

Том 26, номер 5
ISSN 0207 - 4028

Сентябрь-Октябрь 2007

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.В. Жигулев, В.Э. Кононов, Б.В. Левин.</i> Геологическое строение осадочного чехла и оценка нефтегазоносности впадины Дерюгина (Охотское море)	3
<i>А.С. Астахов, В.В. Саттарова, А.И. Свининников, Н.В. Астахова, М.М. Доманов, М.В. Иванов.</i> Марганцевые металлоносные осадки котловины Дерюгина Охотского моря: химический состав, геологические условия формирования	13
<i>Н.А. Куренцова, Т.И. Фролова, Г.Б. Удинцев, И.А. Рощина.</i> О каменном материале со дна моря Уэдделла, Южный океан	32
<i>А.П. Сорокин, Л.В. Эйрши, В.М. Кузьминых.</i> благороднометалльное оруденение в углеродистых формациях (обзор материалов по восточным районам России)	43
<i>А.А. Сорокин, Н.М. Кудряшов, А.Б. Котов.</i> Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна (Дальний Восток)	55
<i>Л.П. Плюснина, Г.Г. Лихойдов, В.П. Молчанов, Ж.А. Щека.</i> Моделирование массопереноса золота при лиственитизации и родингитизации на примере Усть-Депского офиолитового комплекса (Верхнее Приамурье)	67
<i>В.Ю. Забродин.</i> Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток)	77
<i>Е.Б. Волюнец, С.А. Шорохова.</i> Позднетриасовая (монгугайская) флора Приморья и ее положение среди одновозрастных флор Евразии	88
 Дискуссия	
<i>Н.А. Шило.</i> Витватерсранд и проблема рудообразования	101
 Рецензии	
<i>В.С. Пушкарь.</i> Морской плейстоцен побережий России	112
 Юбилей	
К 75-летию со дня рождения Владимира Георгиевича Сахно	114
К 70-летию со дня рождения Левина Бориса Вульфовича	116

CONTENTS

<i>V.V. Zigulyov, V.E. Kononov, B.V. Levin.</i> Geological structure of the sedimentary cover, and evaluation of oil-and-gas potential of the Deryugin basin (Sea of Okhotsk)	3
<i>A.S. Astakhov, V.V. Sattarova, A.I. Svininnikov, N.V. Astakhova, M.M. Domanov, M.V. Ivanov.</i> Manganese metalliferous sediments in the Deryugin Basin (Sea of Okhotsk): chemical composition and geological settling	13
<i>N.A. Kurentsova, T.I. Frolova, G.B. Udintsev, I.A. Roshchina.</i> Rock material from the bottom of the Weddell Sea, South Ocean	32
<i>A.P. Sorokin, L.V. Eirish, V.M. Kuz'minykh.</i> Precious metal mineralization in carbonaceous formations (based on the research data from the eastern regions of Russia)	43
<i>A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov, A.B. Kotov.</i> The age and geochemical peculiarities of the Early Mesozoic granitoids of the southern part of the Bureya terrane (Far East)	55
<i>L.P. Plyusnina, G.G. Likhoidov, V.P. Molchanov, Zh.A. Shcheka.</i> Modeling of gold transfer during listwenite and rodingite formation as exemplified by the Ust'-Dep ophiolite complex (Upper Priamurye)	67
<i>V.Yu. Zabrodin.</i> Paleogeography of the Bureya foredeep in the Jurassic period (Far East)	77
<i>Ye.B. Volynets, S.A. Shorokhova.</i> Late Triassic (Mongugayan) flora of Primorye, and its location within coeval floras of Eurasia	88
 Discussions	
<i>N.A. Shilo.</i> The Witwatersrand, and the problem of ore formation	101
 Reviews	
<i>V.S. Pushkar.</i> Marine Pleistocene of the Russian coasts	112
 Jubilees	
The 75th birthday of Vladimir G. Sakhno	114
The 70th birthday of Levin Boris Vul'fovich	116

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

В.В. Жигулев, В.Э. Кононов, Б.В. Левин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 19 мая 2006 г.

Представлены результаты интерпретации материалов сейсморазведки методом преломленных волн, в южной части впадины Дерюгина. Приведена геолого-геофизическая модель и предложена схема эволюции бассейна (поздний мел–плейстоцен). Полученные данные свидетельствуют о высоком углеводородном потенциале, сопоставимом с таковым прилегающего нефтегазоносного шельфа северо-восточного Сахалина.

Ключевые слова: метод преломленных волн, сейсморазведка, углеводородный потенциал, впадина Дерюгина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время значительный интерес исследователей в плане оценки промышленных запасов углеводородов (УВ) вызывает район акватории Охотского моря, находящийся северо-восточнее сахалинского шельфа, включая его континентальный склон и прилегающую впадину Дерюгина (рис. 1). Расположенный в непосредственной близости от нефтегазоносных структур сахалинского шельфа, этот район изначально рассматривался как перспективный для проведения нефтепоисковых работ и в последнее двадцатилетие подвергся интенсивному исследованию различными геофизическими методами. Однако, несмотря на значительный объем полученного материала, данных для оценки углеводородного потенциала к настоящему времени накоплено недостаточно. В первую очередь это связано с отсутствием достоверных сведений о полной мощности осадочного чехла и его литофизических характеристиках, что, по мнению авторов, объясняется ограниченными возможностями метода, который был использован для их получения. Применяемый сейсмический метод сейсмических волн способом общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) оказался недостаточно эффективным для решения нефтегеологических задач в сложных геолого-геофизических условиях района исследования. Основная причина заключается в том, что скоростные характеристики (интервальные скорости ОГТ), являющиеся необходимым условием для выде-

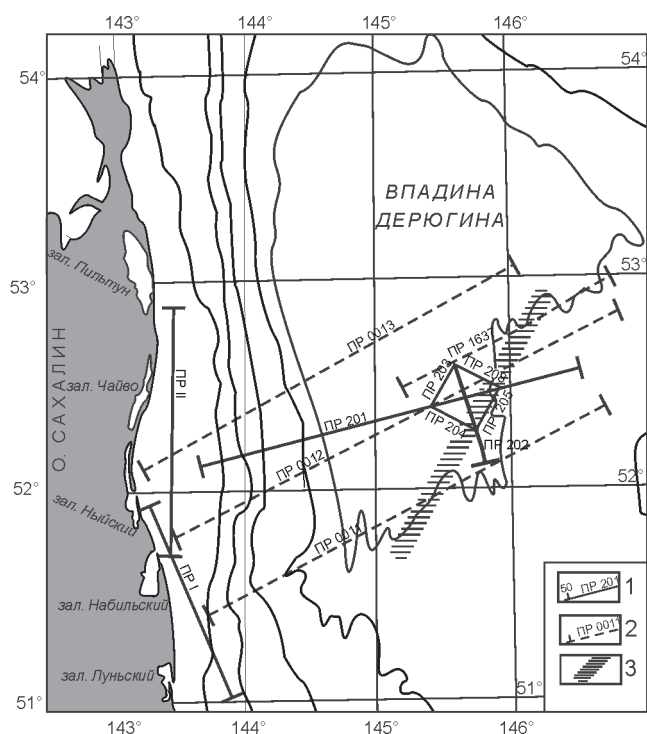


Рис. 1. Схема местоположения сейсмических профилей.

1 – профили МПВ, 2 – профили МОВ ОГТ треста «Дальморнефтегеофизика», 3 – зона простираения Дерюгинской горстовой системы.

ления в разрезе катагенетических зон, могут определяться этим методом только в диапазоне глубин про-

слеживания отражающих горизонтов. Но, как показал опыт работ, глубинность МОВ-ОГТ на Сахалинском шельфе и его восточном склоне обычно не превышает 4–5 км [1, 5, 31], что не позволяет определять скоростные параметры слоев в нижней части осадочного чехла. Более того, во впадине Дерюгина (особенно вдоль ее западного обрамления) повсеместно встречаются участки резкого ослабления энергии отраженных волн (до полного исчезновения записи [4, 30]), что полностью исключает возможность решения здесь нефтегеологических задач. Данный аномальный эффект, очевидно, обусловлен влиянием некоторых геолого-геофизических факторов (высокий тепловой поток, широкое распространение газогидратов, интенсивная карбонато-баритовая минерализация, аномальные эманации метана и т. д.), которыми изобилует Дерюгинский бассейн, выделяя его в ряду главных морфоструктур Охотского моря [4, 5, 8, 12, 16, 19, 27, 28].

