение оборотов трапециевидное с шириной приблизительно на четверть превышающей высоту. С возрастом сечение постепенно становится менее широким. Ребра рельефные, на ранних оборотах грубые и разреженные, на средних оборотах сравнительно более тонкие и густые. Место их ветвления находится на уровне 1/3–1/2 высоты оборота. В месте ветвления формируются выраженные шиповидные бугорки, постепенно сглаживающиеся на средних оборотах. Конечная жилая камера неизвестна.

Размеры (мм) и отношения:

Экз.№	Д	Ш	Ш/Д	У	У/Д	ПР	ВР	РО
2/637	77	48	0.62	20	0.26	13	51	39
6/1	41	25	0.61	13	0.32	–	–	–
	28	18	0.64	9.5	0.34	9	–	–

Сравнение и замечания. Описываемая форма практически идентична K. (K.) rosenkrantzi, распространенному, по данным Дж. Кэлломона (Callomon, 1993), в верхнем фаунистическом горизонте зоны Variabile Восточной Гренландии. Однако отсутствие в материале раковин с сохранившейся взрослой стадией онтогенеза вынуждает дать определение только в открытой номенклатуре.

От других видов Kepplerites s. str. Описываемая форма отличается широкими груборебристыми с шиповидными бугорками ранними оборотами. Эти признаки, как указывал Л. Спэт (Spath, 1932), сближают K. (K.) rosenkrantzi с нижнекелловейским подродом Gowericeras Buckman, родоначальником которого, возможно, он является.

Распространение. Верхний бат, зона Variabile, верхний фаунистический горизонт (фауна K. rosenkrantzi) Восточной Гренландии; верхний бат, зона Infimum центра Среднего Поволжья.

Подрод Toricellites Buckman, 1922

Kepplerites (Toricellites) pauper (Spath, 1932)

Табл. II, фиг. 3

Kosmoceras (Gulielmiceras) pauper: Spath, 1932, с. 96, табл. 24, фиг. 3; табл. 26, фиг. 5.

Голотип изображен в работе (Spath, 1932, табл. 24, фиг. 3; табл. 26, фиг. 5). Верхний бат, зона Calyx Восточной Гренландии.

Материал. 8 экземпляров различной сохранности.

Описание. Раковина мелкая (до 40 мм), уплощенная. Обороты полуинволютные с низкой умбиликальной стенкой, слабо выпуклыми или почти плоскими (на конечной жилой камере) латеральными сторонами, отчетливым узким вентральным уплощением. Сечение оборотов трапециевидное, вытянутое в высоту. Ребра рельефные, очень тонкие и густые, особенно на конечной жилой камере. Место их ветвления находится на уровне 1/3 высоты оборота. В месте ветвления на внутренних оборотах развиваются еле заметные бугорки. Протяженность конечной жилой камеры 2/3 оборота.

Размеры (мм) и отношения:

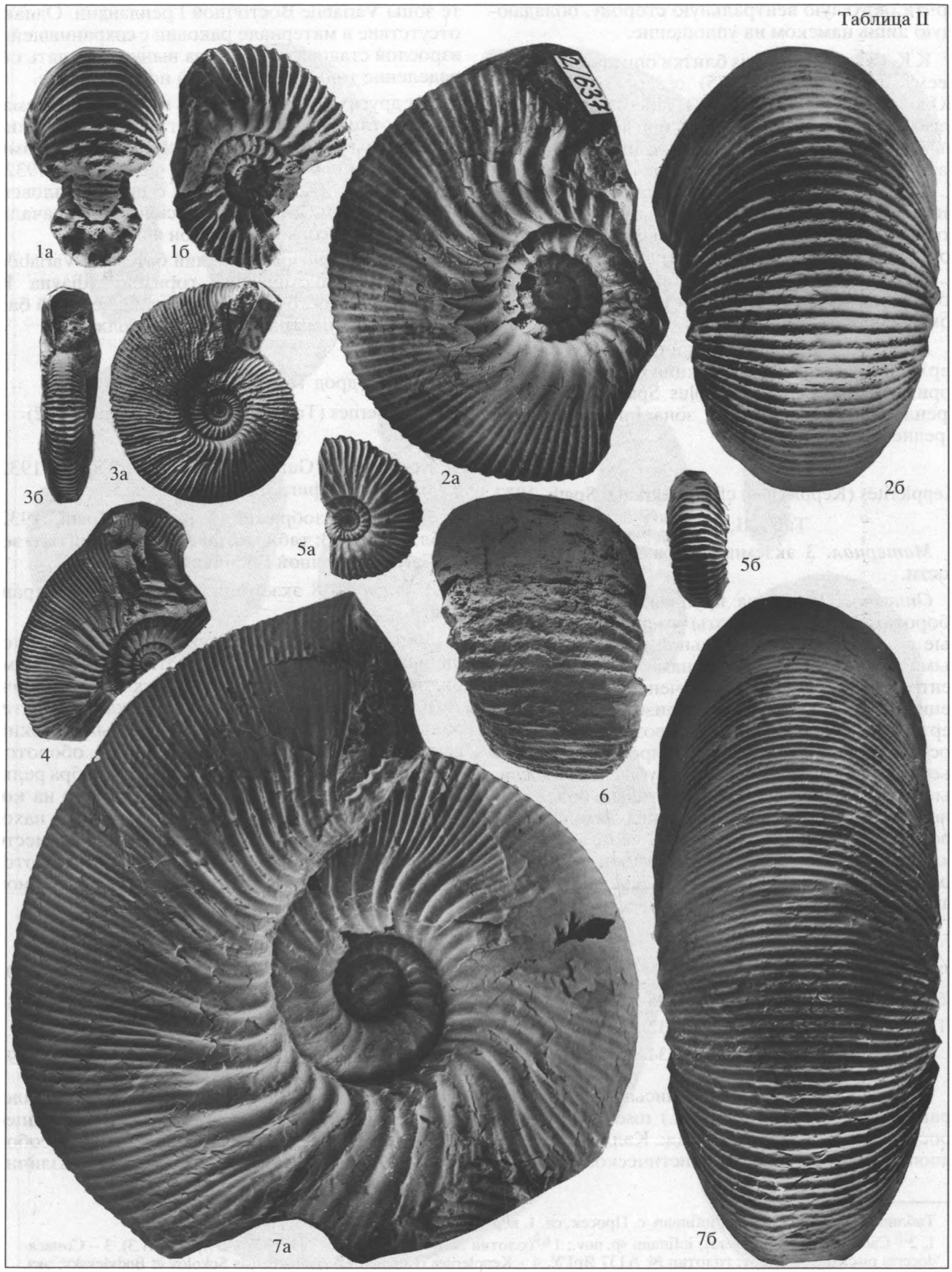
Экз.№	Д	Ш	Ш/Д	У	У/Д	ПР	ВР	РО
2/672	34*	10	0.29	11	0.32	26	60	2.3
2/671	28	9	0.32	10	0.36	–	–	–
2/655	22	8	0.36	7	0.32	22	42	1.9

Сравнение и замечания. Позднебатские кеппле-ритоидные микроконхи, относимые в настоящее время к подроду Toricellites, представляют собой группу, в которой морфологические различия

Таблица I. Аммониты зоны Infimum, с. Просек, сл. 1, верхняя часть (нат. величина, кроме фиг. 2).

1, 2 – Cadoceras (Catacadoceras) infimum sp. nov.; 1 – голотип № 2/627 ЯрГУ; 2 – экз. № 2/632 ЯрГУ (×1.3). 3 – Costacadoceras pisciculus Gulyaev; голотип № А137 ЯрГУ. 4 – Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis Sokolov et Bodylevsky; экз. № А30 ЯрГУ.

Таблица II



проявляются крайне слабо. В то же время они достаточно четко отличаются от нижнекелловейских видов Toricellites более уплощенными и тонкоребристыми оборотами. Описываемая здесь форма причислена к K. (T.) pauper, распространенному в зоне Calyx верхнего бата Восточной Гренландии (Callomon, 1993). Но от этого вида также практически неотличимы описанные P. Имлеем (Imlay, 1953a, 1953b) первоначально в составе рода Kosmoceras Waagen североамериканские K. (T.) knechteli, K. (T.) vigorosus, K. (T.) zortmanensis и K. (T.) alascanus, датируемые в настоящее время самыми верхними фаунистическими горизонтами бата (Callomon, 1984). Три первых номинальных вида Дж. Кэлломон (Callomon, 1984) объединяет под названием K. (T.) knechteli. Вероятно, сюда также следует относить и K. (T.) alascanus, который, судя по голотипу, фактически является nomen dubium.

В сборах, наряду с K. (T.) pauper, присутствуют микроконхи, отличающиеся более груборебристыми внутренними оборотами с выраженными шиповидными бугорками (табл. II, фиг. 4, 5). Они обозначены как K. (T.) aff. pauper и (если верна популярная гипотеза полового диморфизма) могут быть сопоставлены с описанным выше макроконхом K. (T.) cf. rosenkrantzi.

Распространение. Верхний бат, зона Calyx Восточной Гренландии; верхний бат, зона Infimum центра Среднего Поволжья.

Семейство Cardioceratidae Siemiradzki, 1891

Подсемейство Cadoceratinae Hyatt, 1900

Род Cadoceras Fischer, 1882

Подрод Catacadoceras Bodylevsky, 1960

Cadoceras (Catacadoceras) infimum Gulyaev et Kisselev, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1, 2; табл. II, фиг. 6; табл. III, фиг. 1, 2

Название вида от infimus (лат.) – самый нижний.

Голотип. № 2/627, ЯрГУ; с. Просек; верхний бат, зона Infimum.

Материал. 7 экземпляров различной сохранности.

Описание. Раковина среднего размера (до 90 мм), изменяется в онтогенезе от уплощенной до вздутой. Ранние обороты полуинволютные с низкой пологой умбиликальной стенкой, закругленным умбиликальным перегибом, умеренно выпуклыми латеральными сторонами и округлым, но суженным вентром. С возрастом инволютность оборотов увеличивается, умбиликальная стенка становится умеренно высокой и довольно крутой, выделяется умбиликальный перегиб, латеральные и вентральная стороны на последнем обороте сливаются в единую полого закругленную вентральную поверхность. Сечение ранних оборотов овальное, несколько вытянутое в высоту. По мере роста раковины ширина оборотов увеличивается и становится равной высоте при диаметре 50–60 мм. На последних оборотах сечение превращается в широкое округлотрапециевидное. Ребра рельефные, на ранних оборотах тонкие и густые, в онтогенезе становятся все более грубыми и широкими, сохраняются до конечного устьевого края. Первичные ребра на поздних оборотах приподнимаются в виде высоких острых гребней. Вторичные ребра на вентральной стороне ранних и средних оборотов образуют хорошо выраженный выгиб; на поздних оборотах выгиб становится все более пологим. На вентральной стороне второй половины конечной жилой камеры вторичные ребра ослабляются, но вновь усиливаются вблизи апертуры. Точка ветвления ребер находится на уровне 1/2 высоты оборота. Протяженность конечной жилой камеры до 2/3 оборота.

Размеры (мм) и отношения:

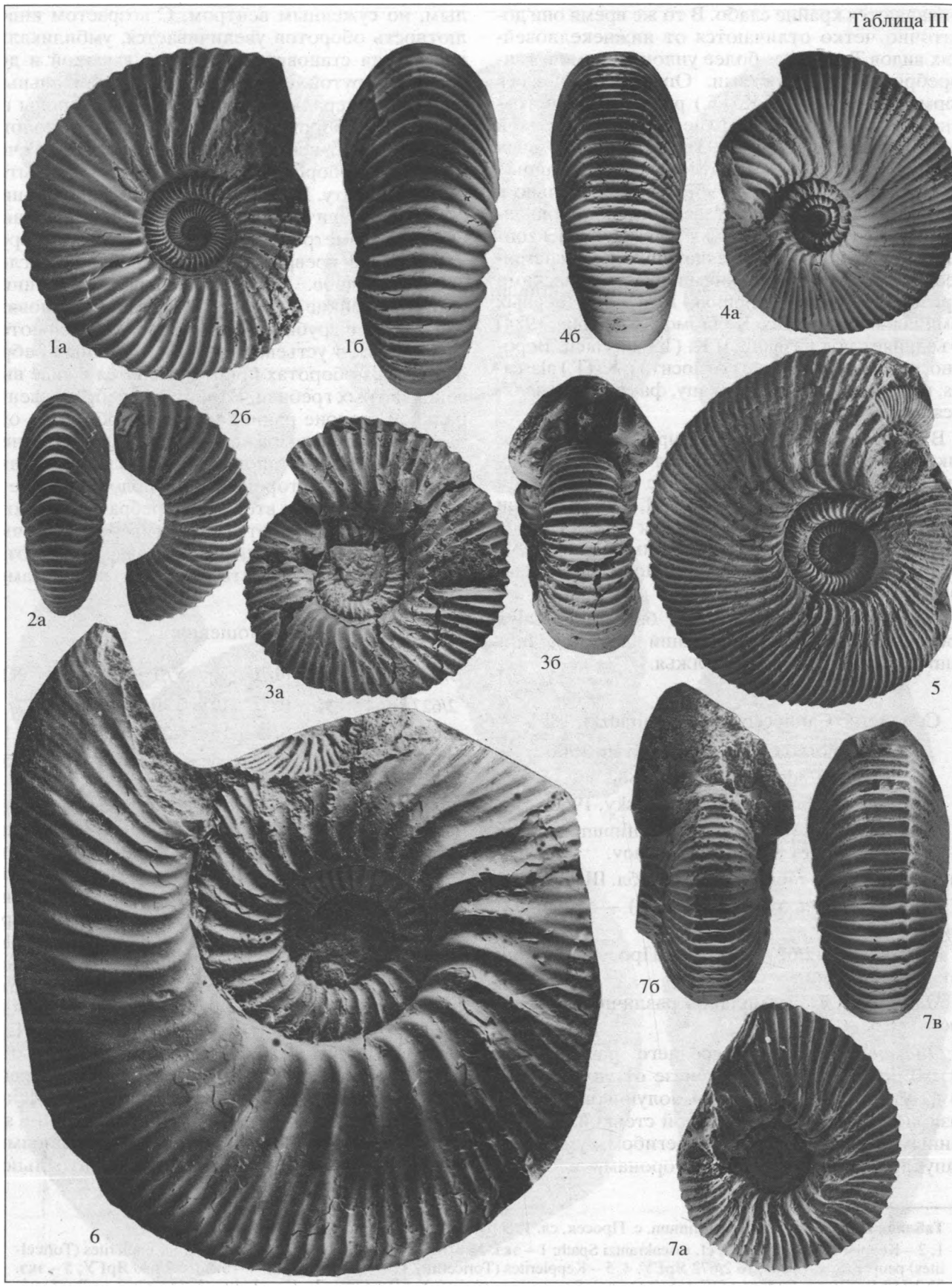
Экз.№	Д	Ш	Ш/Д	У	У/Д	ПР	ВР	РО
2/627	64	32	0.50	19	0.30	15	30	2
2/628	55	25	0.45	16	0.29	14	29	2.1
2/632	22	8	0.36	6	0.27	22	33	1.5

Сравнения и замечания. К описываемому виду наиболее морфологически близок C. (C.) barnstoni (Meek), распространенный в верхнем бате Арктической циркумполярной области почти повсеместно (зона Variabile Восточной Гренландии (Callimon, 1993), зона Barnstoni Северной Сибири (Меледина, 1994), Арктической Канады (Frebold, 1964) и Северного Юкона (Poulton, 1987)). В настоящее время в качестве синонимов C. (C.) barnstoni рассматриваются выделенные В.И. Бодылевским (1960) и Р.С. Воронец (1962) C. (C.) laptievi Bodylevsky, C. (C.) ognevi Bodylevsky, C. (C.) subcalyx Voronetz, C. (C.) subcatostoma Voronetz, C. (C.) ventroplanum Voronetz (Poulton, 1987; Меледина, 1994). От всех этих форм C. (C.) infimum sp. nov. Отличается более высокими (стройными) внутренними оборотами, суженной вентральной

Таблица II. Аммониты зоны Infimum, с. Просек, сл. 1, верхняя часть (нат. величина).