С учетом всего вышеизложенного, для изучения глубинной структуры земной коры южной части впадины Дерюгина, континентального склона, а также для получения дополнительной информации о скоростных характеристиках осадочного чехла данного района акватории в 1991 году Институтом морской геологии и геофизики (ИМГиГ) были проведены экспериментальные сейсмические исследования методом преломленных волн (МПВ). Выбор именно этого метода объясняется тем, что при аналогичных работах, ранее проведенных ИМГиГ на сахалинском шельфе (ПР I – ПР II, рис. 1), он положительно зарекомендовал себя при решении нефтегеологических задач [5, 9, 31]. С его помощью впервые в районе сахалинского шельфа была изучена полная мощность осадочного чехла, до поверхности консолидированного фундамента, а полученные сейсмические данные использовались для переоценки углеводородного потенциала всего региона.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Профили МПВ проектировались таким образом, чтобы наблюдениями были охвачены как глубоководная часть впадины, так и ее обрамляющие структуры (рис. 1). При этом один из профилей субширотного простирания (ПР 201) обрабатывался как связующий между абиссальной частью впадины Дерюгина и прилегающим сахалинским шельфом. Наблюдения проводились по стандартной методике, применяемой при работах МПВ на море. Расстояние между пунктами постановки донных станций составляло 2–3 км, между пунктами излучения (взрывной интервал) – 100 м. Для излучения сейсмических колебаний применялись пневматические пушки с объе-

мом рабочей камеры 30 и 60 дм³ и давлением в момент подрыва 15000 кПа, которые обеспечивали амплитуду первой волны давления на расстоянии 1 м от источника от 800 до 1300 кПа. В качестве приемо-регистрирующих систем использовались донные сейсмические станции серии “Базальт” с трехкомпонентной регистрацией сейсмосигнала при динамическом диапазоне 72 дБ. Обработка сейсмической информации и построение структурно-скоростных разрезов осуществлялись с помощью пакетов специализированных программ серии “SEIS” в варианте способа лучевого трассирования с использованием рефрагированных волн. Применение этих программ позволило выполнять моделирование сложных участков разреза, с выделением аномальных зон скоростных инверсий.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА И СХЕМА ЕЕ ЭВОЛЮЦИИ

Предварительные результаты интерпретации в комплексе с сейсмическими данными МОВ-ОГТ, гравимагниторазведкой и термометрией приведены в работах [2, 3]. В них основное внимание уделено общему анализу выделенных структурных образований, характеристике их проявлений в геофизических полях. В настоящей статье основной акцент сделан на проблеме геологического развития района и перспективах нефтегазоносности.

В результате проведенных исследований впервые удалось изучить строение земной коры впадины Дерюгина (включая осадочный чехол) до поверхности верхнемантийных образований (рис. 2А). По скоростным характеристикам продольных сейсмических волн выделено пять сейсмоакустических комплексов (сейсмических слоев) и проведена их возрастная идентификация. Возраст каждого слоя определялся путем установления корреляционных связей с разрезом сахалинского шельфа, стратиграфия которого основана на материалах разведочного бурения с использованием эффективных сейсмогеологических моделей восточного побережья Сахалина [6, 9, 13, 16, 17, 23, 26, 30].

Как видно из приведенного материала, наиболее глубокий преломляющий горизонт со скоростью, близкой к верхнемантийной (7.4 км/с), получен на разрезах профилей 201 (ПК 110-150) и 202 (ПК 20-45), в интервале глубин 18–19 км (рис. 2, 3). Следует отметить, что такие высокие скоростные значения, обнаруженные на относительно небольшой глубине, встречаются впервые в пределах Дерюгинской впадины, но, по-видимому, их не следует считать неожиданными, поскольку, по данным [22], впадина расположена над астеносферным диапиром частичного

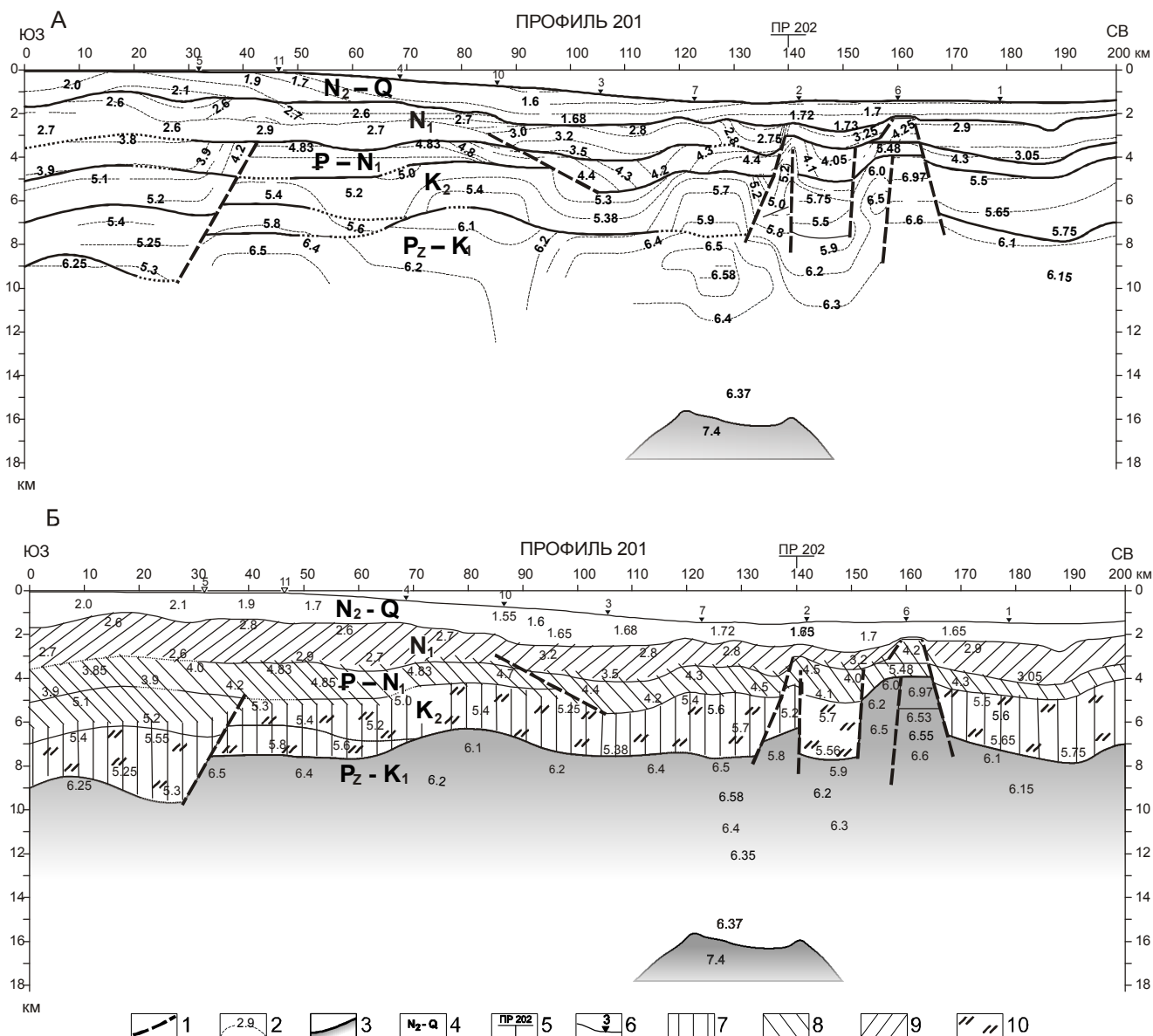


Рис. 2. А. Сводный геофизический разрез по профилю 201. Б. Основные катагенетические зоны осадочного чехла по геолого-геофизическому разрезу профиля 201.

1 – разломы; 2 – изолинии сейсмических скоростей и их значения; 3 – сейсмические границы; 4 – возраст слоев; 5 – пересечение профилей; 6 – пункты постановки донных станций; 7 – главная зона газообразования; 8 – главная зона нефтеобразования; 9 – главная зона аккумуляции углеводородов; 10 – глинисто-кремнистый комплекс.

плавления вещества, обнаруженном на глубине порядка 25 км. Наблюдаемые здесь высокие значения теплового потока [2, 3, 25], обнаруженные скоростные аномалии, наиболее вероятно, обусловлены внутрикоровым внедрением верхнемантийных образований.

Самый нижний слой, выделенный по сейсмическим характеристикам, прослеживается на глубине более 7 км. Он обладает максимальной мощностью, от 8 км и выше, и включает в себе широкий диапа-

зон скоростных значений (от 5.9 до 6.9 км/с). Граничные скорости вблизи поверхности 5.9–6.1 км/с оптимально соответствуют кровле консолидированного фундамента, который, по мнению многих исследователей [8, 9, 11, 17, 30], представлен гетерогенным комплексом вулканогенно-осадочных, сильно метаморфизированных образований допозднемелового возраста. Вышезалегающие отложения осадочного чехла, представляющие наибольший интерес при решении нефтепоисковых задач, по мощности варь-

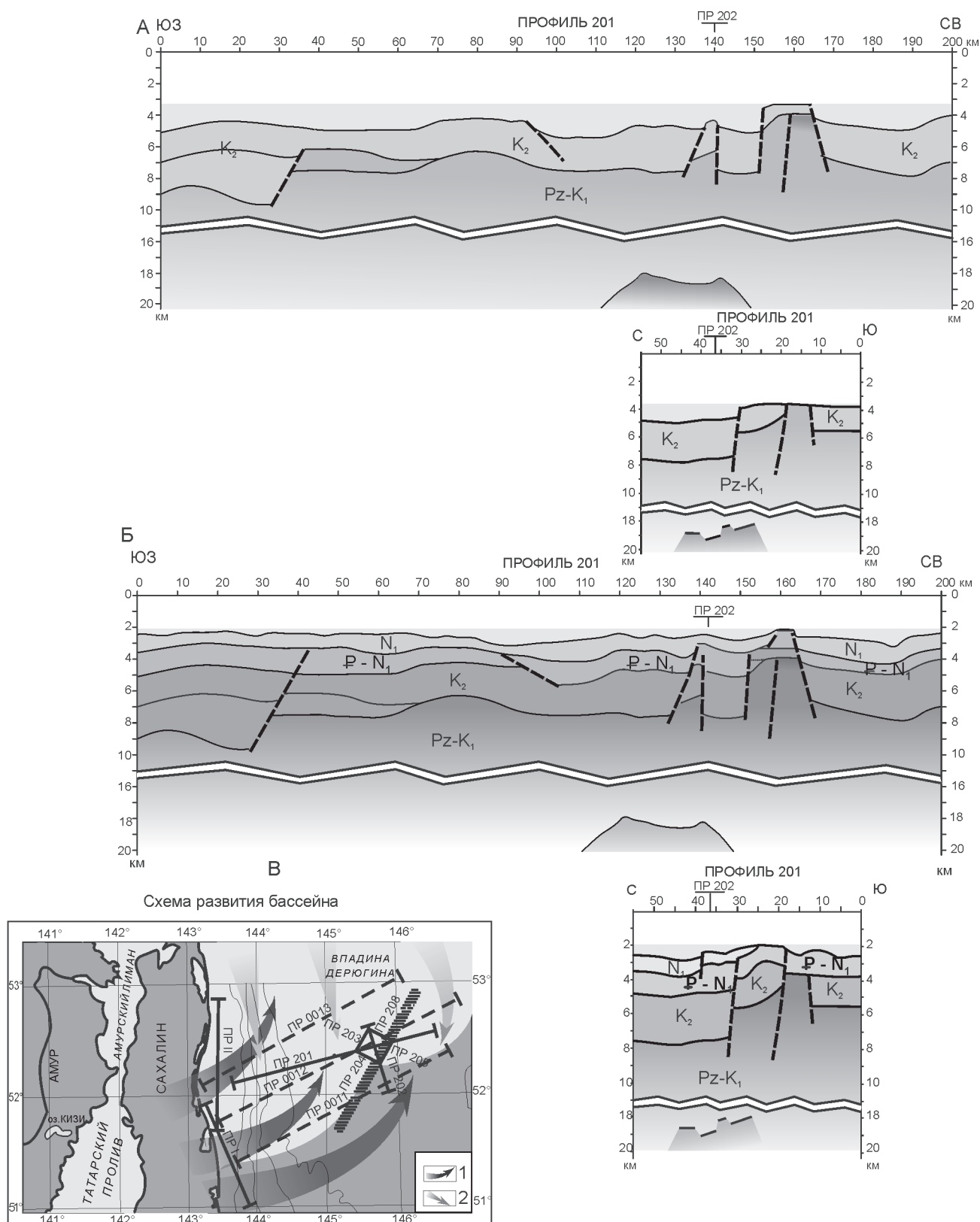


Рис. 3. Этапы эволюции коры Дерюгинского бассейна и направление сноса осадочного материала.

А. 3-й этап развития (граница позднего мела K_2 – раннего палеогена P_1). Б. 5-й этап развития (средний миоцен N_1^2 – начало плиоцена N_2^1). Условные обозначения на рис. 2. Уровень моря для каждого этапа развития показан затемненным фоном. В. Направление сноса осадочного материала. 1 – в мелу – палеогене; 2 – в квартере.

ируют от 9.5 км (в пределах сахалинского шельфа) до 5.5 км (на его восточном склоне). По скоростным параметрам здесь выделено четыре слоя. Нижний, с относительно выдержанной мощностью порядка 3 км километров, характеризуется скоростными значениями в интервале 5.4–5.6 км/с, величина которых при сопоставлении с эффективными сейсмогеологическими моделями восточного побережья Сахалина наиболее соответствует верхнемеловым образованиям. Выше по разрезу залегает слой мощностью от 1 км в центральной части впадины Дерюгина до 0.6 км – на ее восточном фланге. Здесь отмечается незначительный диапазон скоростей (4.3–4.4 км/с), которые по своим значениям позволяют отнести отложения этой толщи к образованиям палеоген-ранне-неогенового возраста. Покрывающий слой, второй сверху, мощностью от 1.2 до 2 км характеризуется повышенной дисперсией скоростей: от 2.5 км/с в его верхней части до 3.5 км/с – вблизи основания. Эти скоростные параметры хорошо коррелируются с осадочными отложениями нижнего неогена, вскрытыми скважинами разведочного бурения на прилегающем сахалинском шельфе. Венчает осадочный разрез низкоскоростной слой ($V=1.5-1.6$ км/сек) с выдержанной мощностью около 1 км. По скоростным характеристикам и материалам разведочного бурения на прилегающем шельфе его можно уверенно отнести к образованиям плиоцен-четвертичного возраста.

В процессе комплексной интерпретации была обнаружена и закартирована ранее неизвестная структура, представляющая собой систему протяженных линейно-вытянутых поднятий горстового типа, обрамляющая впадину Дерюгина на ее юго-восточном фланге – Дерюгинский горст (рис. 1). Данное геологическое образование оказалось весьма удачным объектом для изучения тектонических процессов в районе. Обнаружение в структурах этого горста нескольких уровней абрадированных поверхностей (эрозионных срезов, сформированных волновой абразией), принадлежащих различным по возрасту породным комплексам, позволило установить основные периоды его тектонической активности (время поднятия структур выше уровня моря) [2, 3]. Это послужило основой для составления схемы геологического развития исследуемого района во временном диапазоне от мела до четвертичного периода. По характерным особенностям проявления тектонической деятельности в эволюции коры Дерюгинского бассейна выделено шесть этапов геологического развития, основные из которых представлены на рис. 3А, Б.

Первый этап затрагивает период от палеозоя до окончания раннего мела. По всей видимости, его следует отнести к океанической стадии геологического

развития Охотоморского региона [20, 21, 29]. За это время сформировался нижний консолидированный слой коры мощностью более 8 км (нижняя толща, рис. 3А). В районе современного положения бровки континентального склона отмечаются первые признаки тектонической деятельности, которая, судя по конфигурации преломляющей границы кровли нижнемеловых образований (ПК 0-35, ПР 201), может быть связана с аккреционными процессами, происходившими в регионе, согласно утверждению [29], в данное геологическое время.

На втором этапе, охватывающем поздний мел, развитие бассейна происходило в морских условиях и в относительно спокойной тектонической обстановке. За этот период времени сформировался комплекс отложений мощностью до трех километров (верхний слой, рис. 3А).

На третьем этапе (рис. 3А), относящемся к границе позднего мела–раннего палеогена, наблюдается вторая и наиболее активная фаза тектонической деятельности, которая, согласно [20, 21, 29], характеризуется переходом от океанического к континентальному тектоническому режиму. На участке современного юго-восточного обрамления впадины Дерюгина данная фаза проявилась в виде субвертикальных поднятий блоков коры вдоль разломов на высоту до 4 км (ПР 201, ПК 140-165; ПР 202, ПК 10-30). При этом вершины некоторых блоков поднялись выше уровня моря и подверглись волновой эрозии, о чем свидетельствует значительное уменьшение мощности, а иногда и полное отсутствие верхнемеловых отложений в их сводовой части (ПР 202, ПК 10-15). По-видимому, тектонические процессы сопровождалась внутрикоровым внедрением верхнемантийного материала под блоковыми поднятиями (ПР 201, ПК 110-150; ПР 202, ПК 20-5). В результате этих геологических событий на данном участке была заложена основа будущего Дерюгинского горста.

В несколько иной форме тектоническая деятельность в это же время проявилась на центральном и западном участках района. Характер разрывных нарушений, наблюдаемых вблизи современного положения бровки континентального склона и его подножия, свидетельствует о преобладании сбросовых подвижек, обусловленных механизмами растяжения коры (ПР 201, ПК 30-40; ПК 95-100). В то же время, геометрия преломляющих границ в районе современного положения сахалинского шельфа (ПР 201, ПК 0-30) дает основание говорить о влиянии на их формирование процессов конвергенции, с которыми, по данным [10], связано образование в это геологическое время Восточно-Сахалинской вулканической дуги, междуговых и преддуговых прогибов.

Четвертый этап охватывает период от позднего палеоцена до среднего миоцена. В относительно спокойной тектонической обстановке происходило плавное опускание земной коры бассейна и формирование осадочного чехла морских отложений мощностью до 2 км (второй сверху слой на рис. 3Б). При этом за пределами впадины Дерюгина, восточнее склонов горстового поднятия, осадкообразование происходило в более замедленном темпе, о чем свидетельствует приблизительно двукратное уменьшение мощности палеоген-нижнеогеновых отложений на восточном окончании профиля 201 (ПК 165-200). Уменьшение скорости осадконакопления в данном районе, очевидно, связано с влиянием структур Дерюгинского поднятия, которые служили частичным препятствием для переноса терригенного материала в более удаленную в восточном направлении область акватории. В южной части исследуемой акватории эти структуры не оказывали влияния на процессы осадконакопления, поскольку мощность палеоген-нижнеогеновых отложений здесь (ПР 202, ПК 0-20) примерно такая же, как во впадине Дерюгина (ПР 201, ПК 0-150; ПР 202, ПК 30-60). Из этого следует, что перенос осадков в данное геологическое время происходил преимущественно в восточном направлении, а источник сноса находился западнее района исследований.

Пятый этап (рис. 3Б) – средний миоцен – начало плиоцена – происходит повторное поднятие структур Дерюгинского горста выше уровня моря. Об этом свидетельствуют отсутствие нижнеогеновых отложений в сводовой части Дерюгинского горста и их плавное воздымание с постепенным выклиниванием на его склонах (ПР 201, ПК 155-165; ПР 202, ПК 20-40). Следует отметить, что данная фаза тектонической деятельности привела к полному перекрытию доступа осадочного материала в южный район акватории (отсутствие нижнеогеновых отложений южнее Дерюгинского горста, ПР 202, ПК 0-20, ПР 202). В то же время, на участке, прилегающем к восточному обрамлению впадины, отмеченные тектонические процессы практически не повлияли на характер осадконакопления (ПР 201, ПК 160-200). Такое резкое изменение в процессах осадкообразования за пределами южного и восточного бортов впадины Дерюгина, вероятно, можно объяснить только изменением направления перемещения взвешенного осадочного материала с восточного на юго-восточное.

В целом тектоническая деятельность данного этапа хорошо увязывается со среднемиоценовой структурной перестройкой, приведшей к смене тектонического режима во всех бассейнах Охотоморского региона [29].