1, 2 – Kepplerites (Kepplerites) cf. rosenkrantzi Spath; 1 – экз. № 6/1 ЯГПУ; 2 – экз. № 2/637 ЯрГУ. 3 – Kepplerites (Toricellites) pauper (Spath); экз. № 2/672 ЯрГУ. 4, 5 – Kepplerites (Toricellites) aff. pauper (Spath); 4 – экз. № 2/640 ЯрГУ; 5 – экз. № 2/663 ЯрГУ. 6 – Cadoceras (Catacadoceras) infimum sp. nov.; экз. № 6/3 ЯГПУ. 7 – Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis Sokolov et Bodylevsky; экз. № 2/675 ЯрГУ.

Таблица III



стороной и сравнительно сильно выгнутыми на ней вторичными ребрами. Таковы же отличия и от C. (C.) catostoma Pompeckj sensu Imlay из основания нижнего келловея Южной Аляски (Imlay, 1953b, 1975; Callomon, 1984). В этом же районе известен C. (C.) moffiti Imlay, датируемый верхами бата (фауна Iniskinites intermedius (Imlay)) (Callomon, 1984). Провести с ним сравнение практически невозможно из-за неудовлетворительной представленности типового материала. Можно лишь отметить, что C. (C.) infimum sp. nov. отличается от C. (C.) moffiti более тонкими ребрами.

Распространение. Верхний бат, зона Infimum центра Среднего Поволжья.

Род Costacadoceras Rawson, 1982

Costacadoceras pisciculus Gulyaev, 1997

Табл. I, фиг. 3

?Pseudocadoceras aff. nanseni: Ефремова и др., 1983, с. 130, табл. 10, фиг. 4.

Costacadoceras pisciculus: Гуляев, 1997, с. 39, табл. 5, фиг. 2, 3.

Голотип. № A137, ЯрГУ; с. Просек; верхний бат, зона Infimum.

Материал. 7 экземпляров различной сохранности.

Описание. Раковина небольшая (до 50 мм), уплощенная. Обороты полуинволютные с низкой пологой умбиликальной стенкой, слабо или умеренно выпуклыми латеральными сторонами и узкозакругленной вентральной стороной. Сечение оборотов овальное, несколько вытянутое в высоту. Ребра рельефные, на ранних оборотах тонкие и густые, с возрастом становятся более грубыми и разреженными. Первичные ребра на конечной жилой камере приподнимаются в виде острых гребней. Вторичные ребра на вентральной стороне образуют хорошо выраженный суженный выгиб. Ветвление ребер происходит на уровне 1/2 высоты оборота. Протяженность конечной жилой камеры 2/3 оборота.

Размеры (мм) и отношения:

Экз.№	Д	Ш	Ш/Д	У	У/Д	ПР	ВР	РО
A137	48*	16	0.33	17	0.35	13	26	2
A139	40	13	0.33	15	0.38	15	26	1.7
2/630	30	10	0.33	11	0.37	16	24	1.5

Сравнение и замечания. От C. bluethgeni Rawson описываемый вид отличается более эволютной раковиной, менее широкими взрослыми оборотами, грубой и разреженной скульптурой и сравнительно высоким коэффициентом ветвления ребер. От микроконхов, обозначенных Дж. Кэлломоном и Т. Биркелунд (Callomon, 1985) в качестве "аллотипов" Cadoceras (Catacadoceras) cranocephaloide (Callomon et Birkelung) (табл. 1, фиг. 2) и C. (Paracadoceras) apertum Callomon et Birkelund (табл. 3, фиг. 1), C. pisciculus отличается более узкой вентральной стороной, сильнее выгнутыми на ней ребрами, более разреженной скульптурой взрослых оборотов. С описываемым видом очень сходен фрагмент раковины из зоны Ishmae (?) бассейна р. Печоры, изображенный в работе (Репин, Рашван, 1996, табл. 30, фиг. 7) как Costacadoceras bluetgeni Rawson.

Распространение. Верхний бат, зона Infimum центра Среднего Поволжья; (?) верхний бат Земли Франца-Иосифа.

ВОЗРАСТ ФАУНЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ

На основании вертикального распространения аммонитов в описанной выше части разреза юрских отложений района сел Просек и Исады представляется возможным выделить три последовательно сменяющих друг друга фаунистических комплекса (ф1, ф2, ф3 на рис. 2). Большинство видов в пределах каждого из них встречается совместно. Диапазоны распространения комплексов в стратиграфическом смысле соответствуют фаунистическим горизонтам, названным по наиболее характерным видам рода Cadoceras. Нижний горизонт C. infimum соответствует приблизительно верхней трети слоя 1, горизонт C. elatmae – средней и частично верхней третям слоя 2, горизонт C. surense – самой верхней части слоя 2.

Оба верхних горизонта (ф2 и ф3), содержащие классические для Русской равнины виды – C. (P.) elatmae Nik., C. ("B.") simulans Spath, C. (C.) surense Nik. и др., датируются зоной Elatmae нижнего келловея. Комплекс аммонитов нижнего горизонта C. infimum (ф1) существенно отличается от комплексов зоны Elatmae более ограниченным разнообразием семейств (только Kosmoceratidae и Cardioceratidae), резким преобладанием подрода Kepplerites s. str. [= Seymourites Kilian et Reboul] и присутствием подрода Catacadoceras. Фауны сходного состава ранее были известны лишь в верх-

Таблица III. Аммониты зоны Infimum, с. Просек, сл. 1, верхняя часть (нат. величина, кроме фиг. 3).

1, 2 – Cadoceras (Catacadoceras) infimum sp. nov.; 1 – экз. № 2/628 ЯрГУ; 2 – экз. № 2/631 ЯрГУ. 3 – Cadoceras (Catacadoceras) barnstoni (Meek); внутренние обороты лектотипа Cadoceras subcalyx Voronetz (Воронец, 1962, табл. 20, фиг. 1), ЦНИГР музей (С.-Петербург), № 46/9209 (18б); верхний бат, зона Barnstoni; низовья р. Лены, р. Чубукулах. 4, 5 – Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis Sokolov et Bodylevsky; 4 – экз. № 2/642 ЯрГУ; 5 – экз. № 6/2 ЯГПУ. 6, 7 – Kepplerites (Kepplerites) cf. / aff. svalbardensis Sokolov et Bodylevsky; 6 – экз. № 6/0 ЯГПУ; 7 – экз. № 6/4 ЯГПУ.

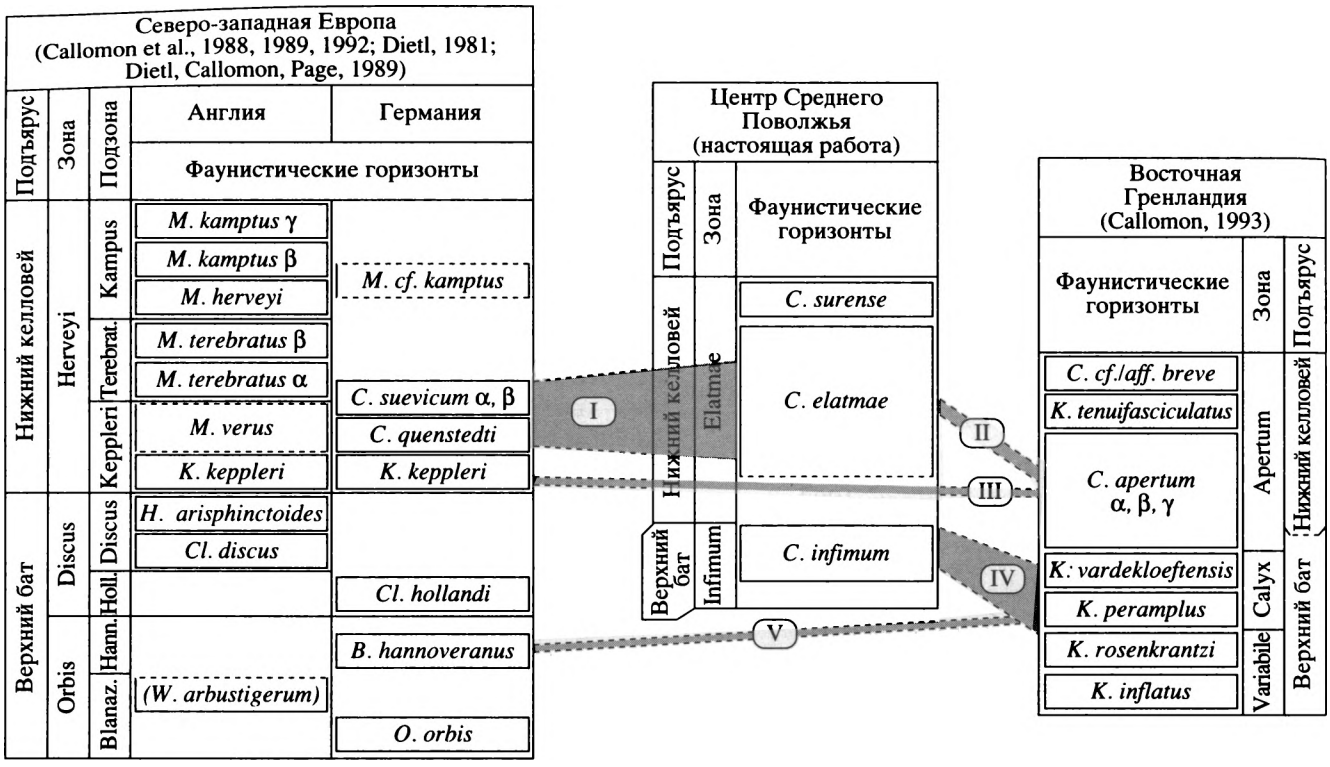


Рис. 3. Сопоставление по аммонитам инфразональных схем пограничных отложений бата и келловея в изученном районе (центр Среднего Поволжья), Северо-западной Европе (Англия, Германия) и Восточной Гренландии.

I – корреляция по C. elatmae (Nik.) (горизонт C. elatmae, зона Elatmae; Русская равнина) и C. quenstedti Spath, C. suevicum Call. et al. [= C. elatmae] (подзона Keppleri и основание подзоны Terebratus, зона Herveyi; Германия). II – корреляция по C. frearsi (d'Orb.) (зона Elatme; Русская равнина (Сазонов, 1957)) и C. cf. / aff. frearsi (d'Orb.) (горизонты C. apertum, зона Apertum; Восточная Гренландия). III – корреляция по K. keppleri (Opp.) (горизонт Keppleri, подзона Keppleri, зона Herveyi; Северо-западная Европа) и K. cf./aff. keppleri (Opp.) (горизонты C. apertum, зона Apertum; Восточная Гренландия). IV – корреляция по K. svalbardensis Sok. et Bodyl., K. cf. rosenkrantzi Spath, K. pauper Spath, C. infimum sp. nov. (зона Infimum; центр Среднего Поволжья) и K. svalbardensis Soc. et Bodyl., K. rosenkrantzi Spath, K. pauper Spath, C. barnstoni (Meek) (зона Calyx и верхи зоны Variabile; Восточная Гренландия). V – корреляция по K. peramplus Spath (горизонт K. peramplus, зона Calyx; Восточная Гренландия) и K. cf. / aff. peramplus Spath (горизонт B. hannoveranus, подзона Hannoveranus, зона Orbis; Германия).

Blanaz. – Blanazense, Hann. – Hannoveranus, Holl. – Hollandi, Terebrat. – Terebratus, B. – Bullatimorphites, C. – Cadoceras, Cl. – Clidoniceras, H. – Homoeoplanulites, K. – Kepplerites, M. – Macrocephalites, O. – Oxycerites, W. – Wagnericeras.

нем бате арктических регионов – Восточной Гренландии (Spath, 1932; Callomon, 1993 и др.) и Шпицбергена (Ершова, 1983; Kopik, Wierzbowski, 1988 и др.). Значительная удаленность этих территорий и отсутствие в сборах принятых видов-индексов не позволяют однозначно сопоставить горизонт C. infimum с каким-либо из существующих бореальных зональных подразделений. Это дает основания для выделения местной биостратиграфической зоны Infimum, располагающейся непосредственно ниже зоны Elatmae и ограничивающейся пределами распространения характерного комплекса фауны. Поскольку самая нижняя часть глин зоны Elatmae (сл. 2) фаунистически не охарактеризована, ее граница с зоной Infimum проводится до известной степени условно – по границе слоев 1 и 2. Важно отметить, что литологические признаки на этом уровне исключают наличие перерыва в осадконакоплении, а следовательно, и значительного хронологического перерыва между фазами Infimum и Elatmae.

Установить возраст зоны Infimum по отношению к стандартной шкале можно двумя взаимодополняющими путями. Один из них – это непосредственная корреляция по аммонитам с хорошо разработанными зональными и инфразональными шкалами бореальной (арктической) средней юры. Однако здесь существуют затруднения, вызванные тем, что эти шкалы из-за резкой географической дифференциации аммонитовых фаун сами зачастую скоррелированы с западноевропейским стандартом лишь условно. Так, до недавнего времени существовали значительные разногласия в понимании границы бореального бата и келловея (см., например, (Меледина, 1986; Сей, Калачева, 1992)). Причем несоответствие дости-

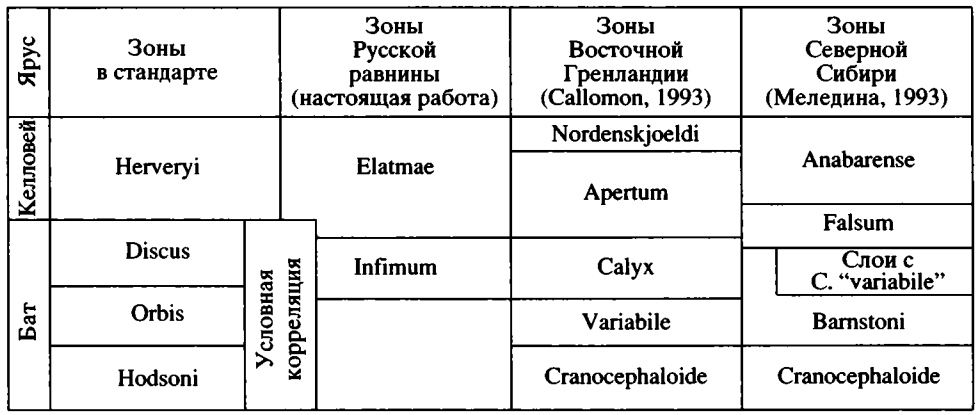


Рис. 4. Предлагаемый вариант стратиграфического положения зоны Infimum и зональной корреляции пограничных отложений бата и келловея Северо-Западной Европы, Русской равнины, Восточной Гренландии и Северной Сибири.

гало интервала до подъяруса. Сейчас дискуссия здесь идет о положении одной зоны (Меледина, 1994).

По этой причине весьма полезным является второй путь выяснения возраста зоны Infimum – по сопоставлению с вышерасположенной зоной Elatmae, возраст которой относительно стандарта точно установлен.

В последнее десятилетие проводились многочисленные ревизионные исследования бат-келловейских отложений Англии и Германии (Callomon et al., 1988, 1989, 1992; Dietl, Callomon, 1988; Page, 1989). Их результатом стало уточнение вертикальных диапазонов распространения видов и разработка детальных инфраподзональных шкал нижнего келловея и верхов бата Северо-западной Европы. В данном случае для нас наиболее важным является выяснение точного стратиграфического положения изображенных Ф. Квенштедтом форм Cadoceras из Швабского альба Германии (Quenstedt, 1847, табл. 14, фиг. 6; 1887, табл. 79, фиг. 1–7), которые еще С.Н. Никитин (1878) сравнивал с установленным им C. (P.) elatmae. Позднее одна из этих форм (Quenstedt, 1887, табл. 79, фиг. 7) была номинально выделена Л. Спэтом (Spath, 1932) в новый вид C. quenstedti, а другая (Quenstedt, 1847, табл. 14, фиг. 6; 1887, табл. 79, фиг. 3) – получила название C. suevicum (Callomon et al., 1989). C. quenstedti и C. suevicum датируются одноименными горизонтами, расположенными непосредственно над горизонтом K. keppleri, который фиксирует нижнюю границу зоны Herveyi и келловейского яруса в суббореальных районах Западной Европы (рис. 3). Несомненно, что C. quenstedti очень близок к C. (P.) elatmae, а C. suevicum идентичен ему. Это позволяет сопоставлять нижнюю границу восточно-европейской зоны Elatmae с основанием стандартной зоны Herveyi (Сей, Калачева, 1992; Callomon, 1993), а возможно даже опустить ее несколько ниже, поскольку не исключено более раннее появление бореальных форм типа C. (P.) elatmae на Русской платформе, по сравнению с Западной Европой (рис. 3). На этом основании расположенная ниже зоны Elatmae зона Infimum должна относиться к батскому ярусу и сопоставляться не выше, чем с зоной Discus стандарта.

Комплекс аммонитов зоны Infimum типично бореальный и, как было сказано, сходен с комплексами верхнего бата Восточной Гренландии, в которых присутствуют те же формы кепплеритов (Callomon, 1993). Из встреченных в зоне Infimum видов – Kepplerites (Toricellites) pauper (Spath) указывается в верхнем горизонте K. vardekloeftensis восточно-гренландской зоны Calyx, K. (Kepplerites) svalbardensis Sok. et Bodyl. – в нижнем горизонте K. peramplus той же зоны, а K. (K.) rosenkrantzi Spath (cf. rosenkrantzi) характерен для верхнего одноименного горизонта предшествующей зоны Variabile (рис. 3). Для этой же зоны типично присутствие подрода Cadoceras (Catacadoceras), хотя поздние его представители отмечаются и в основании зоны Calyx. Таким образом, зона Infimum на первый взгляд должна фаунистически соответствовать сразу трем восточно-гренландским горизонтам, каждый из которых содержит свой уникальный набор видов. Это маловероятно, поскольку все аммониты зоны Infimum образуют единый комплекс. Скорее всего, зону Infimum следует сопоставлять в основном с нижней половиной зоны Calyx (горизонт K. peramplus), так как отмечающийся в Восточной Гренландии на этом уровне K. (K.) svalbardensis доминирует во встреченном комплексе фауны. Из других видов кепплеритов – K. (T.) pauper из-за незначительных морфологических различий между верхнебатскими микроконхами этого рода (см. описание вида) малопригоден для надежной корреляции, а представленный единичными эк-

земплярами K. (K.) cf. rosenkrantzi мог просуществовать на периферии ареала несколько дольше и поэтому встречаться в более поздних комплексах.

Дж. Кэлломон сопоставляет зону Calyx с западноевропейской стандартной зоной Orbis благодаря находке в ее верхней подзоне Hannoveranus сходного с восточно-гренландскими формами Kepplerites (Kepplerites) cf./aff. peramplus Spath (Dietl, Callomon, 1988; Callomon, 1993) (рис. 3). Сложно судить, насколько достоверна такая корреляция, но с этой точки зрения зона Infimum так же должна быть сопоставлена с зоной Orbis, а нижняя часть зоны Elatmae соответственно опущена до уровня стандартной верхнебатской зоны Discus. Какие-либо другие аргументы в пользу последнего заключения отсутствуют. Зато имеются явно противоречащие ему факты, позволяющие сопоставить нижнюю границу зоны Elatmae с основанием зоны Herveyi или, в крайнем случае, опустить ее несколько ниже, но никак не до уровня целой зоны (см. выше). Исходя из этого противоречия, положение зоны Infimum относительно стандарта верхнего бата остается не совсем ясным и может колебаться в пределах верхней части зоны Orbis и зоны Discus (рис. 4).

Вид-индекс выделенной зоны – Cadoceras (Catacadoceras) infimum sp. nov. близок к C. (C.) barnstoni (Meek) – индексу зоны, установленной в верхнем бате Северного Юкона, Арктической Канады (Poulton, 1987) и Северной Сибири (Меледина, 1991, 1994). Т. Пултон сопоставляет зону Barnstoni с верхней частью зоны Variabile и основанием зоны Calyx, С.В. Меледина (1994) – только с зоной Variabile. В Восточной Гренландии формы, сходные с C. (C.) barnstoni, отмечаются преимущественно в верхах зоны Variabile, но, как уже говорилось, отдельные поздние представители C. (Catacadoceras) указываются и в основании зоны Calyx (Callomon, 1993). В морфологии C. (C.) infimum, по сравнению с типичными представителями C. (C.) barnstoni из арктических регионов, можно отметить наличие эволюционно более продвинутых признаков. Так, суженная вентральная сторона и существенно выгнутые на ней ребра делают молодые обороты C. (C.) infimum похожими на внутренние обороты некоторых нижнекелловейских представителей подрода C. (Paracadoceras), например, C. (P.) frearsi (d'Orbigny). Это может свидетельствовать о несколько более молодом возрасте среднерусского вида по сравнению с C. barnstoni. Скорее всего, зону Infimum, как и зону Calyx, следует сопоставлять с верхней частью сибирской зоны Barnstoni (рис. 4). В зональной схеме Северной Сибири этому уровню соответствуют слои с C. variabile Spath. Аммонит с Анабарской губы, изображенный С.В. Мелединой (1994, табл. 6, фиг. 2) как C. variabile, отличается от восточно-гренландских форм этого вида менее грубой, раньше сглаживающейся в онтогенезе скульптурой и более пологой умбиликальной стенкой взрослых оборотов; по-видимому он должен быть причислен к подроду Cadoceras (Paracadoceras), ранние представители которого – C. (P.) ammon Spath, C. (P.) victor Spath и др. в Восточной Гренландии впервые появляются в зоне Calyx.

ВЫВОДЫ

В центре Среднего Поволжья в отложениях, залегающих ниже уровня нижнекелловейской зоны Elatmae, обнаружена богатая ископаемая фауна морских беспозвоночных. Встреченный комплекс аммонитов типично бореальный и не имеет аналогов в европейской части России, что позволяет обозначить пределы его распространения как местную биостратиграфическую зону Infimum, непосредственно предшествующую зоне Elatmae.

Судя по составу фауны аммонитов и положению относительно зоны Elatmae зона Infimum должна относиться к верхнему бату. Ее можно сопоставить в основном с нижней частью зоны Calyx Восточной Гренландии и с верхней частью зоны Barnstoni Северной Сибири. Корреляция с западноевропейской стандартной шкалой верхнего бата по причине противоречивости данных условна, – положение зоны Infimum может колебаться в пределах верхней части зоны Orbis и зоны Discus стандарта.

Полученные данные свидетельствуют, что бореальная среднеюрская трансгрессия в Восточной Европе уже в конце бата, в фазу Infimum, достигла центральной части Среднего Поволжья. Сформировавшийся к этому времени морской бассейн, по-видимому, представлял собой неширокий залив, протянувшийся от района Печорской низменности до широты Среднего Поволжья. Однако единичность находки достоверных морских фаций не позволяет проследить положение и конфигурацию меридиональных границ этого бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 96-05-64934.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бодылевский В.И. Келловейские аммониты Северной Сибири // Зап. Ленингр. горн. ин-та. 1960. Т. 37. С. 49–82.

Бодылевский В.И. Юрская система // Геология СССР: Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. Ч. 1. С. 632–665.

Воронец Н.С. Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. Л.: Госгеолтехиздат, 1962. 237 с.

Герасимов П.А., Казаков М.П. Геология юго-восточной части Горьковской обл., МАССР и ЧАССР. Лист 90. М.: ГОНТИ, 1939. 119 с.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. Очерки региональной геологии СССР. Вып. 5. М.: Изд. МГУ, 1962. 195 с.

Гуляев Д.Б. Новые аммониты семейства Cardioceratidae из нижнего келловея Русской платформы // Палеонтол. журн. 1997. № 1. С. 37–41.

Ершова Е.С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: Севморгеология, 1983. 88 с.

Ефремова В.И., Меледина С.В., Нальняева Т.И. Юрские головоногие с острова Чамп (Земля Франца-Иосифа) // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 125–137.

Кулинич Г.С., Фридман Б.И. Геологические путешествия по Горьковской земле. Горький: Волго-Вятское кн. изд-во, 1990. 192 с.

Меледина С.В. Проблемы корреляции бореального бата и пограничных слоев бата и келловея // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1986. С. 102–111.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 182 с.

Меледина С.В. Зональная схема "бореального бата" – нижнего келловея Сибири // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С. 125–154.

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловея). Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.

Никитин С.Н. Аммониты группы Amaltheus funiferus Phill. // Bull. Soc. Nat. Moscou. 1878. Т. 53. № 2. P. 81–160.

Олферьев А.Г. Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 48–61.

Палеогеография Севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.

Репин Ю.С., Рашван Н.Х. Келловейские аммониты Саратовского Поволжья и Мангышлака. СПб: Мир и семья-95, 1996. 256 с.

Сазонов Н.Т. Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 156 с.

Сазонов Н.Т. Новые данные о келловейских, оксфордских и кимериджских аммонитах // Фауна мезозоя Европейской части СССР и Средней Азии. М.: Недра, 1965. С. 3–49.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1967. 261 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Граница батского и келловейского ярусов в бореальных и суббореальных районах России // Отечеств. геология. 1992. № 10. С. 47–52.

Сибирцев Н.М. Заметка о юрских образованиях в северной части Нижегородской губернии (Макарьевском, Семеновском и Балахнинском уездах) // Зап. СПб мин. общ. 1886. Ч. 23. С. 72–81.

Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 434 с.

Юрская система // Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1972. 552 с.

Callomon J.H. A review of the Biostratigraphy of the Post-Lower Bajocian, Jurassic Ammonites of Western and Northern North America // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1984. № 27. P. 143–174.

Callomon J.H. The evolution of the Jurassic Ammonite Family Cardioceratidae // Spec. Pap. in Paleont. 1985. № 33. P. 49–90.

Callomon J.H. The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Greenland // Bull. geol. Soc. Denmark. 1993. V. 40. P. 83–113.

Callomon J.H., Dietl G., Page K.N. On the ammonite faunal horizons and standard zonations of the Lower Callovian Stage in Europe // 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy. Lisboa, 1988. P. 359–376.

Callomon J.H., Dietl G., Niederhofer H.-J. Die Ammonitenfaunen-Horizonte im Grenzbereich Bathonium / Callovium des Schwabischen Juras und deren Korrelation mit W-Frankreich und England // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 1989. № 148. S. 1–13.

Callomon J.H., Dietl G., Niederhofer H.-J. On the true stratigraphic position of Macrocephalites macrocephalus (Schlotheim, 1813) and the nomenclature of the standard Middle Jurassic "Macrocephalus Zone" // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 1992. № 185. P. 1–65.

Dietl G. Über Macrocephalites (Ammonoidea) aus dem Aspidoides-Oolith und die Bathonium / Callovium-Grenzschichten der Zollernalb (SW-Deutschland) // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 1981. № 68. S. 1–15.

Dietl G., Callomon J.H. Der Orbis-Oolith (Ober-Bathonium, Mittl. Jura) von Sengenthal / Opf., Frank. Alb, und seine Bedeutung fur die Korrelation und Gliederung der Orbis-Zone // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 1988. № 142. S. 1–31.

Frebold H. Oberer Lias und unteres Callovian in Spitzbergen // Skr. om Svalbard og Ishavet. 1929. № 20. S. 1–24.

Frebold H. The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Cadoceratinae // Geol. Surv. Canada. 1964. Bull. 119. P. 1–29.

Imlay R.W. Callovian (Jurassic) Ammonites from United States and Alaska. Part 1. Western Interior United States // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1953a. № 249-A. P. 1–39.

Imlay R.W. Callovian (Jurassic) Ammonites from the United States and Alaska. Part 2. Alaska Peninsula and Cook Inlet Regions // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1953b. № 249-B. P. 41–108.

Imlay R.W. Stratigraphic Distribution and Zonation of Jurassic (Callovian) Ammonites in Southern Alaska // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1975. № 836. P. 1–28.

Keyserling A. Wissenschaftliche Beobachtung auf einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843. St.-Pt., 1846. 408 s.

Kopik J., Wierzbowski A. Ammonites and stratigraphy of the Bathonian and Callovian at Janusfjellet and Wimanfjellet,

Sassenfjorden, Spitsbergen // Acta Palaeontol. 1988. V. 33. № 2. P. 145–168.

Page K.N. A stratigraphical revision for the English Lower Callovian // Proc. Geol. Ass. 1989. № 100(3). P. 363–382.

Paulton T.P. Zonation and Correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) Ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine River, Northern Yukon // Bull. Geol. Surv. Canada. 1987. № 358. P. 1–155.

Quenstedt F.A. Petrefaktenkunde Deutschlands. I. Cephalopoden (1847) // Atlas zu den Cephalopoden. Tubingen: Fues, 1945–1949.

Quenstedt F.A. Die Ammoniten des schwabischen Jura. II. Der Braune Jura. Stuttgart: Schweizerbart, 1886–1887. S. 441–815; Taf. 55–90.

Sokolov D.N., Bodylevsky W.I. Jura- und Kreidenfaunen von Spitzbergen // Skr. om Svalbard og Ishavet. 1931. № 35. S. 1–151.

Spath L.F. The invertebrate faunas of the Bathonian–Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland) // Medd. Groenland. 1932. V. 87. № 7. P. 1–158.

Рецензенты В.А. Басов, К.И. Кузнецова

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 95–109

УДК 551.8:551.734.2(571.1/5)

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ РАННЕДЕВОНСКИХ МОРЕЙ СИБИРИ

© 1999 г. В. Н. Дубатолов*, В. И. Краснов**

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

** Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Министерство природных ресурсов, 630104 Новосибирск, Красный проспект, 67, Россия

Поступила в редакцию 26.03.97 г.

На основе анализа пространственно-временного распространения видовых комплексов табулят и других бентосных организмов, органогенных построек и литологических данных установлены расположение и очертание морей и континентов в раннем девоне на территории современной Сибири. Впервые составлены палеоландшафтные карты сибирских морей для лохковского и эмсского веков. В Салаирском, Западно-Сибирском, Таймырском и Средне-Сибирском морях в лохкове установлено 9, а в эмсе 12 палеоландшафтов и ряд палеоландшафтных районов. Приводятся сведения о распространении и границах палеоландшафтов, особенностях рельефа и субстратов морского дна, о расположении зон активных тектонических движений и интенсивного вулканизма, о гидродинамике, солености, температуре и освещенности придонных вод, особенностях бентосного населения. Прослежены зоны образования органогенных построек, сделан вывод о принадлежности сибирских морей к субтропическому поясу. Намечены четыре корреляционных интервала – раннелохковский, позднелохковский, раннеэмсский и позднеэмсский, каждый из которых характеризуется близкими видовыми ассоциациями табулят.

Ключевые слова. *Палеоландшафт, лохков, эмс, шельф, бентосные организмы, осадки, вулканизм, Ангарида, Казахстания.*

Проблемы, связанные с исследованиями палеоландшафтов морских бассейнов геологического прошлого, являются достаточно сложными. Тем не менее решение их могло бы раскрыть не только неизвестные науке стороны геологического развития морских бассейнов и эволюции биоты, но и выявить условия среды формирования осадков и образования осадочных полезных ископаемых. Исследования по палеоландшафтам девонского периода Сибири проведены впервые, поэтому авторы сочли необходимым сосредоточить внимание на анализе двух геохронологических интервалов раннего девона – лохковского и эмсского, для которых и осуществлены палеоландшафтные реконструкции.

Материалом для этой цели послужило многолетнее изучение авторами большого количества геологических разрезов и кернового материала глубоких скважин, пробуренных в Алтае-Саянской области и на Западно-Сибирской равнине, а также наблюдения обнаженных разрезов на Восточном Урале. По Таймыру использованы результаты исследований С.В. Черкесовой и ее коллег (Стратиграфия и фауна..., 1994), а также коллекция табулят (около 15000 шлифов), собранные М.А. Смирновой в течение двух десятилетий. Кроме того, по Западно-Сибирской равнине учтены опубликованные материалы, в первую очередь работы, обобщающие стратиграфо-палеонтологические исследования (Палеозой юго-востока..., 1984; Стратиграфия палеозойских..., 1990).

Прежде, чем приступить к характеристике палеоландшафтов, авторы сочли необходимым остановиться на определении самого понятия палеоландшафт. Можно было бы использовать существующее понятие современного географического ландшафта (Берг, 1936; Сочава, 1986), однако палеоландшафты могут быть реконструированы лишь с помощью геологической летописи. Поэтому в основе его определения должны быть несколько иные признаки и, в первую очередь, строение и рельеф морского дна (субстрата), глубины морских бассейнов, степень освещенности морских вод, соленость, гидродинамический режим, состав биоценозов бентоса и пелагиали. Проблем изучения ландшафтов современных морей касался Б.В. Преображенский (1986), но он ограничил свои исследования лишь коралловыми островами. Много внимания изучению физической географии современного мирового океана уделяли исследователи-маринисты (Лымарев, 1988; и др.), однако морские ландшафты не изучались. О возможности ландшафтного районирования геологического прошлого писали Л.Б. Рухин (1959), А.В. Гольберт и др. (1968),

В.П. Макридин (1985), В.П. Макридин, С.В. Мейен (1988), но их работы были посвящены ландшафтам отдельных морей мезозоя. По ландшафтам палеозойских морских акваторий, в том числе и девонских, исследования пока не проводились.