Шестой этап (рис. 2А) включает плиоцен-плейстоценовый период. Он характеризуется постепенным опусканием региона, сопровождающимся формированием осадочного чехла современных морских отложений по всей акватории. На фоне общего плавного проседания абиссальной части бассейна структуры Дерюгинского горста претерпевают незначительные вертикальные поднятия, что отражается в повышении рельефа дна над его сводами.

На основании вышеизложенного можно заключить, что морфоструктурное формирование восточного сегмента впадины Дерюгина началось в раннем кайнозое путем ее отчленения от остального бассейна Дерюгинским горстом. Данное заключение имеет существенное значение, поскольку сам процесс образования этой структуры существенно повлиял на условия осадкообразования в различных районах исследуемой акватории.

Схема развития осадочного чехла, построенная на основе представленной модели геологической эволюции, показана на рис. 3В. Как следует из этой модели, заполнение бассейна до начала миоцена происходило в восточном направлении (темные стрелки). По-видимому, основным поставщиком материала в это время являлась мощная водная артерия (прото-Амур), выносящая взвешенный материал в районе оз. Кизи. Для транспортировки осадков в акваторию впадины Дерюгина в это время еще не существовало естественного препятствия на месте современного положения о. Сахалин. В течение указанного периода палеоген-миоценовые отложения примерно равномерно заполнили акваторию впадины Дерюгина и за ее южным обрамлением (южнее Дерюгинского горста). Однако на восточном удалении за пределы впадины формирование осадочного чехла осуществлялось менее интенсивно, поскольку структуры Дерюгинского поднятия в это время уже служили частичным препятствием для транспортировки терригенного материала в более удаленные от источника сноса районы.

Совершенно иная картина в развитии бассейна наблюдается после среднемиоценовой структурной перестройки, кардинально изменившей, в частности, тектоническую обстановку на западном обрамлении Охотоморского региона. Интенсивная тектоно-вулканическая деятельность на северном окончании Сихотэ-Алиня, перекрывшая устье прото-Амура в районе оз. Кизи (рис. 3В), и переместившая его в район современного местонахождения (Амурский лиман), а также последующее поднятие структур (сахалинская фаза складчатости) привели к удалению источника сноса на северо-запад и, соответственно, изменили направление пе-

реноса осадков в районе исследуемой акватории. Доказательством этому являются особенности распределения нижнеэоценовых осадков в пределах впадины Дерюгина и за ее южным и восточным обрамлениями. На разрезах профилей субширотного (ПР 201) и субмеридионального (ПР 202) простираний (рис. 3Б) отчетливо видно, что заполнившие акваторию впадины миоценовые осадки с такой же мощностью отложились за ее восточными пределами (ПР 201, ПК 170-200), куда они проникли, очевидно, обгибая структуры Дерюгинского горста с северо-востока (светлые стрелки, рис. 3В). Однако за пределы южного обрамления впадины эти осадки не проникали (ПР 201, ПК 0-20; рис. 3Б), поскольку структуры Дерюгинского горста, возвышавшиеся в то время выше уровня моря, служили естественным препятствием. Другими словами, начиная с середины миоцена, накопление осадков происходит в юго-восточной части бассейна.

Развитие верхнего плиоцен-плейстоценового осадочного комплекса (рис. 2А) происходило относительно равномерно по всему региону, так как в это время вершина Дерюгинского горстового поднятия погрузилась на глубину до 2 км и уже не оказывала существенного влияния на процессы седиментации.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

С позиции перспектив нефтегазоносности наибольший интерес, несомненно, представляет район акватории, охватывающий южную часть впадины Дерюгина и ее западное обрамление, переходящее в склон сахалинского шельфа. Прежде всего, это объясняется сходным строением разреза осадочного чехла данного района с тем, который был установлен в результате ранее проведенных аналогичных исследований МПВ на нефтегазоносном сахалинском шельфе (рис. 4А).

При сопоставлении разрезов обоих районов становится очевидным, что общие структурные особенности, характер залегания слоев, последовательность их напластования, мощность и скоростные значения являются во многом идентичными. Очевидно, это обстоятельство объясняется приблизительно одинаковыми геологическими условиями развития осадочного чехла обоих районов, основную роль в развитии которого сыграл вынос взвешенного материала Амурской речной артерии. Полученные данные предоставляют возможность провести определенную оценку нефтегеологических характеристик в исследуемом регионе.

Как показывает опыт нефтепоисковых работ в Сахалино-Охотском бассейне [7], узловыми момен-

тами при решении нефтегеологических задач являются определения: а) общей мощности осадочных отложений; б) объема глубоководных кремнистых образований; в) объема основных катагенетических зон (нефти и газогенерации, оптимального нефтегазонакопления).

Результаты опытно-экспериментальных сейсмических работ, выполненных на сахалинском шельфе, показывают, что эти задачи вполне успешно решаются методом преломленных волн. Поэтому апробированная на сахалинском шельфе методика анализа сейсмических материалов и выделения в сейсмическом разрезе главных катагенетических зон генерации и аккумуляции углеводородов [15, 31] используется нами для решения этих же задач в Дерюгинском бассейне. В качестве основы для геологической интерпретации полученных разрезов нами используется тот же график соотношения степени катагенеза отложений (отражающих способностей (R %) витринита) и скоростных характеристик (рис. 4Б), который применялся при решении нефтегеологических задач на сахалинском шельфе [15]. С учетом этой информации полученные сейсмические разрезы интерпретируются следующим образом (рис. 2Б):

1. За основание осадочной толщи (поверхность консолидированного фундамента) принимается преломляющая граница с $V = 5.9-6.3$ км/с.

2. Комплекс глубоководных глинисто-кремнистых вулканогенно-осадочных образований определяется скоростными значениями 5.2–6.0 км/с. Его мощность на сахалинском шельфе и во впадине Дерюгина примерно одинакова и изменяется от 2.0 до 3.3 км.

3. Главная зона газообразования, согласно приведенного графика, соответствует скоростным значениям выше 5.5 км/с. На разрезах она, практически, совпадает с толщиной глинисто-кремнистых образований и стратиграфически приурочена к верхнемеловым отложениям.

4. Главная зона нефтеобразования определяется скоростным интервалом 3.5–5.2 км/с, в пределах впадины представлена, главным образом, палеоген-нижнеэоценовыми отложениями, но на Сахалинском шельфе захватывает также значительную область верхнемелового комплекса.

5. Главная зона аккумуляции углеводородов (зона оптимального нефтегазонакопления) выделена нами в скоростном диапазоне 2.5–4.0 км/с. На сейсмических разрезах она расположена в верхней части осадочного комплекса и, в основном, приурочена к миоценовым отложениям. В пределах впадины Дерюгина мощность нефтегазоаккумулирующей зоны варьирует от 1.0 до 1.5 км, а за ее пределами (южнее Дерюгинского горста) полностью отсутствует.

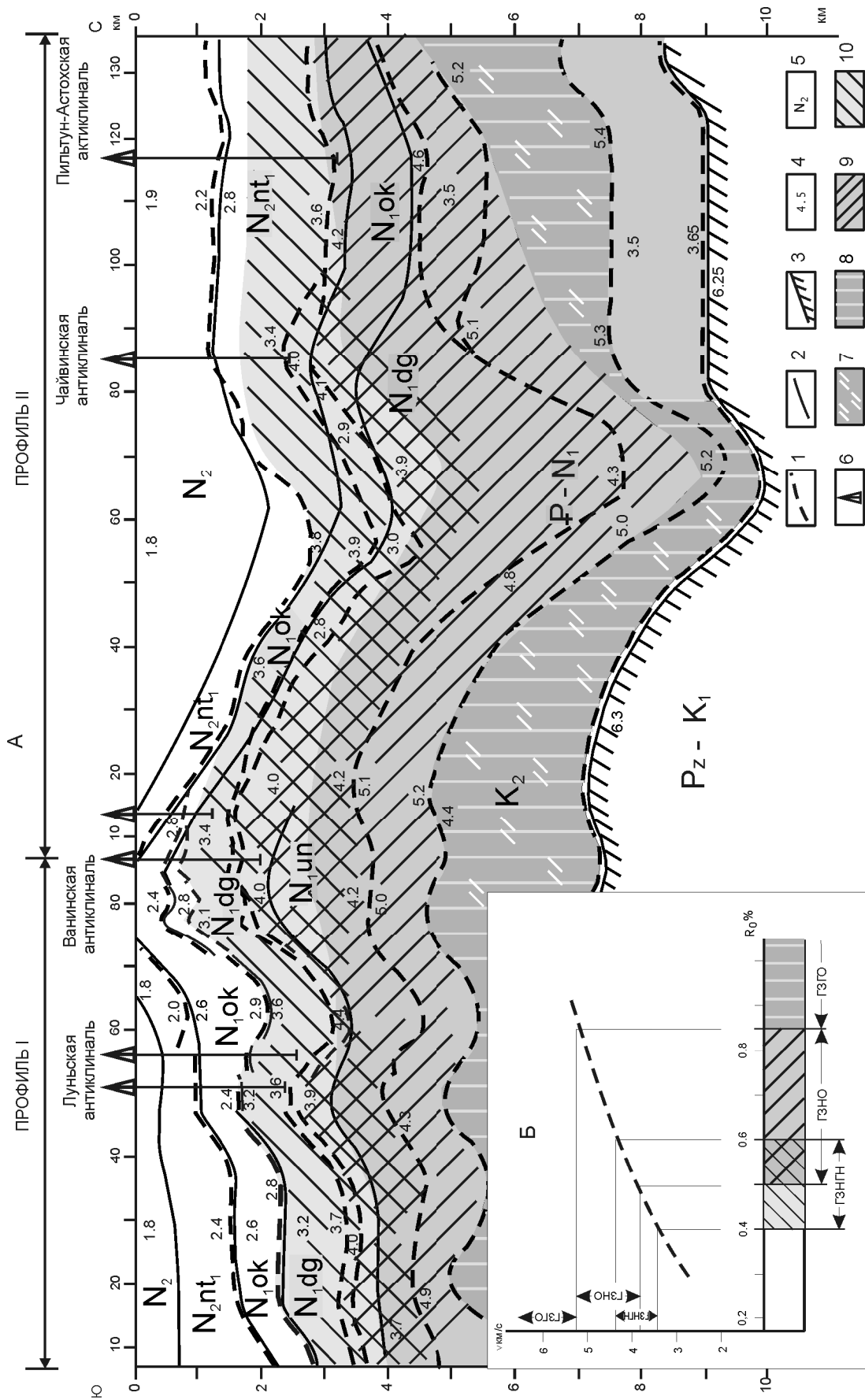


Рис. 4. А. Геолого-геофизический разрез по профилям МПВ на северо-восточном шельфе Сахалина.