Для восстановления ландшафтов древнейших эпох наблюдение непосредственных природных явлений полностью исключено. Реконструкции их возможны лишь с помощью анализа литологических особенностей и остатков организмов, захороненных в геологических пластах. Именно в этом, с точки зрения авторов, заключается отличие подхода к изучению палеоландшафтов и современных ландшафтов. Поэтому возникла необходимость дать свою трактовку определения понятия палеоландшафта. Это участок земной поверхности (территория или акватория), который охарактеризован совокупностью природных компонентов. Они определяют географические особенности региона, отличают его от пограничных с ним регионов условиями формирования осадков, вулканизма и жизнеобитания животного и растительного мира. Все это составляет единую систему четко взаимодействующих между собой природных факторов – температуру воды и воздуха, солнечную радиацию, гидродинамику, соленость воды, разрушение породных комплексов, их перемещение по латерали, состав биоценозов.

Это определение относится к понятию палеоландшафта в целом для любых географических условий. Тем не менее специфичность морских акваторий, особенности их развития приводят к необходимости дать для них особое определение, наиболее полно отражающее эти особенности. Вот это определение: морской палеоландшафт – это участок акватории со сравнительно однородным комплексом природных компонентов. Они составляют часть морского дна с присущим ему рельефом и расположенную над ним толщу воды. В совокупности морской палеоландшафт характеризуется комплексом геоморфологических, климатических природных компонентов, составом различных субстратов морского дна, отражающих тектоническую и вулканическую деятельность, гидродинамическим режимом, определенной соленостью вод, видовым составом животных и растений. Все компоненты морского палеоландшафта находятся во взаимодействии и развитии.

По содержанию термин палеоландшафт сравнительно близок к термину биогеоценоз, в котором основное внимание уделяется растительному и животному миру, то есть биоценозу (фито- и зооценозу) в связи с экотопом, составляющим среду обитания (Сукачев, 1944). Уточняя понятие биогеоценоза, В.Н. Сукачев отмечал, что для него характерна определенная, только ему присущая система взаимовлияний, как между растениями, так и между почвой и атмосферой (Сукачев, 1945). Таким образом, по содержанию понятие палеоландшафта более широкое. Оно охватывает все взаимоотношения между растительным и животным миром и условиями среды обитания, а также такие важные природные компоненты, как тектонические и вулканические явления, особенности осадконакопления.

Морской палеоландшафт может быть подразделен на палеоландшафтные районы, которые составляют часть палеоландшафта, различаются особенностями внутреннего строения составляющих его компонентов. Другим крупным палеогеографическим подразделением является географический пояс. Это понятие в настоящей работе использовано в принятом в физической географии значении.

Выводы об условиях среды основаны на анализе литологических и палеонтологических данных, поэтому они и положены в основу исследований палеоландшафтов. Учтены тафономические и морфофункциональные наблюдения, обобщения данных о пространственно-временном распространении видов и родов ископаемых организмов в совокупности с анализом влияния тектонического развития и вулканических процессов на формирование условий среды. Таким образом, палеонтология, стратиграфия и литология (Соколов, 1987) явились для авторов ключевыми науками при изучении палеоландшафтов девонских морей Сибири. Например, глубины в палеобассейнах определялись с помощью изучения размерности осадков, их текстурных особенностей (волноприбойные знаки и др.), присутствия среди бентосного населения водорослей, которые не могли обитать глубже 150 м в тропическом поясе, а в субтропическом не глубже 100 м. Показателями глубин в палеобассейнах являлись многочисленные наблюдения замуровывания в скелетной структуре колониальных организмов инородных тел различных размеров (Дубатолов, 1982), распространение биогермных построек и рифов. Аналогичные наблюдения позволяют делать выводы об интенсивности гидродинамики. Соленость морских вод определялась с учетом распространения стеногалинных или эвригалинных организмов (Дубатолова, 1971, 1973; Ubaghs, 1953), а строение субстрата и рельефа морского дна выявлялись по вещественному составу осадков, особенностям захоронения организмов. Значительную помощь в реконструкции палеоландшафтов оказали исследования Е.А. Ивановой и др. (1964) и Б.П. Жижченко (1974).

ЛОХКОВСКИЙ ВЕК

Лохковский век характерен обширным развитием морских бассейнов в пределах Западной и, ча-

стично, северо-западных районов Восточной Сибири. Установлено 9 ландшафтов: Приуральский, Ямало-Гыданский, Таймырский, Нюрольско-Варьеганский, Центрально-Западносибирский, Колывань-Томский, Салаирский, Средне-Сибирский, Ангариды (прибрежный) и 7 ландшафтных районов: Нижнетагильский, Восточно-Уральский, Шеркалинско-Шаимский, Тобольско-Иртышский, Никольско-Нюрольский, Салаиркинский и Алтайский (рис. 1).

Приуральский ландшафт. Характерной его особенностью были интенсивные излияния лав основного и среднего состава и мелководность. В нем четко установлено три ландшафтных района. Нижнетагильский занимал самые западные части Западно-Сибирского моря. Он был тесно связан с Уральским морем. Здесь обитали остракоды и граптолиты. Активная подвижность морского дна, сопутствующие излияния лав, интенсивное накопление песчано-гравийных осадков и замутненность морских вод усложняли проникновение других организмов, хотя в отдельных более спокойных участках расселялись малочисленные брахиоподы Delthyris lowensis Khod., ветвистые и шаровидные табуляты Favosites aff. clarus Yanet и Thamnopora sp. (Шатров, Степанов, 1973). В составе этого ландшафта установлено два ландшафтных района. Восточно-Уральский район отличался мобильными тектоническими подвижками и интенсивными подводными излияниями лав диабазового и андезитового составов. Условия для распространения бентосных организмов были весьма неблагоприятными. Возможно поэтому пока отсутствуют данные о жизнеобитании в этом районе каких-либо организмов. Шеркалинско-Шаимский ландшафтный район отличался появлением среди лавовых потоков накоплений алеврито-глинистых и карбонатных осадков, количество которых увеличивалось к югу. Глубина бассейна не превышала 100–150 м, гидродинамические условия были умеренно активными. Обитатели морского дна весьма малочисленны и представлены тентакулитами Nowakia sp. и Styliolina sp., остракодами Saumella cf. sokolovi (Rozhd.), Aparchites sp.

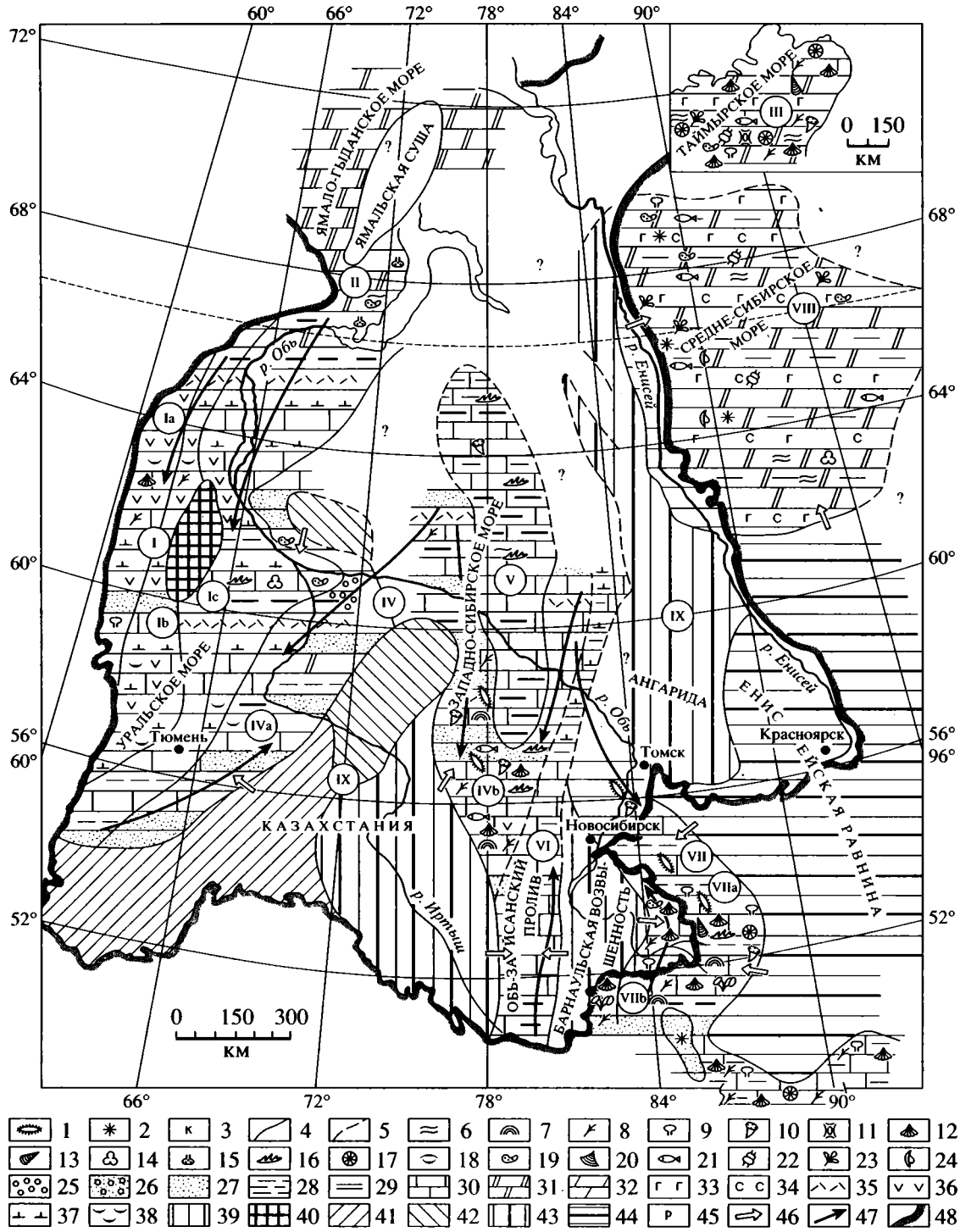
Ямало-Гыданский ландшафт (территория современных полуостровов Ямал и Гыдан) представлял собою морской бассейн с Ямальской сушей в средней его части (рис. 1), в котором накапливались серые доломитовые и известковые илы при спокойной гидродинамической обстановке. Об этом свидетельствует тонкая горизонтальная слоистость осадков. Из обитателей бентоса следует отметить конодонтов Rotundacodina cf. elegans Carls et Gand. и Panderodus sp. Тектоническая и эффузивная деятельность были пассивны, а присутствие среди доломитовых илов, накопление которых характерно для сравнительно теплых вод с повышенной соленостью, кремнисто-глинистых илов и захоронений нескольких видов радиолярий Cenosphaera sp., Dorysphaera sp., Xiphosphaera sp. и др. (Богуш и др., 1975) может свидетельствовать о проникновении холодных течений из Индигиро-Колымской провинции.

Таймырский ландшафт представлял собой морской бассейн, занимавший территорию таймырского полуострова. В начале лохкова (время формирования белокаменских слоев) это была группа плоскодонных мелководных, нередко отшнуровывавшихся лагун и озер, где накапливались тонкие слои гипсов, доломитистых илов, свидетельствующих о повышенной солености вод и аридном климате. Здесь обитали эвригалинные организмы: лингулы, остракоды, меростоматы, филлоподы, бивальвии, гастроподы, а также позвоночные в количестве 18 видов. В некоторых бассейнах, где сохранилась соленость вод, близкая к нормальной, обитали редкие криноидеи родов Bystrowicrinus и Obuticrinus, табуляты Favosites sp. и Tiverina sp. По берегам лагун расселялись растения родов Algites, Zosterophyllum и Taeniocrada.

В среднем и позднем лохкове (время формирования урюмских и толбатских слоев) произошла трансгрессия, приведшая к углублению моря, нередко до 100 м, и к резкому уменьшению осаждения доломитовых илов. Бентосное население пополнилось за счет появления типично морских организмов, приспособленных к условиям нормальной солености – табулят (17 видов), ругоз (7 видов), мшанок (11 видов), криноидей (3 вида), брахиопод (20 видов). Разнообразными были остракоды (29 видов), но самыми многочисленными (36 видов) стали позвоночные (амфиаспидиды, плакодермы, кистеперые, лучеперые, акантоды).

Нюрольско-Варьеганский ландшафт охватывал обширную акваторию Западно-Сибирского моря. На юге он был разделен крупным полуостровом материка Казахстания на две части. Западная представляла прибрежно-морскую зону, открывавшуюся на юго-западе в сторону Уральского моря, а восточная – пролив, соединявший Западно-Сибирское море с Джунгаро-Балхашским (рис. 1). Отличительной особенностью этого ландшафта было отсутствие эффузивной деятельности. В его составе намечены два ландшафтных района: Тобольско-Иртышский и Никольско-Нюрольский. Первый занимал акваторию вдоль северо-западной окраины материка Казахстания. Его особенностью являлось чередование песчаных и алевритовых субстратов с мергелистыми и доломитовыми илами, среди которых нередко накапливались галечники. Снос этих осадков происходил с материка Казахстания.

Бентосное население было представлено остракодами Bairdia sp. и Bashkirina sp. Гидродинамический режим был неустойчивым, зависел от близости суши и, очевидно, от чередования годовых сезонов. Возможно, сильные прибрежные течения, бури и ураганы обусловили появление среди илов значительного накопления галечников. Второй ландшафтный район – Никольско-Нюрольский. Особенностью его было преимущественное распространение в субстрате известковых и глинистых илов и слабое развитие песков (не более 2–5%), среди которых возвышались скалистые выступы. Эффузивная деятельность была слабой. Другой особенностью было широкое распространение бентосных организмов, среди которых табуляты, представленные 16 видами, зани-



мали господствующее положение. Среди них доминантными были Favosites sibirius Peetz, F. clarus Yanet, F. admirabilis Dubat., Squameofavosites pseudofungites Barsk., Striatopora tschichatschewi Peetz, Parastriatopora izonsnickajae Dubat. Из ругоз обитали три вид: Tryplasma altaica (Dyb.), T. karcevi Bulv., Phaulactis sp. Температура воды, очевидно, достигала 18–20°С. Кроме кораллов, многочисленными были строматопораты, брахиоподы, криноидеи. Субстраты глинистых илов заселяли остракоды, тентакулиты, фораминиферы, конодонты. Изредка встречались мшанки, разнообразные конодонты. Из последних следует отметить Ozarkodina remscheidensis remscheidensis (Ziegler), Spathognathodus steinhornensis repetitor Carls et Gandl и др. Из водорослей расселялись Rothpletzella devonica (Masl.), Rhabdoporella uralica Shuysky. В пелагиали обитали хитинозои, кальцисфериды, граптолиты Monograptus sp. и Thalograptus sp.

Центрально-Западносибирский ландшафт. Существенной особенностью его являлось преимущественное накопление тонких карбонатно-глинистых и глинистых темно-серых до черных илов в спокойной гидродинамической обстановке, при которой их наслоение подчеркнуто тонкой горизонтальной слоистостью, в редких случаях нарушенной текстурами взмучивания от мгновенного проникновения подсубстратных вод и газовых инъекций. Животный мир представлен тентакулитами Turkestanella amara Richter, Styliolina devonica G. Lyasch. Более разнообразны были конодонты (7 видов), наиболее многочисленные из них – Belodella resima (Philip), Ozarkodina remscheidensis remscheidensis (Ziegler). Этот ландшафт отличался отсутствием кораллов, мшанок, брахиопод и водорослей. Глубина моря была, по-видимому, несколько большей по сравнению с соседними ландшафтами и достигала 200 м, а температура вод, возможно, в наиболее глубоководных частях была понижена до 15°С.

Колывань-Томский ландшафт. В южной своей части это был пролив между материком Казахстания и Барнаульской возвышенностью, а в центральной и северо-восточной составлял прибрежную часть шельфа, примыкающего к материку Ангарида. Пограничное положение его с Джунгаро-Балхашским и Салаирским морями позволяет полагать, что для этого шельфового мелководья были характерны типичные морские условия, в которых обитали близкие бентосные организмы.

Салаирский ландшафт примыкал к Колывань-Томскому северо-западной частью и располагался между Барнаульской возвышенностью и Енисейской равниной и охватывал территорию Кузбасса и Горного Алтая. Четко наметились два ландшафтных района: Салаиркинский и Алтайский. Салаиркинский район представлял собой неглубокое море с очень богатым и разнообразным бентосным населением. Дно его характеризовалось чередованием скалисто-холмистых участков, между которыми накапливались темно-серые карбонатные и глинисто-карбонатные илы, а на скалистых выступах отлагались карбонатно-обломочные осадки. Глубина моря колебалась от нескольких метров до 50–100 м. Среди бентосного населения преобладали табуляты, ругозы и брахиоподы. Многочисленными были строматопораты, которые совместно с кораллами образовывали кораллово-строматопоратовые луга. Илистые субстраты населяли разнообразные остракоды, часто захоронявшиеся в прижизненном положении и сформировавшие широко известные в геологической литературе остракодовые известняки. Из обитавших здесь табулят известно около 50 видов, относящихся к родам Favosites, Pachyfavosites, Squameofavosites, Dictyofavosites, Parastriatopora, Yacutiopora, Thamnopora, Pachypora, Striatopora, Hillaepora, Syringopora. Доминантными в раннем лохкове были Favosites nikiforovae Chekh., Pachyfavosites kozlowskii Sok., Squameofavosites pseudo-

Рис. 1. Ландшафтная схема Сибирских морей. Лохковский век. Ландшафты (цифры в кружках): I – Приуральский, II – Ямало-Гыданский, III – Таймырский, IV – Нюрольско-Варьеганский, V – Центрально-Западносибирский, VI – Колывань-Томский, VII – Салаирский, VIII – Средне-Сибирский, IX – материки Казахстания и Ангарида; ландшафтные районы: Ia – Нижнетагильский, Ib – Восточно-Уральский, Ic – Шеркалинско-Шаимский, IVa – Тобольско-Иртышский, IVb – Никольско-Нюрольский, VIIa – Салаиркинский, VIIb – Алтайский.

1 – рифы и биогермные массивы; 2 – красноцветность; 3 – кремнистость; 4 – границы ландшафтов и ландшафтных районов; 5 – предполагаемые границы ландшафтов и ландшафтных районов; 6 – водоросли; 7 – строматопораты; 8 – табуляты ветвистые; 9 – табуляты массивные; 10 – ругозы; 11 – мшанки; 12 – брахиоподы; 13 – тентакулиты и дакриоконариды; 14 – фораминиферы; 15 – радиолярии; 16 – конодонты; 17 – криноидеи; 18 – бивальвии; 19 – остракоды; 20 – филлоподы; 21 – бесчелюстные и рыбы; 22 – эвриптериды; 23 – наземные растения; 24 – миоспоры; 25 – галечники; 26 – гравий; 27 – пески; 28 – алевриты; 29 – глины; 30 – известковые илы; 31 – доломитовые илы; 32 – мергелистые илы; 33 – гипсы, ангидриты; 34 – соли; 35 – вулканические лавы кислого состава; 36 – вулканические лавы среднего состава; 37 – вулканические лавы основного состава; 38 – туфы разного состава; 39 – известково-глинисто-песчаниковые и кристаллические (основные) породы в зоне размыва древней суши; 40 – сланцы кремнистые в зоне размыва древней суши; 41 – известково-сланцевые породы в зоне размыва древней суши; 42 – афировые базальты в зоне размыва древней суши; 43 – глубоко метаморфизованные зеленокаменные сланцы в зоне размыва древней суши; 44 – глинисто-известняковые глубоко метаморфизованные зеленокаменные сланцы, кристаллические породы разного состава в зоне размыва древней суши; 45 – фосфориты; 46 – направление сноса размытых пород; 47 – направление морских течений; 48 – современные контуры Западно-Сибирской равнины.

fungites Barsk., Dictyofavosites salairicus Tchern., Yacutiopora innae (Dubat.), Striatopora illustra Dubat., Syringopora schmidti Tchern. В позднем лохкове преобладали виды Favosites admirabilis Dubat., F. clarus Yanet, F. brusnitzini Peetz, Pachyfavosites subnitellus Dubat., Squameofavosites cechicus Galee, Parastriatopora izonsnickajae Dubat., Thamnopora elegantula Tchud., Striatopora tschichatschewi Peetz, Coenites salairicus Dubat. Из разнообразных ругоз преобладали представители родов Phaulactis, Pilophyllum, Neomphyma, Tryplasma. Присутствие кораллов и криноидей свидетельствует о нормальной солености вод. Брахиоподы расселялись как на глинистых, так и на скалистых грунтах. Наибольшим распространением пользовались Protathyris sibirica Zhinch., P. praecursor Kozl., Howellella laeviplicata (Kozl.), H. angustiplicata (Kozl.) (Ржонсницкая, 1975). Среди остракод преобладали представители семейств Leperditidae, Aparchitidae, Primitiopsidae, Tetradellidae, Cavellinidae, Bairdiidae, Beecherellidae, Healdiidae (Поленова, 1968), а среди трилобитов известны сравнительно редкие Lacunoporaspis antiqua Yolk., Khalfinella prima Yolk., Ganinella gurjevskiensis Yolk. (Елкин, 1968).

Алтайский ландшафтный район занимал южную и юго-западную части Салаирского моря. Бентосное население было представлено преимущественно 35 видами табулят и около 10 видами ругоз (Дубатолов и др., 1968; Миронова, 1974). Большая часть их распространена и в Салаиркинском ландшафтном районе, но присутствовали и местные виды: Corolites khalfinae Dubat., Pachyfavosites delectus Yanet, Pachypora altaica Dubat., Striatopora macroporosa Dubat., Yacutiopora altaica Dubat. Из брахиопод многочисленными были Protathyris sibirica Zhinch., Sibiritoechia oblonga Alex., а из трилобитов – те же виды, которые известны в Салаиркинском районе.

Средне-Сибирский ландшафт охватывал северо-западную часть современной Сибирской платформы и в палеогеографическом плане углублялся в материк Ангарида с юго-юго-запада примерно на 380 км (рис. 1). Он представлял собою залив, соединенный проливом с Таймырским и Западно-Сибирским морями. Важнейшей его особенностью следует считать повышенную соленость морских вод. В начале лохкова здесь располагались мелководные лагуны и озера в условиях контрастного аридного климата, в которых накапливались доломитовые илы и гипсы. В лагунах изредка поселялись представители вида Tiverina vermicularis Sok. et Tes. По-видимому, они приобрели способность обитать в водах с повышенной соленостью. Позднее, в среднем и позднем лохкове стали накапливаться пестроцветные доломитистые глины с периодическим образованием прослоев гипсов и ангидритов. В придонной части бассейна, особенно в глинах, нередко поселялись остракоды и бесчелюстные (хребтовская свита). Осадки второй половины лохкова отличались меньшим содержанием сульфатоносных и галогенных образований, хотя в некоторых местах минерализация доходила до концентрации рапы, приводящей к осаждению галита (время образования зубовской свиты) (Матухин, Соколов, 1991). Во второй половине лохкова произошло некоторое увлажнение климата и стали усиливаться связи с соседними морскими акваториями. В результате сюда проникли бесчелюстные Siberiaspis plana Obr., Eglonaspis rostrata Obr. и др., рыбы Norilaspis hamata Obr., Onchus cf. verus Schmidt и др., а также остракоды Leperditia ex gr. tyraica (F. Schm.), Herrmannia elongata Well. и др., бивальвии, эвриптериды, гастроподы, харовые водоросли (трохилиски).

Большая часть Ангариды в лохковском веке была низкой и представляла собою пенепленизированную сушу, что подтверждается исследованиями Р.Г. Матухина (1991) и М.Д. Булгаковой (1996).

ЭМССКИЙ ВЕК

Эмсский век характерен большей дифференциацией условий среды. В отличие от лохковского, здесь увеличилось количество ландшафтов до 12: Приуральский, Восточно-Уральский, Ямало-Гыданский, Ишимско-Хантымансийский, Таймырский, Нюрольский, Салаиро-Колывань-Томский, Приенисейский, Аксайский, Средне-Сибирский, Островные дуги, материки Казахстания, Ангарида, Барнаульская суша. В них установлено 10 ландшафтных районов: Ишимский, Западно-Хантымансийский, Восточно-Хантымансийский, Демьяновский, Варьеганский, Центрально-Нюрольский, Колывань-Томский, Салаирский, Западно-Уральский, Восточно-Уральский (рис. 2).

Сохранился **Приуральский ландшафт**, размеры которого несколько расширились (рис. 2). Он был тесно связан с Уральским морем, располагавшимся субмеридионально на территории современного Урала. Для него были свойственны глубины до 100 м, довольно интенсивный гидродинамический режим, чередование скалистых выступов из эффузивных и карбонатных пород и глинисто-карбонатных илистых грунтов, к северу замещающихся кремнистыми илами и песками. Преобладание среди бентосного населения табулят Favosites fedotovi Tchern., Echyropora vijaica Yanet, Thamnopora aff. beliakova Dubat., Cladopora microcellulata Dubat. свидетельствует о нормальной солености и тепловодности, а присутствие в западных районах водорослей Lanciculata lancea Shuysky (Шуйский, 1973) указывает на глубины до 100 м, куда мог проникать солнечный свет. До-

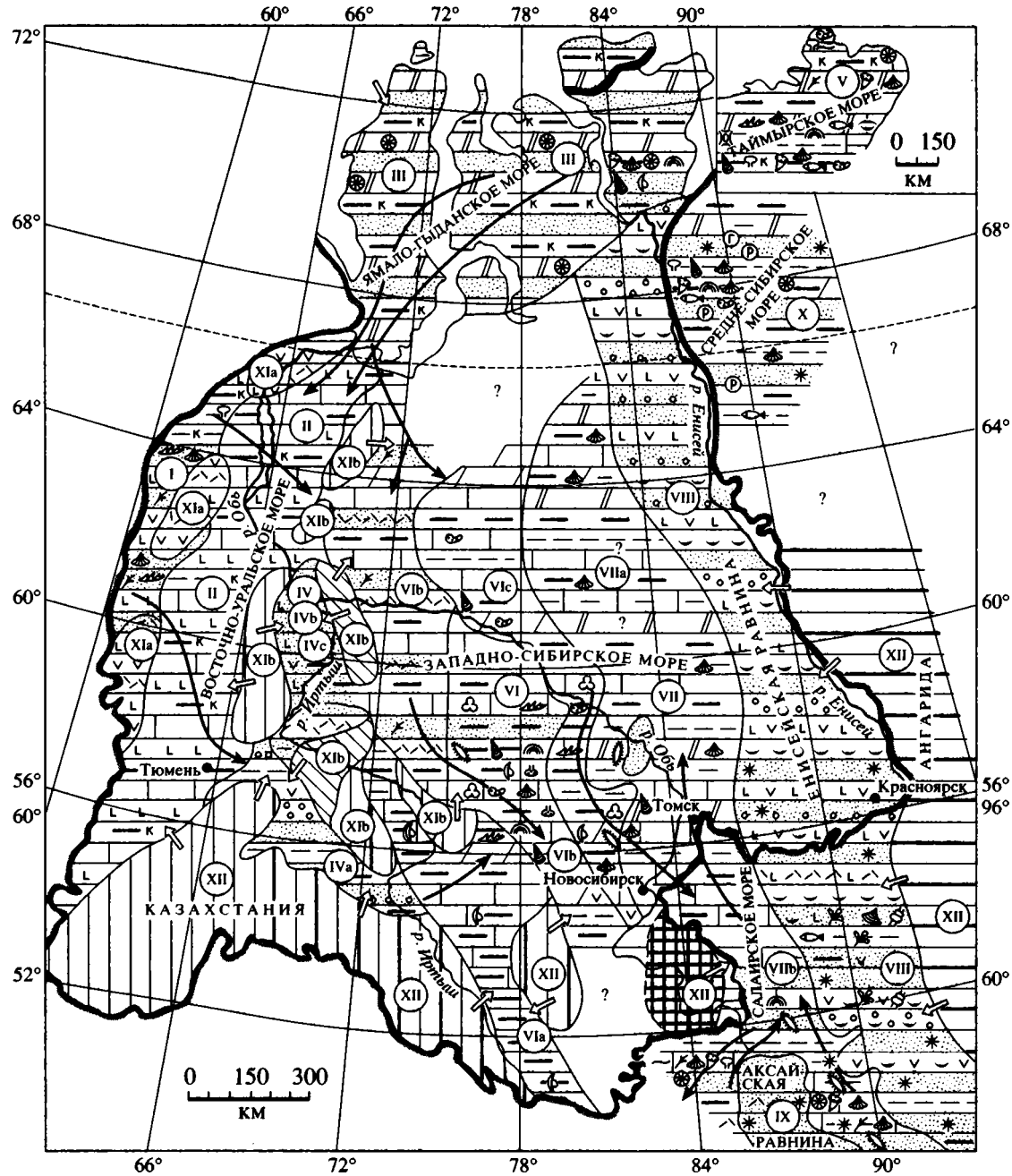


Рис. 2. Ландшафтная схема Сибирских морей. Эмсский век. Ландшафты (цифры в кружках): I – Приуральский, II – Восточно-Уральский, III – Ямало-Гыданский, IV – Ишимско-Хантымансийский, V – Таймырский, VI – Нюрольский, VII – Салаиро-Колывань-Томский, VIII – Приенисейский, IX – Аксайский, X – Средне-Сибирский, XI – островные дуги, XII – материки Казахстания, Ангарида, Барнаульская суша; ландшафтные районы: IVa – Ишимский, IVb – Западно-Хантымансийский, IVc – Восточно-Хантымансийский, VIa – Демьяновский, VIb – Варьеганский, VIc – Центрально-Нюрольский, VIIa – Колывань-Томский, VIIb – Салаирский, XIa – Западно-Уральский, XIb – Восточно-Уральский.
Условные обозначения см. на рис. 1.

статочно широкого распространения достигли брахиоподы, заселявшие песчаные и илистые субстраты. Появились конодонты Polygnathus dehiscens Philip et Jackson. С востока ландшафт ограничивался низкими вулканическими островами, а в его пределах господствовал подводный вулканизм.

Восточно-Уральский ландшафт располагался восточнее Приуральского. Для него были характерны активная тектоническая деятельность и интенсивные подводные излияния лав, очевидно часто сопровождавшиеся цунами. Осадки накапливались преимущественно карбонатно-глинис-

тые, в меньшей мере кремнистые, формируя кремнисто-глинистые илы. Глубины, гидродинамика, соленость и температура вод, по-видимому, были сходны с приуральскими.

Ямало-Гыданский ландшафт занимал такую же акваторию, как и в лохкове, но к этому времени исчезла Ямальская суша, стали отлагаться пески и кремнистые глины, однако накопление известковых и глинистых илов преобладало. Из бентосных организмов здесь расселились мелкие криноидеи Periborocrinus sp., Salairocrinus sp., и водоросли, что указывает на нормальные соленость и температуру морских вод, спокойную гидродинамику.

Появился **Ишимско-Хантымансийский ландшафт**, сложный по природным компонентам, расположенный между островами, находившимися вдоль Уральского моря. В нем четко наметились три ландшафтных района. Ишимский, расположенный в виде узкой полосы в южной части Западно-Сибирского моря, с юга ограниченный материком Казахстания, а с севера и северо-востока – крупным островом (рис. 2). В этом районе накапливались глинисто-алеврито-песчаные и гравийно-галечные отложения с характерными для осадков мелководной зоны знаками волновой ряби, косой слоистостью и трещинами усыхания. Эффузивная деятельность проявлялась в редких излияниях лав среднего состава. Западно-Хантымансийский и Восточно-хантымансийский ландшафтные районы располагались между двумя крупными островами двух островных дуг. В первом – происходила активная тектоническая деятельность с интенсивными излияниями лав среднего и основного состава и накапливались мелкозернистые полимиктовые пески. Глубина вод, по-видимому, не превышала первых десятков метров, а гидродинамика была интенсивной. Во втором Восточно-Хантымансийском районе была более спокойная гидродинамика. Накапливались преимущественно глины и мелкозернистые полимиктовые пески. Только в этом районе расселялись тентакулиты Nowakia richteri Bouček, Styliolina fissurella Hall и др., остракоды родов Coeloenellina, Microcheilinella, Bairdiocypris, Bashkirina и др., конодонты Polygnathus sp. и Belodella cf. resima (Philip).