1 – преломляющие сейсмические границы, 2 – отражающие сейсмические границы, 3 – поверхность консолидированного фундамента, 4 – значения сейсмических скоростей, 5 – возраст слоев, 6 – буровые скважины, 7 – глинисто-кремнистый комплекс, 8 – главная зона газообразования, 9 – главная зона нефтеобразования, 10 – главная зона аккумуляции углеводородов. Затемненным фоном обозначены зоны катагенеза.

Б. График зависимости скорости преломленных сейсмических волн от степени катагенеза и отражающей способности витринита (R₀ %).

ГЗНГН – главная зона нефтегазоаккумуляции, ГЗНО – главная зона нефтеобразования, ГЗГО – главная зона газообразования.

Таким образом, в осадочном чехле исследуемого района выделены основные генерационно-аккумуляционные комплексы, необходимые для образования и накопления углеводородов. При этом наиболее благоприятное, в плане нефтегазоносности, сочетание этих комплексов наблюдается в тех же регионах, которые уже были отмечены как перспективные на содержание углеводородов – осадочный чехол абиссальной части впадины Дерюгина и прилегающий участок континентального склона. Выделенные здесь зоны оптимального нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции по основным параметрам (глубина залегания, время образования, характер взаимодействия, мощность и скоростные значения) наиболее соответствуют тем, которые были установлены в осадочном чехле нефтегазоносного шельфа Сахалина.

Несмотря на то, что в пределах юго-восточной части впадины Дерюгина наблюдается некоторое уменьшение мощностей (на 0.5–0.6 км) нефтегазоматеринских и флюидоаккумулирующих слоев, мы полагаем, что углеводородный потенциал данного района достаточно высок и сопоставим с таковым на прилегающем шельфе. В пользу этого свидетельствуют повышенные значения теплового потока в ложе впадины, который может служить дополнительным катализатором, способствующим генерации углеводородов.

Повышенный тепловой поток, несомненно, обусловлен присутствием под впадиной астеносферного диапира с потенциальным плавлением вещества. Согласно [19], астеносферные диапиры представляют собой каналы, по которым горячие мантийные флюиды, несущие продукты дегазации мантии, проникают в осадочные бассейны, обеспечивая преобразование органического материала, и являются дополнительным источником углеводородов. Согласно выводам авторов [27], предельный прогнозируемый ресурс (ППР) Дерюгинского бассейна оценивается в 62 млрд тонн условного топлива. Основываясь на приведенных результатах исследований, мы считаем, что его следует увеличить, приблизив к запасам Северо-Сахалинского бассейна, ППР которого, по данным тех же авторов, оценивается в 12.4 млрд тонн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.В. Результаты экспериментальных исследований методом преломленных волн на северо-восточном шельфе о. Сахалин / В.В. Аргентов, С.К. Биккенина, В.В. Жигулев и др. Препринт. Южно-Сахалинск, 1992. 49 с.
2. Аргентов В.В. Особенности геологического строения впадины Дерюгина по результатам комплексной интерпретации геофизических данных / В.В. Аргентов, В.В. Жигулев, О.В. Веселов и др. // *Материалы междунар. науч. симпоз.* 24-28 сентября 2002 г., Южно-Сахалинск. “Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты”. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. С. 16–22.
3. Аргентов В.В. Особенности геологического строения впадины Дерюгина по результатам комплексной интерпретации геофизических данных / В.В. Аргентов, В.В. Жигулев, О.В. Веселов и др. // *Докл. Междунар. науч. симпоз.* 24-28 сентября 2002 г., Южно-Сахалинск. “Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России”. Южно-Сахалинск, 2004. Т. 1. С. 120–130.
4. Астахов А.С. и др. Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря // *Тихоокеан. геология.* 2000. Т. 19, № 5. С. 47–60.
5. Астахова Н.В., Нарнов Г.А., Якушева И.Н. Карбонатно-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеан. геология.* 1990. № 3. С. 37–42.
6. Биккенина С.К. Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным / С.К. Биккенина, Г.И. Аносов, В.В. Аргентов, К.Ф. Сергеев. М., 1987. 87 с.
7. Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.Л. и др. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. М., 1990. 270 с.
8. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // *Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана: Сб. статей.* Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. С. 107–129.
9. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М., 1979. 164 с.
10. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // *Докл. РАН.* 1999. Т. 366. № 1. С. 79–83.
11. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // *Тихоокеан. геология.* 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
12. Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // *Тихоокеан. геология.* 1988. № 2. С. 25–34.
13. Жильцов А.М. Скорости распространения упругих колебаний в кайнозойских отложениях Южного Сахалина // *Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца.* Южно-Сахалинск, 1975. С. 101–107 (Тр. СахКНИИ. Вып. 37).
14. Журавлев А.В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и ТИПРО Охотского моря // *Тихоокеан. геология.* 1984, № 1. С. 21–27.
15. Кононов В.Э., Сергеев К.Ф., Аргентов В.В. и др. Возможности сейсморазведки МПВ при нефтегазопоисковых исследованиях на северо-восточном шельфе о. Сахалин // *Тихоокеан. геология.* 1998. Т. 17, № 5. С. 27–38.
16. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеан. геология.* 2003. № 4. С. 35–40.
17. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т. и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // *Тихоокеан. геология.* 2001. Т. 20, № 5. С. 118–122.

18. Лившиц М.Х. Внутренняя структура осадочного комплекса и морфология поверхности складчатого основания присахалинских акваторий по материалам сейсмических исследований // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг: Материалы первого советско-японского симпозиума в г. Находка в октябре 1970 г. Южно-Сахалинск, 1972. С. 168–175. (Тр. СахКНИИ; № 33).
19. Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалино-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // Океанология. 2000. № 2. С. 280–288.
20. Пушаровский Ю.М., Мелонхолина Е.Н., Разницын Ю.Н. и др. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей // Геотектоника. 1977. № 5. С. 83–94.
21. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М., 1986. 93 с.
22. Родников А.Р., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 3–8.
23. Скорикова М.Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., 1970. 176 с.
24. Соинов В.В., Веселов О.В., Кочергин А.В. и др. Тепловой поток Северо-Запада Тихого океана // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск, 1977. С. 14–20. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. III).
25. Соинов В.В., Соловьев В.Н., Власенко В.И., Сальман А.Г. и др. Тепловые потоки через дно впадины Дерюгина Охотского моря // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М., 1984. С. 63–66.
26. Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, 1975. 103 с.
27. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / Отв. ред. К.Ф. Сергеев. Владивосток. 2004. 159 с.
28. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, 1975. 232 с.
29. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М., 1996. 338 с.
30. Чуйко Л.С. Комплексные региональные геофизические исследования в Охотском море // Отчет по объекту 11/86, трест “Дальморнефтегеофизика”. Южно-Сахалинск, 1988. 217 с.
31. Argentov V.V., Bikkenina S.K., Kononov V.A., Sergeyev K.F., Zhigulev V.V., Zhiltsov A.G. / Possibility of seismic prospecting by refraction method for oil and gas exploration, North-East Sakhalin shelf // Geol. Pacific Ocean. 2000. V. 15. P. 931 A.G. 950.

Рекомендована к печати П.Г. Кулиничем

V.V. Zigulyov, V.E. Kononov, B.V. Levin

Geological structure of the sedimentary cover, and evaluation of oil-and-gas potential of the Deryugin basin (Sea of Okhotsk)

Results of interpretation of the refraction seismic survey materials obtained by the Institute of Marine Geology and Geophysics in the Deryugin basin southern part are cited. The geological-geophysical model is given, and a scheme of the sedimentary cover evolution of the study area (Late Cretaceous - Pleistocene) is offered. The data testify to a high hydrocarbon potential comparable to the adjacent oil- and gas-bearing shelf of northeastern Sakhalin.

Key words: seismic refraction method, seismic survey, hydrocarbon potential, oil- and gas-bearing shelf, Deryugin basin, Sea of Okhotsk.

МАРГАНЦЕВЫЕ МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ КОТЛОВИНЫ ДЕРЮГИНА
ОХОТСКОГО МОРЯ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ

*А.С. Астахов¹, В.В. Саттарова¹, А.И. Свининников¹, Н.В. Астахова¹,
М.М. Доманов², М.В. Иванов¹*

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 10 февраля 2006 г.