Таймырский ландшафт занимал те же акватории, как и в лохкове, но характеризовался иным бентосным населением и заметным изменением во времени условий существования организмов. На раннем этапе (тарибигайские и долганские слои) происходило активное накопление глинистых осадков. Они перемежались с известковыми илами, ракушняками из брахиопод и наутилоидей и редкими тонкими напластованиями доломитовых илов, образующими широкие поля с известково-глинистым субстратом. Среди них выступали невысокие холмы и скалы. На этом этапе широко расселились табуляты родов Favosites, Gephuropora, Squameofavosites, Alveolites, Crassialveolites, Alveolitella, Coenites, Scoliopora, Syringopora, Aulocystis (около 20 видов), брахиоподы родов Schizophoria, Megastrophia, Pholidostrophia, Rugosatrypa, Spinatrypina, Parachonetes, Taimyrrhynx, Trygonirhynchia, Howellella и др. Значительно меньше было ругоз (4 рода), мшанок (4 рода), тентакулитов, гастропод, остракод, трилобитов, криноидей, конодонтов. Придонные воды заселили позвоночные: плакодермы, артродиры, акантоды и др. (Стратиграфия и фауна..., 1994). Большое разнообразие населяющих морские придонные воды организмов, в том числе и бентосных, с преобладанием стеногалинных форм, свидетельствует о нормальной солености вод, относительно небольших глубинах бассейна, повышенной тепловодности.

Второй этап (зона Wijdeaspis arctica) характеризовался регрессией моря. В результате единый палеобассейн расчленился на серию мелководных плоскодонных лагун и озер, в которых накапливались тонкослоистые глины, чередующиеся с доломитовыми илами. Однако редкие кратковременные ингрессии обусловили формирование известковистых илов. В такие акватории проникали морские организмы – брахиоподы рода Elythina, но доминантами были остракоды родов Moelleritia, Knoxiella, Cavellina, Healdianella и др., а также позвоночные, среди которых преобладали артродиры, дипнои, плакодермы и акантоды Wijdeaspis arctica Heinz, Acanthodes ? sp., Cheiracanthodes comptus Wells и др. Из позвоночных бентосными были амфиаспидиды, а нектобентосными – артродиры и дипнои. Характерной особенностью второго этапа в эволюции таймырского палеоландшафта явилось широкое распространение наземных растений Buthotrephis newlini White, B. scapulus A. Istshenko, Taeniocrada decheniana (Goepp.) Kr. et Weyl. и др., свидетельствующих о обмелении таймырского моря в конце эмса.

Нюрольский ландшафт, охватывавший центральную часть Западно-Сибирского моря (рис. 2), отличался количественным богатством и биоразнообразием бентосного населения. В его составе наметились три ландшафтных района. Демьяновский занимал юго-западную часть Нюрольского ландшафта, где морское дно представляло собой чередование глинисто-песчаных и карбонатных илов, среди которых возвышались скалистые выступы. Глубина морских вод колебалась от первых десятков до 100 метров. Гидродинамика была интенсивной, очевидно, с периодически возникающими бурями и ураганами (Дубатолов, 1982). Распространение многочисленных стеногалин-

ных организмов – строматопорат, кораллов, криноидей свидетельствует о нормальной солености, а присутствие коралловых биогермов и рифов – о достаточно высокой температуре вод – 18–20°С. Из табулят широким распространением пользовались 16 видов, относящихся к родам Favosites, Squameofavosites, Echyropora, Thamnopora, Gracilopora, Striatopora, Alveolites, Crassialveolites, Alveolitella, Coenites, Syringopora. Ругозы были редки: Tryplasma spasskyi Tcherepn., Acanthophyllum kravtsovi Tcherepn. Из строматопорат известны представители родов Amphipora, Stellopora и Clathrodiction. Из фораминифер, заселявших этот ландшафтный район, известно 8 видов (Задорожный, 1987), а из малочисленных брахиопод – виды Tringonorhynchia ventricora Alex., Taimyrrhynx taimyricus (Nikif.), Xenospirifer gurjevskiensis (Rżon.) и др. Довольно разнообразными были тентакулиты, остракоды и конодонты, заселявшие, по-видимому, глинистые субстраты. Из первых известно 7 видов, относящихся к родам Nowakia, Viriatellina и Styliolina, из вторых – 5 видов родов Aparchitellina, Miraculum, Evlanella, Berounella, а из третьих – 9 видов и подвидов, относящихся к родам Polygnathus и Ozarkodina, наиболее важными из них были Polygnathus dehiscens Philip et Jackson, P. gronbergi Klapper et Johnson. P. inversus Klapper et Johnson и др. В восточной части этого района накапливались кремнистые и карбонатно-глинистые илы, в которых захоронялись целые раковины радиолярий 12 различных видов.

Варьеганский ландшафтный район располагался северо-западнее Демьяновского, и отличался от последнего только несколько более спокойной гидродинамикой, о чем свидетельствует преобладание ветвистых табулят Cladopora microcellulata Dubat. и Gracilopora nana (Dubat.), более однообразными фораминиферами, тентакулитами и конодонтами. Сохранилось значительное видовое разнообразие остракод, но полностью исчезли радиолярии.

Центрально-Нюрольский ландшафтный район, располагавшийся в центральной части Западно-Сибирского моря, отличался от двух выше охарактеризованных несколько большими глубинами (до 150–200 м) и относительно спокойной гидродинамикой. Морское дно представляло чередование скалистых выступов карбонатных пород с понижениями, на которых накапливались темно-серые до черных глины и алевриты. На скалистых субстратах поселялись преимущественно ветвистые табуляты (Striatopora jejuna Dubat., Gracilopora yavorskyi (Dubat.), Alveolitella karmakensiformis Dubat. и др.). Разнообразными были амфипоры. Наиболее богато были представлены фораминиферы родов Suleimanovella, Bykovaella, Bisphaera, Archaelagena и еще более разнообразные остракоды (14 видов), относящиеся к родам Aparchites, Aparchitellina, Bairdiocypris, Miraculum, Newsomites, Evlanella, Carbonita, Punctaparchites, Ctenoloculina, Costatiella, Berounella, Scaphina, Microcheilinella (Савина, 1993). Они селились на глинистом и алевролитовом субстрате. Еще разнообразнее на таких субстратах были тентакулиты (около 15 видов) (Мирецкая, 1993) и конодонты (11 видов). Среди последних следует отметить Polygnathus dehiscens Philip et Jackson, P. perbonus (Philip), P. inversus Klapper et Johnson.

Салаиро-Колывань-Томский ландшафт охватывал восточную часть Западно-Сибирского моря, представляя прибрежную зону Ангариды. Морское дно состояло из серии плоскодонных подводных равнин. В составе этого ландшафта четко наметились два ландшафтных района. Колывань-Томский охватывал восточную часть Западно-Сибирского моря. Дно его формировалось осадками разрушения прибрежных частей Ангариды и горных сооружений Восточного Саяна. Морское дно представляло собой серию плоскодонных подводных равнин с илистым, карбонатно-глинистым и алевритовым субстратом. Бентосное население было сравнительно бедным. Это были брахиоподы родов Gypidula, Spinatrypa, Cyrtina, Emanuella, среди которых доминантным был вид Gypidula pseudoacutolobata Rżon. Из табулят здесь обитали Alveolites nalivkini Sok. и Heliolites vulgaris Tchern., а из ругоз Grypophyllum striatum (Soshk.), Enterolasma tabulata (Soshk.) (Беспрозванных, 1964).

Салаирский ландшафтный район располагался юго-западнее современного Кузнецкого прогиба, распространялся в районы Горного Алтая и Рудного Алтая и представлял собой обширное Салаирское море. Типичные морские условия резко преобладали, и только относительно слабые регрессивные проявления, связанные с тектоническими поднятиями Барнаульской суши, все-таки происходили. В Салаирском районе осаждались преимущественно известковые илы, в меньшей мере глинисто-алевритовые, песчаные осадки. В акваториях алтайской части глинисто-алевритовые и песчаные разновидности осадков становятся, наряду с известковыми илами, также распространенными. В Салаирском море в начале эмса (салаиркинский горизонт) обитали разнообразные бентосные организмы: строматопораты (около 10 видов), табуляты (36 видов), ругозы (14 видов), брахиоподы (более 20 видов), бивальвии (16 видов), трилобиты (8 видов), остракоды (Ржонсницкая, 1975). Во второй половине эмса (беловский горизонт и низы шандинского) видовой комплекс табулят (3 вида) и ругоз (4 вида) сократился, но заметно обновился. Из брахиопод в раннем и позднем эмсе были распространены Хе-

nospirifer gurjevskiensis (Rżon.), Gypidula pseudoacutolobata Rżon (Елкин и др., 1986). Своеобразный видовой комплекс брахиопод обитал в Алтайской части (Соловьихинский район) Салаирского моря (Кульков, 1963). На юго-востоке Салаирского моря располагались два залива, глубоко вдававшиеся в Енисейскую равнину на месте современных юго-западных районов Южно-Минусинской впадины и Тувинского прогиба (Краснов, 1962; Дубатолов, Краснов, 1982; Краснов, Курик, 1982). Важно отметить благоприятные условия для развития биогермных массивов и рифов. Они были присущи акваториям, развитым в эмсском веке. Прежде всего это относится к поясу рифогенных построек, протягивавшемуся от Гобийского и Монгольского Алтая через Салаир в Нюрольский район Западно-Сибирской равнины и, возможно, далее в пределы Таймыра. Второй параллельно расположенный пояс проходил в пределах Урала (Дубатолов, 1972; Краснов, Степанов, 1983; Краснов и др., 1986; Наливкин, Смирнов, 1989; Шаркова, 1980; Шуйский, Мухина, 1968; Степанов и др., 1984).

Приенисейский ландшафт занимал самую крайнюю восточную часть современной Западно-Сибирской равнины и представлял собой низменную аккумулятивно-денудационную равнину, постепенно возвышающуюся на восток от берега моря к Ангариде. Высота равнины не превышала первых десятков метров над уровнем моря, а формирование терригенных и груботерригенных образований происходило за счет переноса их реками, временными и сезонными потоками. Здесь были широко развиты мелководные и плоскодонные озера, образующиеся в котловинообразных понижениях. На обширных пространствах была активной эффузивная деятельность. В озерах и реках на плоскостях напластования осадков образовывались и захоронялись глиптоморфозы по каменной соли, гипсы и ангидриты, знаки ряби, трещины усыхания. В прибрежных зонах озер распространялись сравнительно богатая растительность, представленная 9 видами, из которых доминантными были Taeniocrada langi Stockm., Zosterophyllum myretonianum Penh., Psilophyton goldschmidtii (Ананьев, 1959; Краснов и др., 1975). В озерах и заливах обитали ракоскорпионы (Краснов, Степанов, 1964).

Аксайский ландшафт занимал небольшую площадь в юго-восточной и южной частях Салаирского моря, располагаясь между двумя его проливами и соединяя его с одной стороны с Джунгаро-Балхашской акваторией, а с другой – с Монгольской (рис. 2). Здесь накапливались красноцветные глинисто-алеврито-песчаные и галечные осадки в условиях низменной аккумулятивной равнины и при активном излиянии лав кислого и среднего состава.

Средне-Сибирский ландшафт был расположен в тех же контурах, что и в лохковском веке. В северо-западной и западной частях это был периодически высыхающий морской залив, превращавшийся в лагуны и озера глубиной до 30 м. Главнейшей его особенностью было преимущественное накопление терригенных известковистых и доломитовых илов. Основу терригенной части осадков составляли красноцветные образования, а резко аридный климат подчеркнут также накоплением гипсов, ангидритов и доломитовых илов (Матухин, 1991; Матухин, Соколов, 1991; Матухин и др., 1995). На фоне аридизации возникали кратковременные периоды гумидного климата, когда происходило образование фосфоритоносных прослоев, приуроченных к темным и черным глинам. Воды отличались повышенной соленостью. Лишь в самом начале эмсского века жили табуляты – Crassialveolites pecullicularis Dubat., C. crassus (Lec.), редкие мшанки, брахиоподы в количестве до 9 видов, из которых наиболее широко известными были Lingula symmetrica Kryl., Taimyrrhynx taimyricus (Nikif.), Howellella yacutica (Alex.) и др. Примерно к середине эмсского века появились позвоночные Wijdeaspis sp., крупные артроподы, кистеперые, двоякодышащие, лучеперые, остракоды, харовые водоросли (Trochiliskus sp.), а также наземные растения Drepanophycus cf. spinaeformis Göepp. и др.

Островные дуги располагались западнее Восточно-Уральского ландшафта (рис. 2) параллельно субмеридиональной группе островов, возникшей в срединной части Уральского моря (современный Урал), восточнее которой формировались цепи рифов (Наливкин, Смирнов, 1989). Острова временами полностью или частично заливались морскими водами. Это были пониженные участки, располагавшиеся в активной тектонической зоне. В результате изливались лавы кислого, среднего и основного состава. Глубина моря, очевидно, не превышала первых десятков метров, гидродинамический режим был активным, соленость нормальная, температура воды варьировала в сходных пределах с таковыми в соседних районах. Восточная островная дуга располагалась восточнее Восточно-Уральского ландшафта и также представляла собой группу островов субмеридионального направления. Это была денудационная равнина, примыкающая своей южной частью к материку Казахстания.

Казахстанский, Барнаульский ландшафты и ландшафт Ангариды. Казахстанский ландшафт представлял собой северную часть материка Казахстания. Это была холмистая возвышенность со сглаженными пологими выступами, сложенными

в западной половине известково-глинисто-песчаными и кристаллическими основными породами, а в восточной – глубоко метаморфизованными зеленокаменными породами, возможно, раннеордовикского возраста. Барнаульский ландшафт располагался юго-западнее Салаирского моря и представлял собой небольшую денудационную сушу, сложенную кремнистыми метаморфическими сланцами. Огромный материк Ангарида по сравнению с лохковским веком несколько уменьшился в своих размерах за счет погружения его западной части и образования Енисейской аккумулятивно-денудационной равнины. Сам материк представлял собой холмистую денудационную равнину, сложенную древними глинисто-известняковыми породами, глинистыми сланцами и кристаллическими породами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ палеоландшафтов лохковского и эмсского веков позволил сделать выводы, которые, очевидно, будут иметь значение и для последующих реконструкций.

1. Палеогеография раннедевонских морей Сибири характеризовалась значительным разнообразием. В лохковском веке установлены ландшафты и ландшафтные районы, которые отличались один от другого не только географическим положением, но и характером осадков, вулканизма, глубиной, температурой воды, гидродинамическими условиями, освещенностью, особенностями бентосного населения.

2. Вся акватория Западно-Сибирского моря и примыкающие к нему морские бассейны располагались в субтропическом географическом поясе, характеризующемся аридным климатом, о чем убедительно свидетельствуют большое биоразнообразие бентосного населения, значительное развитие биогермных массивов и рифов, присутствие солей, гипсов, ангидритов, доломитов, а в лагунных и озерных осадках – многочисленных трещин усыхания, отпечатков капель дождя, а также широкое распространение красноцветных образований. Резко аридный климат был особенно свойственен современным районам полуостровов Ямала, Гыдана, Таймыра, северо-запада Сибирской платформы. О тепловодности девонских морей Сибири и Урала авторы сообщали и ранее (Дубатолов, 1972; Краснов, 1970), однако в предшествующие годы еще не было анализа географического расположения палеоландшафтов. Настоящее исследование позволило уточнить и дополнить прежние выводы, которые подтверждаются и географическим распространением в девонских отложениях соседних Урала и Западного Приуралья биогермных массивов и рифов (Шуйский, Мухина, 1968; Наливкин, Смирнов, 1989). Территория современной Европы и Северной Африки тоже относилась к субтропическому поясу, расположенному по другую сторону экватора, о чем свидетельствует широкое развитие в девонских отложениях этих материков биогермных, биостромных массивов и рифов (Tsien, 1974; Burchette, 1981; и др.). Экватор, по-видимому, проходил в субмеридиональном (по современной географической сетке) направлении, пересекая Алтае-Саянскую область, доходил до островов Новой Земли, располагаясь вдоль западного склона Урала.

3. Другой особенностью Западно-Сибирского моря было четкое различие в активности тектонических движений и проявлении связанного с ними вулканизма. Западные его районы и южные – современные территории Рудного и Горного Алтая, отличались активным вулканизмом, приуральская часть – излияниями лав среднего и, главным образом, основного состава, что отмечалось В.С. Погореловым (1977), а алтайская – кислого – дацит-липаритового. По-видимому, в этих тектонически активных зонах, в первую очередь в западной приуральской зоне Западно-Сибирского моря происходили не только приливы, обусловленные гравитационным полем Луны, но нередко были приливные волны цунами, вызванные сейсмическими явлениями и вулканическими извержениями. Об этом свидетельствуют не только широкое распространение лав, накопление песчано-гравийных осадков, но и частые наблюдения замурованных в скелетной структуре кораллов крупных инородных тел (Дубатолов, 1982). Центральная часть морского бассейна Западно-Сибирской равнины в отношении вулканизма была мало активной и лишь в отдельных случаях для нее были характерны вулканиты основного и, в моменты обмеления – кислого состава.

4. Следующей особенностью моря являлась его относительная мелководность. Это подтверждается не только большим разнообразием бентосных организмов, в том числе и водорослей, но и типами осадков, покрывавших дно морских бассейнов – пески, алевриты, известковые и доломитовые илы. В Западно-Сибирском море глубина постепенно увеличивалась от берегов Ангариды к западу и от Казахстании к северу и северо-западу от 10 до 100–150 м. Наиболее глубоководная часть располагалась субмеридионально в виде пологой котловины примерно в средней части Западно-Сибирского моря. Особенно четко признаки мелководности выступали в Салаирском море, подчеркиваемые близостью расположения аккумулятивных, аккумулятивно-денудационных равнин, цепью биогермных и рифовых построек, протягивавшихся от юго-восточных районов Гобийского и Монгольского Алтая через Са-

лаирское море на юго-запад Западно-Сибирского моря (Нюрольско-Варьеганский ландшафт).

5. Важнейшим признаком ландшафтов сибирских морей являлось многообразие бентосного населения, наибольшим разнообразием из которого отличалось Салаирское море – многочисленное количество видов табулят, ругоз, брахиопод, остракод и др. Некоторое исключение составляли такие акватории, как Средне-Сибирское и, особенно, Ямало-Гыданское моря, где бентосное население представлено небольшим количеством видов, а в акватории на месте современного полуострова Ямал известно присутствие лишь одного вида табулят рода Tiverina, водорослей и мелких криноидей. По имеющимся данным Западно-Сибирское море наиболее богатым по населенности бентоса было в юго-восточной части (Никольско-Нюрольский ландшафтный район).

6. Наиболее важный вывод можно сделать относительно связи сибирских морей с соседними бассейнами. Присутствие близких видов, распространенных в Уральском, Салаирском и Восточно-Уральском морях, а также в Средне-Азиатской, Джунгаро-Балхашской, Индигиро-Колымской палеобиогеографических провинциях, указывает на связи этих морей с Западно-Сибирским, через которое, по-видимому, проходили пути миграции бентосных организмов. Их близкие видовые комплексы, распространенные в сибирских морях, мигрировали, очевидно, в личиночной стадии. Они переносились течениями (рис. 1, 2) не только в соседние моря, но и далеко за их пределы.

Палеогеографическая обстановка, характерная для лохковского века, была свойственна и пражскому веку. Именно поэтому ландшафты для последнего в настоящем исследовании не рассматривались. К началу эмсского века очень медленно изменения коснулись, главным образом, восточной части Западно-Сибирского моря, но в начале несколько слов о признаках, являющихся общими для лохковского и эмсского веков. Во-первых, границы акваторий сохранились примерно такими, какими они были в лохковском веке. Во-вторых, по-прежнему западная приуральская часть моря отличалась сравнительно большей мобильностью тектонических деструкций и излиянием лав, преимущественно основного, реже среднего состава. Изредка проявлялся кислый вулканизм. Таким образом, можно полагать, что в западной части Западно-Сибирского моря были активными подводные излияния. Сохранились в прежних очертаниях акватории Таймырского, Средне-Сибирского и Салаирского морей, а также материк Казахстания.

Анализ палеоландшафтов подтвердил вывод о существовании в раннем девоне особой Алтае-Саянской палеобиогеографической провинции, о которой сообщалось еще в 60–70-е годы (Дубатолов, 1964, 1972, 1984; Спасский, 1964, 1977; Краснов, 1962, 1970; Дубатолов, Краснов, 1993). Это подтверждено и работами Е.А. Елкина и др. (1994). Западно-Сибирское море, население которого было географически значительно дифференцировано, можно было бы рассматривать в качестве самостоятельной палеобиогеографической провинции, через которую проходили пути миграции организмов из Уральской субпровинции и Индигиро-Колымской провинции в моря Алтае-Саянской провинции.

Одной из существенных черт преемственности условий среды и обитания морских организмов было продолжение формирования системы биогермных массивов и рифов при активном участии табулят. Как и в лохковском веке, в эмсском географическое распространение их было весьма широким – от Гобийского и Монгольского Алтая через Салаир, Горный и Рудный Алтай на юго-восток Западно-Сибирского моря. Возможно, цепь этих органогенных построек через Западно-Сибирское море проникала в пределы Таймырского моря.

В отличие от лохковского века, в эмсском увеличилось количество ландшафтов до 12 и ландшафтных районов до 8. Это указывает на большую дифференциацию в распределении осадков и вулканических пород на дне морских бассейнов, что, по-видимому, связано с некоторым обмелением Западно-Сибирского моря. Это можно подтвердить появлением в западных его районах островов, объединенных в Западную и Восточную островные дуги. Важно обратить внимание, что Западная островная дуга, располагавшаяся в пределах Приуральского ландшафта, отличалась интенсивным излиянием лав различного состава, а Восточная представляла собой денудационную островную зону, с которой шел снос глинисто-алеврито-песчаных осадков, преимущественно в восточные, примыкающие к островам, прибрежные районы моря.

В восточной части, хотя море и несколько расширилось на восток, появилась полоса Енисейской аккумулятивно-денудационной равнины, на которой накапливались в основном красноцветные и пестроцветные терригенные глинисто-алеврито-песчаные осадки, а также изливались лавы основного, среднего, а в южной части кислого состава. Это подтверждено комплексом наземных растений, характерных для второй половины раннедевонской эпохи и особенно для эмсского века. В межвулканических понижениях образовывались мелководные солоноватые озера, в которых обитали филлоподы, ракоскорпионы, позвоночные, а по берегам – растения. В связи с общим обмеле-

нием моря исчезла относительно глубоководная часть Центрально-Западносибирского ландшафта, вошедшая в эмсское время в состав Салаиро-Колывань-Томского ландшафта. К концу эмса произошло обмеление Таймырского и Средне-Сибирского морей. Одновременно с обмелением Западно-Сибирской акватории появилась Приенисейская равнина. Усилились некоторые признаки, позволяющие предположить медленное поднятие и материка Казахстания, с которого в Тобольско-Иртышский район более интенсивно сносился алеврито-песчано-гравийный материал и формировались галечные шлейфы.

Основными особенностями раннедевонской ландшафтной обстановки являлись: 1. Мощные подводные и наземные излияния лав в западной и восточной частях Западно-Сибирского моря. 2. Широчайшее развитие красноцветных терригенных осадков, свойственных Средне-Сибирскому и Енисейскому ландшафтам. 3. Более широкие, чем современные, площади бассейнов осадконакопления. Крупные региональные разломы, ограничивающие современные контуры межгорных впадин и прогибов (Кузбасс, Минусинская впадина, Тувинский прогиб и др.) появились значительно позже. 4. Одним из существенных выводов палеоландшафтных реконструкций сибирских морей в лохковском и эмсском веках является их принадлежность к мелководным морям, занимающим обширные пространства. Такие моря не имеют аналогов в современной географической структуре. Действительно, все рассмотренные в настоящей работе моря представляли единую крупную акваторию и по характеру развития бентосных организмов, скорее всего, напоминали крупную шельфовую мелководную зону по размерам, возможно, сопоставимую с океаном.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 96-05-65892. Авторы выражают признательность за помощь в оформлении этой статьи В.В. Дубатолову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев А.Р. Важнейшие местонахождения девонских флор в Саяно-Алтайской горной области. Томск: ТГУ, 1959. 89 с.

Берг Л.С. Физико-географические (ландшафтные) зоны СССР. Л.: ЛГУ, 1936. 427 с.

Беспрозванных Н.И. Кораллы Rugosa среднедевонских отложений Колывань-Томской складчатой зоны (Обь-Зайсанская складчатая область) // Силурийские и девонские кораллы азиатской части СССР. М.: Наука, 1964. С. 50–77.

Богуш О.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В. Палеозой Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 44 с.

Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем палеозое. Якутск: Якут. научн. центр СО РАН, 1996. 71 с.

Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова Н.Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.

Дубатолов В.Н. Стратиграфическое и географическое распространение табулят, гелиолитид и хететид в девоне СССР // Стратиграфический и географический обзор девонских кораллов СССР. М.: Наука, 1964. С. 4–66.

Дубатолов В.Н. Зоогеография девонских морей Евразии. Новосибирск: Наука, 1972. 128 с.

Дубатолов В.Н. Табуляты как индикаторы глубин в палеобассейнах // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофации. Новосибирск: Наука, 1982. С. 139–160.

Дубатолов В.Н. Палеобиогеография // Фанерозой Сибири. Т. 1. Венд. Палеозой. Новосибирск: Наука, 1984. С. 125–134.

Дубатолов В.Н., Краснов В.И. Таштыпский горизонт и его значение для стратиграфии красноцветных фаций девона Алтае-Саянской области // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 19–33.

Дубатолов В.Н., Краснов В.И. Палеобиогеография Западно-Сибирского моря в девонский период // Геология и геофизика. 1993. Вып. 4. С. 27–36.

Дубатолов В.Н., Чехович В.Д., Янет Ф.Е. Табуляты пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области Урала // Кораллы пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала. М.: Наука, 1968. С. 5–109.

Дубатолова Ю.А. Морские линии раннего и среднего девона Алтая и Кузбасса. М.: Наука, 1971. 157 с.

Дубатолова Ю.А. Об условиях существования криноидей и расселении их в морях девонского периода на территории Алтае-Саянской горной области // Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой Сибири). Новосибирск: Наука, 1973. С. 118–124.

Елкин Е.А. Трилобиты (дехенеллиды) и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 156 с.

Елкин Е.А., Бахарев Н.И., Грацианова Р.Т. и др. Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 194 с.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Вып. 7–8. С. 118–144.

Жижченко Б.П. Методы палеогеографических исследований в нефте-газоносных областях. М.: Недра, 1974. 375 с.

Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого окаймления. Новосибирск: Наука, 1987. 121 с.

Иванова Е.А., Бельская Т.Н., Чудинова И.И. Условия обитания морской фауны силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. М.: Наука, 1964. 226 с.

Краснов В.И. О биостратиграфии Южно-Минусинской котловины // Материалы по региональной геологии Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 151–155.

Краснов В.И. К палеогеографии Алтае-Саянской области в девонский период // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. С. 135–154.

Краснов В.И., Курик Э.Ю. Первая находка ископаемой рыбы в известняках таштыпской свиты Южно-Минусинской впадины // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 47–52.

Краснов В.И., Ратанов Л.С., Асташкина В.Ф., Миронова Н.В. Некоторые проблемы теории и практики региональной стратиграфии на примере изучения девонских образований в Алтае-Саянской области // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975. С. 25–44.

Краснов В.И., Степанов С.А. Корреляционные стратиграфические схемы девонских отложений некоторых районов Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1964. С. 108–124.

Краснов В.И., Степанов С.А. Шипунихинский риф раннего девона Горного Алтая // Геология и геофизика, 1983. Вып. 8. С. 21–31.

Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С. Рифовые системы среднего палеозоя Сибири // Теория и опыт экостратиграфии. Таллин: ВАЛГУС, 1986. С. 237–244.

Кульков Н.П. Брахиоподы Соловьихинских известняков нижнего девона Горного Алтая. М.: АН СССР, 1963. 132 с.

Лымарев В.И. Физическая география океана // География океана. Теория. Практика. Проблемы. Л.: Наука, 1988. С. 21–100.

Макридин В.П. Основные направления палеобиогеографии // Журнал общ. биол. 1985. Т. 46. Вып. 3. С. 309–316.

Макридин В.П., Мейен С.В. Палеобиогеографические исследования // Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение. М.: Недра, 1988. С. 5–31.

Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 164 с.

Матухин Р.Г., Меннер В.В., Соколов П.Н., Решетняк Д.Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. 81 с.

Матухин Р.Г., Соколов П.Н. Новые данные о солености среднего палеозоя Сибирской платформы // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск: Наука, 1991. С. 72–83.

Мирецкая Н.М. Тентакулиты и биостратиграфия девона юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. 22 с.

Миронова Н.В. Раннедевонские табуляты Горного Алтая и Салаира. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 164 с. 81 табл.

Наливкин В.Д., Смирнов Г.А. Этапы геологической истории Урала // Геология и палеонтология. Л.: Наука, 1989. С. 154–168.

Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. 232 с.

Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 85 с.

Поленова Е.Н. Остракоды нижнего девона Салаира. М.: Наука, 1968. 152 с.

Преображенский Б.В. Современные рифы. М.: Наука, 1986. 244 с.

Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Л.: Недра, 1975. 232 с.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.

Савина Н.И. Девонские остракоды юго-востока Западно-Сибирской плиты и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. 22 с.

Соколов Б.С. Палеонтологические подходы к геологической истории древних бассейнов // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Л.: Наука, 1987. С. 5–15.

Сочава В.Б. Определение некоторых понятий и терминов физической географии // Проблемы физической географии и геоботаники. Новосибирск: Наука, 1986. С. 56–70.

Спасский Н.Я. Девонские четырехлучевые кораллы Советского Союза (Распространение и стратиграфическое значение). М.: Наука, 1964. С. 71–78.

Спасский Н.Я. Девонские ругозы СССР. Л.: ЛГУ, 1977. 344 с.

Степанов С.А., Сердюк З.Я., Краснов В.И. и др. Малоичский риф Нюрольской карбонатной платформы (Девон Западной Сибири) // Палеогеоморфология Западной Сибири в фанерозое. Тюмень, 1984. С. 42–50.

Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений Тарейского опорного разреза (Таймыр). СПб.: Недра, 1994. 245 с.

Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. 180 с.

Сукачев В.Н. О принципах генетической классификации в биоценологии // Журн. общ. биологии. 1944. Т. 5. № 4. С. 213–227.

Сукачев В.Н. Биоценология и фитоценология // Докл. АН СССР. 1945. Т. 47. № 6. С. 447–449.

Шаркова Т.Т. Рифогенные постройки раннего девона Южной Монголии // Кораллы и рифы фанерозоя СССР. М.: Наука, 1980. С. 92–98.

Шатров В.П., Степанов А.И. Сопоставление данных стратиграфии и геохронологии осадочно-вулканогенных комплексов северной части Тагильского синклинория // Материалы по палеонтологии среднего пале-

озоя Урало-Тяньшанской области. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 178–185.

Шуйский В.П. Водоросли рода Lancicula из нижнего девона Урала // Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урало-Тяньшанской области. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 3–17.

Шуйский В.П., Мухина В.П. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэйфельских рифов Урала // Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск. 1986. С. 89–115.

Burchette T.P. European devonian Reefs: a review of current concepts and models // Soc. Economic. Paleont. & Mineral., Special Publication. 1981. № 30. P. 85–142.

Tsien H.H. Paleoecology of Middle Devonian and Fransian in Belgium // Intern. Symposium on belgium micropaleontological limits from Emsian and Visean. 1974. Publ. 12. P. 3–48.

Ubaghs G. Classe des Crinolides // Pivetean T. Traite de Paleontologie. 1953. T. III. P. 658–773.

Рецензенты М.А. Жарков, Б.С. Соколов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 1999, том 7, № 3, с. 110–111

УДК (092):55

МАРИЯ ВАСИЛЬЕВНА ШУРЫГИНА (1932–1997)

17 августа 1998 года исполнился год, как ушла из жизни после тяжелой болезни Мария Васильевна Шурыгина, крупнейший специалист по кораллам, ругозам и стратиграфии раннего и среднего палеозоя, автор современной стратиграфической схемы силура Урала.

Мария Васильевна Шурыгина родилась 1 марта 1932 года в г. Первоуральске Свердловской области. В 1947 г. она окончила в Свердловске среднюю школу, а в 1953 г. геологический факультет Уральского государственного университета им. А.М. Горького. Получив диплом по специальности геолога-палеонтолога, она была оставлена в университете для работы на кафедре палеонтологии. Однако спокойная, однообразная работа на кафедре не устраивала М.В. Шурыгину и, проработав полгода, она перешла на должность геолога в Палеонтолого-стратиграфическую партию Уральской геолого-съемочной экспедиции в Уральском геологическом управлении, где и проработала 42 года – до конца своей трудовой деятельности геологом, начальником отряда, руководителем тематической группы по изучению силурийских отложений.