Приведены результаты изучения вещественного состава и распространенности марганцевых металлоносных осадков в котловине Дерюгина. Они слагают поверхностный слой осадков мощностью до 30 см в полосе шириной до 40 км и протяженностью 180 км в центральной части котловины вдоль Восточно-Дерюгинской шовной зоны, ограничивающей с востока Дерюгинский осадочный бассейн. Осадки обогащены относительно фоновых Mn в 35 раз, Au, Ni, Zn, Co – в 3–5 раз и, локально, Mo, V, Ba, Cu, Pb, Hg. Предполагается, что формирование их определяется действием нескольких процессов: осаждением марганца и некоторых микроэлементов из гидротермальных плюмов морских вод, эпизодически формирующихся над эндогенными источниками северной части котловины, осаждением из аноксидных придонных вод у восточной границы котловины Дерюгина осадочного бассейна и ранне-диагенетической миграцией марганца в поверхностные осадки.

Ключевые слова: марганец, металлоносные осадки, химический состав, генезис, котловина Дерюгина, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Металлоносными осадками принято считать неконсолидированные глубоководные отложения, формирующиеся в геологически активных районах океанов и морей и имеющие в абиогенной части необычно высокие по сравнению с фоновыми осадками содержания железа, марганца и некоторых микроэлементов. Интерес к их изучению первоначально определялся приуроченностью к высокотемпературным гидротермальным источникам срединно-океанических хребтов и задуговых спрединговых бассейнов [22]. В этом случае они изучались в качестве поискового признака сульфидного оруденения и для реконструкции истории гидротермальной деятельности. В последующем они начали изучаться и как самостоятельный объект для возможного практического использования.

Существуют несколько формальных критериев для отнесения осадков к металлоносным [11, 22] на основании соотношений рудных (Fe, Mn) элементов, избыточное накопление которых определяется гидротермальным привносом, и элементов литогенной

части, нерудных (Al, Ti). В предлагаемой работе используется коэффициент (Fe+Mn)/Ti, значения которого более 25 Н.М. Страхов [33] принимал для выделения металлоносных осадков. В то же время, Е.Г. Гурвич [22] считает все критерии выделения металлоносных осадков достаточно условными, так как значительные количества гидротермального вещества, поступающего на дно, накапливаются вне ареалов металлоносных осадков, в осадках, формально считающихся неметаллоносными. В настоящее время выявлены различные механизмы накопления металлов, поставляемых гидротермальным путем в водную толщу, включая осаждение дисперсных минералов железа и марганца из вулканических эксгальций [24] и сорбционное осаждение растворенных железа и марганца в водах гидротермального плюма на поверхности осаждающихся сквозь него осадочных биогенных и литогенных частиц [48]. Считается, что микроэлементный состав металлоносных осадков формируется, главным образом, за счет сорбции гидроксидами железа и марганца из морской воды. Лишь в некоторых случаях он определяется

эдафогенным материалом из разрушающихся гидротермальных построек или гидротермальными сульфидами [22].

В окраинноморских спрединговых бассейнах из-за высокой скорости поступления и накопления терригенного и биогенного вещества металлоносные осадки занимают значительно меньшие площади, чем на срединно-океанических хребтах и прилегающих к ним районах абиссальных котловин. Наиболее детально они изучены в окраинных морях юго-западной части Тихого океана (котловины Лау, Северо-Фиджийская, Вудларк). Доля гидротермального вещества в осадках этих бассейнов возрастает по мере удаленности от источников поступления терригенного вещества [22]. В тропе Окинава Восточно-Китайского моря с высокими скоростями осадконакопления, несмотря на наличие высокотемпературных гидротермальных источников и сульфидного оруденения, осадки с большим содержанием металлов, которые можно было бы отнести к металлоносным, не выделяются, хотя на присутствие гидротермального вещества в отложениях большей части котловины указывается многими исследователями [48, 51]. В связи с этим современные металлоносные осадки в окраинноморских бассейнах с большими скоростями осадконакопления встречаются редко, и каждая их находка требует детального изучения для определения причин и способов накопления рудных элементов.

Аномально высокие содержания марганца в поверхностных окисленных осадках котловины Дерюгина, а также повышенные содержания железа [12] и некоторых микроэлементов (Zn, Ni, V) [34] были выявлены по материалам первых рейсов НИС “Витязь” в 1949–1952 гг. Позднее аномальные концентрации марганца были определены и в восстановленных осадках [9, 16]. Определены также очень высокие скорости избыточного накопления его на локальных участках [3]. По последнему показателю восточная часть котловины Дерюгина превосходит даже типичный район развития металлоносных осадков – Восточно-Тихоокеанское поднятие [42]. Работами последних лет в котловине Дерюгина были формально определены металлоносные осадки двух типов – карбонатные, залегающие в восстановленных диатомовых илах голоценового возраста, и оксидные, слагающие поверхностный окисленный горизонт диатомовых илов [4, 6].

Целью данной работы явилось обобщение данных по вещественному составу, условиям залегания и источникам рудного вещества марганцевых металлоносных осадков котловины Дерюгина.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использованы пробы донных осадков, отобранных трубками, дночерпателями и малтикорерами в рейсах на НИС “Первенец” в 1982 г. [6], “Каллисто” в 1983 г. [18], “Морской геофизик” в 1980 г. и 1989 г. [21], “Пегас” в 1986 г. [40], “Академик Несмеянов” в 1993 г., “Академик М.А. Лаврентьев” в 1996, 1998 и 2002 гг. [43, 45, 46] и ГС “Маршал Геловани” в 1999 г. [43], “Профессор Хромов” в 2003 и 2004 г. [39, 49].

Химический анализ осадков выполнен атомно-абсорбционным и атомно-эмиссионным методами в Лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Определение содержаний Al, Ti, Fe, Mn, Zn, Ni, Cu, Pb, Mo в осадках атомно-абсорбционным методом выполнялось по стандартной методике [15, 30]. Замеры проводились на приборе “Hitachi Limited”, модель 180–5 с пламенным атомизатором. Для контроля в партию исследуемых проб вводили стандартные образцы СДО-2, СГХ-3. Определение этих же элементов атомно-эмиссионным методом с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС) выполнялось на приборе “PLASMAQUANT 110” (Analitik Jena AG, Германия). Калибровка прибора осуществлялась по стандартным образцам ООПЕ402 (ил кремнистый) и МАG-1 (US Geological Survey, морской осадок). Разложение образцов производилось по методике кислотного разложения, т.к. при щелочном плавлении идет потеря летучих соединений свинца и цинка [35, 36, 50].

Содержания ртути в осадках определены атомно-абсорбционным методом с использованием анализатора ртути РА-915+ с пиролитической приставкой РП-91С по стандартной методике. Пробы для анализа высушивались при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния и растирались в агатовой ступке. Содержания благородных металлов определялись нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ РАН по стандартной методике [25].

Возраст отложений, вскрытых колонками, принят согласно ранее опубликованным результатам датирования различными методами [6]. Для всех колонок проводилась также литостратиграфическая корреляция с использованием магнитных характеристик, вариаций гранулометрического состава и содержаний биогенных элементов на основе разработанных ранее критериев [1, 18, 19]. Учитывались также изменения цветовых характеристик осадков и их физико-механических свойств. Возраст осадков приводится в радионуклидных годах без перевода в календарные.

Физико-механические свойства осадков определялись по стандартной методике [44]. Определе-

ние компонентного состава проб производилось путем изготовления и изучения микроскопических препаратов с полуколичественным определением основных осадкообразующих компонентов (обломочная, глинистая, биогенные карбонатная и кремнистая, вулканогенная, аутигенная и др.).

Статистическая и графическая обработка результатов исследований проводилась в пакетах стандартных программ EXCEL, STATISTICA-6.0. Карты распределения элементов и скоростей накопления строились в пакете SURFER-8 с интерполяцией по методу “kriging”.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Котловина Дерюгина является характерной неотектонической морфоструктурой, формирующейся в процессе рифтогенной деструкции земной коры в позднекайнозойское время. Здесь отмечено значительное уменьшение мощности континентальной земной коры до 20–25 км, предполагается наличие астеносферы и верхней мантии с аномальными свойствами [14, 37]. Г.С. Гнибиденко [17] выделяет два крупных осадочных бассейна: Северо-Сахалинский и Дерюгинский. Последний совпадает с одноименным спрединговым позднекайнозойским рифтогенным грабеном, в основном определяющим западную границу котловины [14], заполненным осадочными отложениями мощностью до 13 км (рис. 1). Границы его по изопаките 3 км совпадают на севере и северо-востоке с Восточно-Дерюгинской шовной зоной, а на западе – с Западно-Дерюгинской. Тектоническая позиция района восточнее Восточно-Дерюгинской разломной зоны трактуется неоднозначно. В.В. Харахинов [37] определяет ее как Восточно-Дерюгинский грабен, входящий вместе с Дерюгинским прогибом в Дерюгинскую рифтогенную зону. Г.С. Гнибиденко [47] выделяет в северо-восточной части котловины и на ее борту Ионовскую рифтовую систему. В более поздней работе [20] авторы под Ионовской рифтовой системой понимают всю котловину Дерюгина и ее обрамление. В ее северной части они выделяют Кашеваровскую вулканоплутогенную зону. Позднее она была определена как Кашеваровская рифтогенная зона с относительно молодым позднекайнозойским вулканизмом и процессами постмагматической дефлюидизации [26].

Флюидная деятельность наиболее изучена на шельфе и материковом склоне о. Сахалин. Вблизи Западно-Дерюгинской шовной зоны, особенно в ее северной части, выявлены многочисленные метановые источники, часто сопровождающиеся газогидра-

тами и интенсивной карбонатной минерализацией в осадках [8, 28, 29, 32, 41, 44]. Субмаринные источники восточной части котловины изучены недостаточно. На отдельных примерах можно полагать, что они поставляют преимущественно элизионные, газовые и водные флюиды по разломам из осадочного чехла на различных стадиях постседиментационных преобразований. Нельзя исключать и постмагматическую природу некоторых из них, так как в северной части котловины известен позднемиоценовый вулканизм [23] и предполагается наличие более молодых интрузивных тел в осадочном чехле [17, 26, 37].