Благодаря таланту, любви к геологии, неординарным способностям, трудолюбию, целеустремленности, энергии, желанию постоянно совершенствовать и углублять знания, ей удалось стать прекрасным геологом-съемщиком и высококвалифицированным палеонтологом и стратиграфом. Она кропотливо изучала многие разрезы нижнего и среднего палеозоя на западном и восточном склонах Полярного, Приполярного, Северного, Среднего и Южного Урала. Начало деятельности в Уральской геолого-съемочной экспедиции было связано со съемочными работами 50-тысячного масштаба в Нижне-Сергинском районе на западном склоне Урала (1954 г.). В дальнейшем интерес к геологии этого района только окреп. В результате последующих тематических работ по изучению разреза и фаунистических остатков ею было проведено фациальное районирование, дано расчленение силурийских и девонских отложений в различных фациальных зонах центральной части Уфимского амфитеатра.

В семидесятые годы М.В. Шурыгиной была разработана детальная стратиграфия верхнего силура Уфимского амфитеатра, позволившая осуществить корреляцию местных стратонов западного склона Среднего, Северного, Приполярного, Полярного Урала и островов Северной Арктики, а также корреляцию с силуром восточного склона Урала. Уже будучи тяжело больной, за месяц до кончины, Мария Васильевна подготовила свою последнюю статью по описанию опорного разреза Михайловского пруда.

В период с 1959 по 1970 годы М.В. Шурыгина возглавила работы по изучению стратиграфии и фауны осадочных отложений восточной зеленокаменной колчеданоносной полосы Урала на территории от г. Полевского на юге и до 2-го Северного рудника на севере в Ивдельском районе. К этому времени изученность силурийских отложений в целом оставалась весьма неравномерной.

В горнопромышленных районах карбонатные отложения значительно метаморфизованы, их возраст определялся в широких пределах или вообще не был установлен. Вместе с палеонтологами Палеонтолого-стратиграфической партии Уральской геолого-съемочной экспедиции изучались отложения силура и нижнего девона в

Полевском, Ново-Лялинском, Исовском, Нижне-Тагильском, Североуральском и Ивдельском районах. Была собрана разнообразная фауна простейших, строматопорат, табулят, ругоз, брахиопод, трилобитов, остракод, криноидей и комплексно исследовано ее распределение в Уральском силуре и нижнем девоне.

Помимо коллекций фауны из этих разрезов, М.В. Шурыгиной была пересмотрена вся фауна, поступавшая в партию от геологов поисково-съемочных и разведочных партий, выполнена бóльшая часть полевых работ: обследованы с послойным отбором фауны карбонатные разрезы и разрозненные обнажения, просмотрено большое количество керна, прослежено стратиграфическое и географическое распространение ругоз. Результатом этих исследований явилась целая серия научных статей по геологии и стратиграфии Урала и монографических публикаций в трудах Уралгеолуправления, УНЦ АН СССР, УрО РАН, Советской геологии, издательства "Наука", "Недра", СГИ. В 1971 г. на основании огромного материала, собранного и проанализированного, М.В. Шурыгина блестяще защитила кандидатскую диссертацию на тему "Стратиграфия карбонатных отложений и ругозы силура восточного склона Среднего и прилегающей части Северного Урала".

Летом 1971 г. М.В. Шурыгина принимала деятельное участие в полевых работах Ухтинской партии на о. Долгом, оказала большую помощь в изучении стратиграфии силурийских и девонских отложений, обеспечила квалифицированный отбор палеонтологического материала. Институт геологии Арктики высоко оценил сотрудничество М.В. Шурыгиной с Ухтинской партией.

В семидесятые и восьмидесятые годы М.В. Шурыгина принимала участие в исследовании бокситоносных отложений восточного склона Урала. Она дала монографическое описание всего комплекса ругоз карпинского и тальтийского горизонтов, анализ фациальной приуроченности ругоз и этапности развития этой группы в девоне, а также сделала выводы о возрасте отложений, корреляции местных стратиграфических подразделений и межрегиональных корреляций.

На территории Ивдельского района в мощной толще вулканогенных, вулканогенно-осадочных и карбонатных пород ею было установлено наличие всех региональных горизонтов, прослежена фациальная изменчивость осадочных образований.

М.В. Шурыгина являлась ответственным исполнителем при проведении работ по изучению разреза карбонатных, вулканогенно-осадочных и эффузивных образований верхнего силура и нижнего девона окрестностей г. Североуральска. Послойно и комплексно с применением палеонтологического, литологического и петрографического методов был исследован и описан разрез, который стал опорным по полноте и непрерывности, тесным фациальным взаимоотношениям осадочных и вулканогенных пород, хорошо прослеженных благодаря большому объему глубокого бурения. Много времени и внимания Мария Васильевна уделила стратиграфии нижнего–среднего палеозоя на западном и восточном склонах Южного Урала. Это разрезы окрестностей г. Нязепетровска, Миасса, Варны, п. Первомайского, р. Багаряка, Истока Челябинской области. Результаты исследований были опубликованы в трудах УрО РАН в 1996 г.

М.В. Шурыгина работала в тесном содружестве с геологами и палеонтологами из других регионов, посещала с ними разрезы о. Долгого, о. Новой Земли, Приполярного Урала, Прибалтики, Подолии, Таджикистана, Салаира, показывала им лучшие разрезы силура и девона Урала, участвовала в коллоквиумах и школе по кораллам, организовала сама школу кораллистов в Североуральске.

Труды М.В. Шурыгиной содержат важные данные для палеонтолого-стратиграфического обоснования крупномасштабных геолого-съемочных и поисково-разведочных работ на бокситы, железо, медь и другие полезные ископаемые. В результате ее работ получены материалы, использованные при составлении унифицированных и корреляционных схем силура и девона Урала. Она – составитель унифицированных стратиграфических схем по силуру Урала, утвержденных МСК в 1978 и 1993 годах. М.В. Шурыгина пользовалась огромным авторитетом у геологов разных организаций, давала консультации палеонтологам-ругозистам, приезжавшим к ней из различных регионов СНГ. Руководство экспедиции многократно награждало М.В. Шурыгину за отличные успехи в работе.

Мария Васильевна была скромным, общительным, жизнерадостным, доброжелательным, энергичным, обязательным человеком, любила работу, природу, любила путешествовать, знала литературу, писала стихи – шутливые приветствия сотрудникам ко дню рождения, подмечая самые характерные особенности виновников торжества. Она хорошо разбиралась в живописи, интересовалась искусством, имела прекрасную коллекцию ростовской финифти.

Уход из жизни М.В. Шурыгиной – невосполнимая потеря для геологии и для людей, близко знавших ее.

Н.Я. Анцыгин, Г.Г. Зенкова, К.К. Золоев, Р.Д. Калугина, В.С. Милицина, Т.Л. Модзалевская, В.А. Наседкина, Л.В. Нехорошева, Н.Н. Предтеченский, Б.С. Соколов, С.В. Черкесова, Б.И. Чувашов

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

В журнале "Стратиграфия. Геологическая корреляция" публикуются результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза; статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геоисторическим изменениям Земли. Приоритет отдается статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

В журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и памятных дат.

Представленные в редакцию статьи должны быть окончательно проверены и подписаны автором (авторами). Рукописи принимаются только в тех случаях, если они отвечают редакционно-издательским требованиям: четко отпечатаны на машинке (компьютере), с интервалом между строчками в два переката, в двух экземплярах. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы (в центре верхнего поля).

К рукописи статьи прилагается сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование выполнено, акт экспертизы, направление организации, домашний адрес (с индексом), домашний и служебный номера телефонов и имя и отчество **всех** авторов.

В связи с тем, что публикация английской версии журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Авторам следует придерживаться общепринятой в международных журналах схемы: 1 – название статьи; 2 – инициалы и фамилия автора (авторов), место работы и полный служебный адрес каждого автора (институты указывать без сокращения); 3 – исчерпывающее резюме (до 1 печ. стр.); ключевые слова (до 10 слов); 4 – формулировка научной задачи; 5 – фактический материал; 6 – обсуждение результатов; 7 – выводы; 8 – список литературы; 9 – на отдельных страницах – подписи к рисункам и таблицы. Следует указать адрес для переписки, номера телефонов автора (авторов) и адрес e-mail.

Иллюстрационный материал необходимо представлять в редакцию в двух экземплярах, причем первый экземпляр должен быть пригодным для непосредственного репродуцирования. Для карт и схем второй экземпляр должен представлять основу. На картах обязательно указывать масштаб. Фотографии: оба экземпляра монтируется автором в виде макета (размер 23 × 17). На чертежах, картах, разрезах и т.д. должно быть указано минимальное соответствующее изложению в тексте количество буквенных и цифровых обозначений. Их объяснение обязательно дается под соответствующей подписью к рисунку. В рукописи обязательно указывать места помещения рисунков и таблиц, а на обороте каждого рисунка – номер иллюстрации и фамилию автора.

Формулы, символы минералов и элементов, приводимые в иностранном написании, должны быть впечатаны. Необходимо делать ясное различие: 1) между заглавными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (например, O, K и др.), подчеркивая заглавные буквы двумя черточками снизу, строчные – сверху; 2) между буквами русского и латинского алфавитов, делая соответствующие пояснения на полях рукописи; 3) между буквами и цифрами сходного начертания, римскими и арабскими цифрами. Необходимо аккуратно вписывать индексы, показатели степеней и греческие буквы (подчеркивать красным карандашом) с соответствующими указаниями на полях рукописи.

Приводимые в тексте статьи латинские названия видов фауны и флоры должны сопровождаться фамилией автора, установившего данный таксон.

Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются фамилия и инициалы автора (авторов), полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы. В тексте статьи в круглых скобках – ссылка на автора и год. В библиографической ссылке, где более двух авторов, указывается фамилия первого автора (например, Иванов и др., 1990). Если работа приводится без авторов, то пишутся два первых слова (например, Стратиграфические исследования..., 1990).

В связи с публикацией английской версии статей к русскому тексту рукописи необходимо прилагать (на отдельном листе):

1) английскую транскрипцию всех приводимых в тексте иностранных собственных названий и имен;

2) все приведенные в тексте цитаты из иностранных работ на языке оригинала;

3) предпочитаемую автором (авторами) английскую транскрипцию русских терминов (если существуют разные транскрипции);

4) список русских географических названий (в именительном падеже), от которых произведены использованные в статье названия серий, свит, слоев и т.п. (например, миньярская свита – г. Миньяр; терские слои – р. Терек).

Международная академическая издательская компания "Наука/Интерпериодика" информирует о том, что завершился конкурс на лучшие публикации 1998 года в издаваемых ею журналах.

Лауреатами Премий МАИК "Наука" за 1998 год по группе **наук о Земле** стали авторы следующих публикаций:

ГЛАВНАЯ ПРЕМИЯ

Жарков М.А., Филатова Н.И., Мурдмаа И.О.

Цикл статей "Эволюция климата и биосферы Земли в меловой период"

"Стратиграфия. Геологическая корреляция"

ПРЕМИИ

1. Володин Е.М., Лыкосов В.Н.

Цикл статей "Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность–почва для моделирования климата"

"Известия АН. Физика атмосферы и океана"

2. Грамберг И.С., Пискарев А.Л., Беляев И.В.

Цикл статей "Тектоника и нефтегазоносность океана и морей"

"Доклады Академии Наук"

3. Симакин А.Г., Трубицын В.П., Харыбин Е.В.

Цикл статей "Осаждение кристаллов в застывающих магматических камерах"

"Физика Земли"

4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Пузанов В.И.

Цикл статей по тектонике докембрия

"Геотектоника"

5. Ковалевский В.С., Семенов С.М., Ковалевский Ю.В.

"Воздействия климатических изменений на подземные воды и взаимосвязанную с ними окружающую среду"

"Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология"

6. Покровский О.С., Савенко В.С., Тагиров Б.Р.

Цикл статей по физической химии морской воды и биогеохимии океана

"Океанология"

7. Силантьев С.А.

Цикл статей "Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта"

"Петрология"

8. Кузнецов В.Г.

Цикл статей "Палеозойское карбонатонакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении"

"Литология и полезные ископаемые"

Индекс 73390

"НАУКА" ♦♦♦♦ МАИК "НАУКА"

Журналы РАН, выходящие в свет на русском и английском языках

Агрохимия	*Agricultural Chemistry*
Акустический журнал	*Acoustical Physics*
Астрономический вестник	*Solar System Research*
Астрономический журнал	*Astronomy Reports*
Биология моря	*Russian Journal of Marine Biology*
Биоорганическая химия	*Russian Journal of Bioorganic Chemistry*
Биофизика	*Biophysics*
Биохимия	*Biochemistry (Moscow)*
Вестник РАН	*Herald of the Russian Academy of Sciences*
Водные ресурсы	*Water Resources*
Вопросы ихтиологии	*Journal of Ichthyology*
Высокомолекулярные соединения	*Polymer Science. Series A* *Polymer Science. Series B*
Генетика	*Russian Journal of Genetics*
Геомагнетизм и аэрономия	*Geomagnetism and Aeronomy*
Геология рудных месторождений	*Geology of Ore Deposits*
Геотектоника	*Geotectonics*
Геохимия	*Geochemistry International*
Геоэкология	*Environmental Geoscience*
Доклады Академии наук	*Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Doklady Physics* *Doklady Earth Sciences*
Журнал аналитической химии	*Journal of Analytical Chemistry*
Журнал вычислительной математики и математической физики	*Computational Mathematics and Mathematical Physics*
Журнал неорганической химии	*Russian Journal of Inorganic Chemistry*
Журнал общей химии	*Russian Journal of General Chemistry*
Журнал органической химии	*Russian Journal of Organic Chemistry*
Журнал прикладной химии	*Russian Journal of Applied Chemistry*
Журнал физической химии	*Russian Journal of Physical Chemistry*
Журнал эволюционной биохимии и физиологии	*Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology*
Защита металлов	*Protection of Metals*
Зоологический журнал	*Russian Journal of Zoology*
Известия АН. Серия биологическая	*Biology Bulletin*
Известия АН. Теория и системы управления	*Journal of Computer and Systems Sciences International*
Известия АН. Физика атмосферы и океана	*Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*
Кинетика и катализ	*Kinetics and Catalysis*
Коллоидный журнал	*Colloid Journal*
Координационная химия	*Russian Journal of Coordination Chemistry*
Космические исследования	*Cosmic Research*
Кристаллография	*Crystallography Reports*
Литология и полезные ископаемые	*Lithology and Mineral Resources*
Микробиология	*Microbiology*
Микроэлектроника	*Russian Microelectronics*
Молекулярная биология	*Molecular Biology*
Неорганические материалы	*Inorganic Materials*
Нефтехимия	*Petroleum Chemistry*
Океанология	*Oceanology*
Онтогенез	*Russian Journal of Developmental Biology*
Оптика и спектроскопия	*Optics and Spectroscopy*
Палеонтологический журнал	*Paleontological Journal*
Петрология	*Petrology*
Письма в Астрономический журнал	*Astronomy Letters*
Почвоведение	*Eurasian Soil Science*
Приборы и техника эксперимента	*Instruments and Experimental Techniques*
Прикладная биохимия и микробиология	*Applied Biochemistry and Microbiology*
Проблемы прогнозирования	*Studies on Russian Economic Development*
Программирование	*Programming and Computer Software*
Радиохимия	*Radiochemistry*
Радиотехника и электроника	*Journal of Communications Technology and Electronics*
Стратиграфия. Геологическая корреляция	*Stratigraphy and Geological Correlation*
Теоретические основы химической технологии	*Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
Теплофизика высоких температур	*High Temperature*
Теплоэнергетика	*Thermal Engineering*
Труды Математического института имени В.А. Стеклова	*Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics*
Физика Земли	*Izvestiya, Physics of the Solid Earth*
Физика и химия стекла	*Glass Physics and Chemistry*
Физика металлов и металловедение	*The Physics of Metals and Metallography*
Физика плазмы	*Plasma Physics Reports*
Физиология растений	*Russian Journal of Plant Physiology*
Физиология человека	*Human Physiology*
Химия высоких энергий	*High Energy Chemistry*
Экология	*Russian Journal of Ecology*
Электрохимия	*Russian Journal of Electrochemistry*
Энтомологическое обозрение	*Entomological Review*
Ядерная физика	*Physics of Atomic Nuclei*

Журналы МАИК "Наука", выходящие в свет на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis
Russian Journal of Mathematical Physics

ISSN 0869-592X Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, том 7, № 3