Кашеваровская (Ионовская) рифтогенная система, включающая северо-восточную часть котловины Дерюгина и ее северо-восточный борт [26, 47], трассируется как зона со сложнорасчлененным рельефом дна и акустического фундамента, малой мощностью осадочного чехла, сложной блоково-надвиговой структурой с преобладанием разрывных нарушений северо-западного и субширотного простирания [45]. Эта зона отличается специфическим типом аутигенной минерализации, связанной с эндогенными источниками. Здесь известны массивные баритовые постройки, представляющие собой сросшиеся и частично разрушенные трубы неактивных “белых курильщиков” на участке предполагаемой разгрузки постмагматических флюидов в районе так называемых “Баритовых гор” [8, 31, 40, 44], и железомарганцевые корки на поверхности отдельных гор и возвышенностей [10]. При детальном исследовании района Баритовых гор [44, 45] массового поступления современных барийнесущих флюидов выявлено не было, но предполагаются пути их недавнего поступления по сбросам, опережающим крупный разлом северо-западного направления [41, 45]. Можно предполагать как постмагматическую их природу, исходя из возможного наличия относительно молодых магматических тел, внедрившихся в кайнозойские отложения [17, 26] или сформировавших небольшие вулканические постройки [23], так и элизионную их природу, исходя из того, что этот район находится на северной границе Дерюгинского осадочного бассейна в зоне латерального выклинивания осадочных толщ. В обоих случаях предполагаются процессы, подобные грязевому вулканизму [40].

Состав и стратиграфия верхнечетвертичных отложений котловины Дерюгина являются типичными для Охотского моря, и для большинства колонок может быть проведена достаточно надежная литостратиграфическая корреляция с хорошо изученными и датированными колонками на основании комплекса

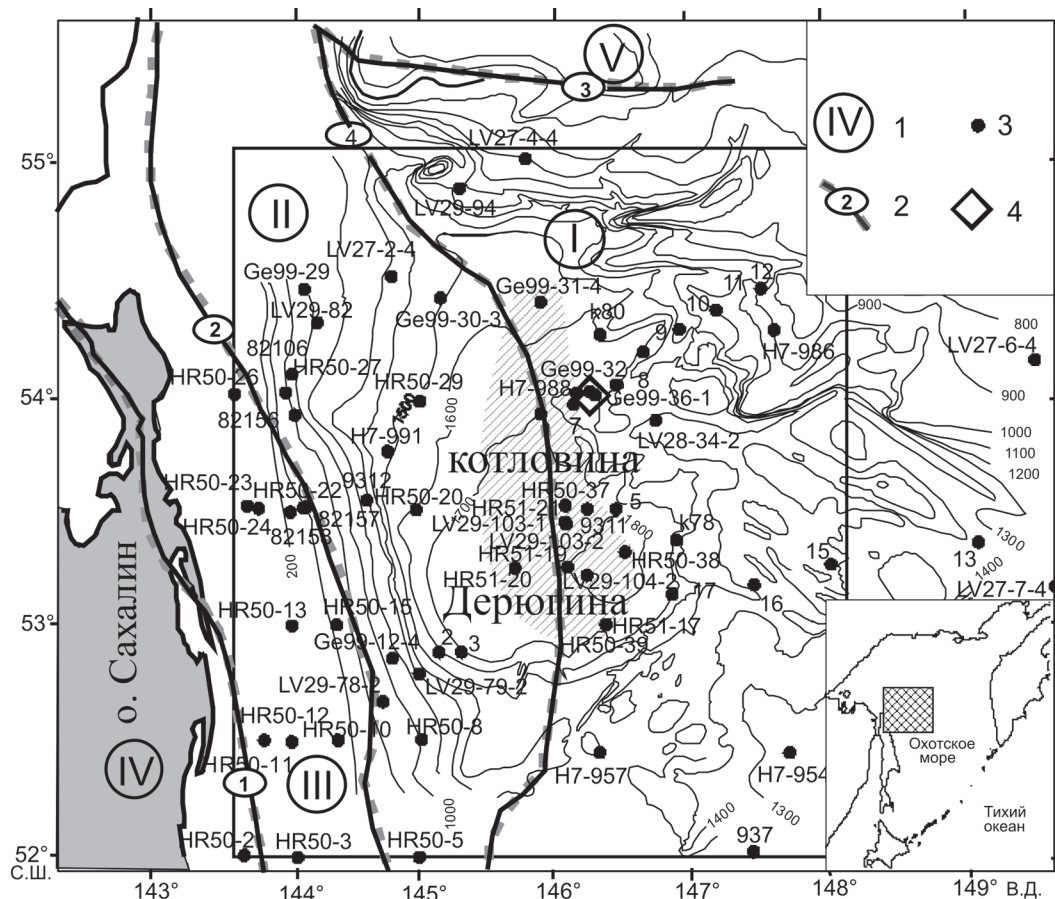


Рис. 1. Станции отбора донных осадков и некоторые элементы структурного районирования котловины Дерюгина и примыкающих районов.

Прямоугольником выделен фрагмент, приведенный на рис. 3, 5, 8, 9. 1 – структурно-тектонические зоны [14]: I – Центрально-Охотская система, II – Дерюгинская спрединговая рифтогенная система (Дерюгинский осадочный бассейн), III – Хоккайдо-Сахалинская складчатая кайнозойская система, IV – Северо-Сахалинский бассейн, V – Охотская позднемезозойская–раннекайнозойская складчатая система; 2 – шовные зоны, принятые в качестве границ структурно-тектонических зон (1 – Восточно-Сахалинская, 2 – Западно-Дерюгинская, 3 – Кашеваровская, 4 – Восточно-Дерюгинская); 3 – места отбора проб и колонок осадков; 4 – район массивной баритовой минерализации (Баритовые горы). На врезке – местоположение района исследований. Косой штриховкой показана область распространения окисных металлоносных осадков.

литологических, физических и геохимических характеристик осадков [6, 18, 46]. В большинстве колонок здесь вскрыты только отложения 2 и 1 изотопно-кислородных стадий (ИКС). Окисленные металлоносные осадки котловины Дерюгина входят в состав голоценовых диатомовых илов, начало накопления которых в Охотском море определяется как 6–8 тыс. лет назад. В целом же повышенные содержания Mn, Zn, Ni, Ba, Cu, Co, Hg характерны для отложений 1 ИКС возрастом менее 12.4 тыс. лет (рис. 2). Для последующих построений отложения 1 ИКС подразделялись на два литостратиграфических горизонта. Горизонт 1a с возрастом 0–8 тыс. лет соответствует “кремнистому” и “переходному” литостратиграфи-

ческим горизонтам, и его нижняя граница выделялась (снизу вверх) по уменьшению содержаний органического вещества, карбоната кальция и значений магнитной восприимчивости, увеличению содержания биогенного кремнезема [6, 18, 46]. Горизонт 1b с возрастом 12.4–8 тыс. лет соответствует “фораминиферовому”, преимущественно терригенному горизонту. Его нижняя граница – граница 2 и 1 ИКС – при литостратиграфическом расчленении выделялась по увеличению содержаний биогенного карбоната, органического углерода, а также на основании специфического чередования слоев осадков с различным цветом и вещественным составом [46].

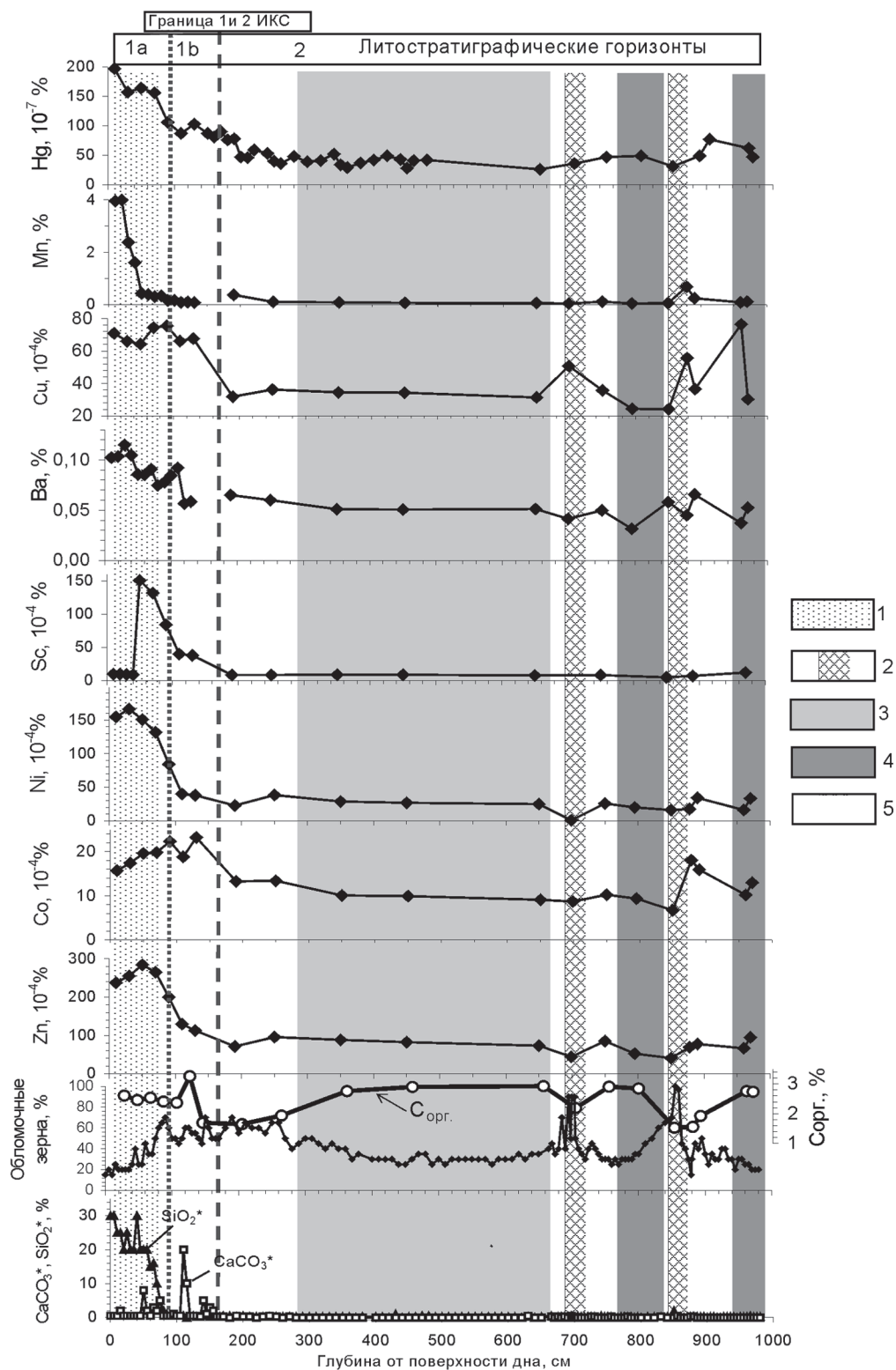


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение, особенности вещественного состава и содержание некоторых рудных элементов и биогенных компонентов в осадках колонки LV29-103-2.

Содержания химических элементов представлены по данным ICP-MS анализа; содержания биогенного кремнезема (SiO_2^*), биогенного карбоната (CaCO_3^*) и обломочных зерен – по результатам анализа микроскопических препаратов. 1 – кремнистые и слабокремнистые диатомовые илы; 2 – песчаные прослои турбидитов; 3–4 – монотонные пелиты без примеси материала ледового разноса и карбонатных остатков: 3 – оливково-серые, 4 – черные; 5 – терригенные алевроит-пелитовые осадки.

Мощность слоя осадков 1 ИКС резко меняется по площади котловины. На западном борту ее, являющемся склоном островного шельфа Сахалина, отмечена очень большая мощность, в отдельных колонках превышающая 20 м. К востоку она быстро уменьшается и на изобате 1500 м не превышает 2 м. В центральной части котловины и особенно на восточном склоне она еще меньше. Некоторые возвышенности в восточной части котловины и на примыкающем склоне, например, Баритовые горы, лишены покрова голоценовых отложений, и на поверхность дна там выходят отложения второй изотопно-кислородной стадии.

Отложения 2 ИКС с возрастом 24–12,4 тыс. лет представлены терригенными пелитами и алевроитами с низким содержанием карбонатного и кремнистого биогенного материала, хотя содержание органического углерода терригенного растительного детрита достаточно высокое. Характерной особенностью их является наличие турбидитных горизонтов, а также черных и темноокрашенных осадков за счет рентгеноаморфных сульфидов железа типа гидротроилита (рис. 2). Эти отложения входят в состав мощной турбидитной фации, выделяемой по результатам сейсмоакустического профилирования в западной и центральной части котловины [45].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение рудных элементов по разрезу верхнечетвертичных отложений в котловине Дерюгина имеет свои специфические особенности, которые могут быть продемонстрированы на примере колонки LV29-103-2 (рис. 2). Наиболее общей из них является повышенное содержание марганца и некоторых микроэлементов (Zn, Ni, Ba, Cu, Hg, Co) в осадках 1 ИКС, особенно в кремнисто-терригенном горизонте 1а. При этом в верхней части горизонта, наиболее обогащенной биогенным кремнеземом, отмечается локальное уменьшение содержаний этих элементов. При устранении влияния разбавления биогенным кремнеземом, например, при использовании значений отношений Zn/Al, Ba/Al, Ni/Al, содержания оказываются одинаковыми для всего горизонта 1а. Разбавляющее действие биогенных компонентов, не только кремнезема, но и карбоната, сказывается в распределении почти всех макроэлементов, как показано на примере железа в колонке Ge99-31 [5], уменьшение содержаний которого прослеживается уже в нижней части горизонта, где присутствует биогенный карбонатный материал. Специфическое распределение имеют молибден и серебро, обычно обогащающие осадки горизонта 1б [6, 9].

Характерной особенностью колонки LV29-103-2 является резкое обогащение части разреза голоценовых отложений скандием и обогащение медью и марганцем турбидитных песчаных горизонтов. Последнее отмечалось в колонке Ge99-31 [5], где в турбидитных слоях были выявлены марганцевые карбонаты (кутнагорит) и сульфиды марганца (марганцевый пирит), меди (кубанит), свинца (галенит). Предполагается, что это связано с миграцией межпластовых вод по флюидопроводящим горизонтам турбидитов [5].

Марганцевые металлоносные осадки, выделяемые по формальному критерию $(Mn+Fe)/Ti > 25$ [11, 22, 34], выявлены в диатомовом горизонте и представлены двумя типами: карбонатными и оксидными (рис. 3). Карбонатные осадки, в которых марганец находится в составе марганцевых карбонатов (родохрозит, кутнагорит) и марганцовистого пирита, определены пока в единичных пробах [5]. Оксидные металлоносные диатомовые илы покрывают дно центральной части котловины в широкой полосе вдоль Восточно-Дерюгинской шовной зоны (ВДШЗ). Они слагают поверхностный слой осадков мощностью до 30 см в полосе шириной до 40 км и протяженностью 180 км (рис. 1). Границы распространения металлоносных осадков достаточно условны, так как максимальные содержания марганца не всегда приурочены к поверхностному слою из-за разрушения поверхностных осадков при отборе трубками. Ненарушенный поверхностный горизонт получен при отборе малтикorerом и бокскorerом, а при использовании гравитационных трубок он частично разрушается. Это можно проиллюстрировать на примере распределения марганца в колонке LV29-103-2 (рис. 2) и в монолите, отобранном малтикorerом на этой же станции (рис. 4). Содержания марганца в верхних 4–5 см осадков в ненарушенном монолите превышают 5 %, тогда как в колонке такие содержания не обнаружены и в поверхностном слое осадков они составляют 3,96 %, что соответствует глубине 6–10 см в монолите малтикorerа.

Наиболее характерной особенностью химического состава оксидных металлоносных осадков является высокое содержание марганца (табл. 1). Среднее содержание его превышает фоновое для верхнечетвертичных осадков котловины, определявшееся по известной методике [6], в 35 раз. Кроме того, они в 3–5 раз обогащены Au, Ni, Zn, Co и, локально, Mo, Ba, Cu, Hg, Pb, V. Избыточное накопление элементов в металлоносных осадках относительно фоновых верхнечетвертичных отложений котловины было рассчитано по методу Е.Г. Гурвича [22]. Он основывает-

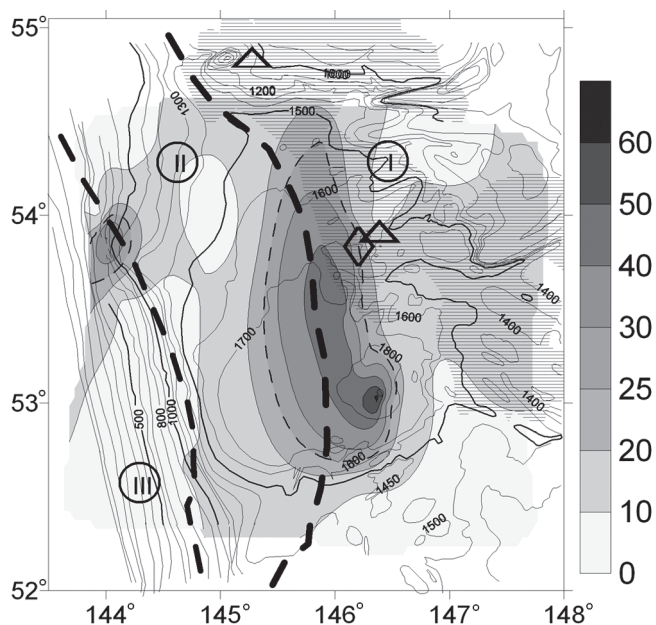


Рис. 3. Значения коэффициента $(Mn+Fe)/Ti$ для поверхностных осадков котловины Дерюгина.

Тонкой штриховой линией показана граница распространения металлоносных осадков ($(Mn+Fe)/Ti = 25$), горизонтальная штриховка – области с положительными значениями магнитного поля, в общих чертах определяющие распространение молодых вулканических пород в составе фундамента [26], треугольники – находки железомарганцевых корок. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

ся на допущении, что в металлоносных осадках алюминий накапливается только в фоновом материале. Соответственно роль избыточного накопления (%) в них других элементов будет пропорциональна отношению содержаний в осадках к фоновым, нормированным относительно алюминия. При сопоставлении рядов избыточного накопления рудных элементов в металлоносных осадках различных бассейнов (табл. 2) можно отметить сходство ряда избыточного накопления элементов для котловины Дерюгина и бассейнов окраинных морей запада Тихого океана с известными высокотемпературными гидротермальными проявлениями. В то же время, доля избыточных Ni, Zn, Co и Mn в котловине Дерюгина значительно больше и сопоставима с металлоносными осадками срединно-океанических хребтов, хотя содержание и доля избыточного железа значительно ниже. Содержание и доля избыточного марганца в осадках котловины Дерюгина оказались максимальными для всех приведенных в табл. 2 районов. Это, вероятно, определяется тем, что в котловине Дерюгина изучены только оксидные металлоносные осадки, в которых содержание марганца увеличено за счет

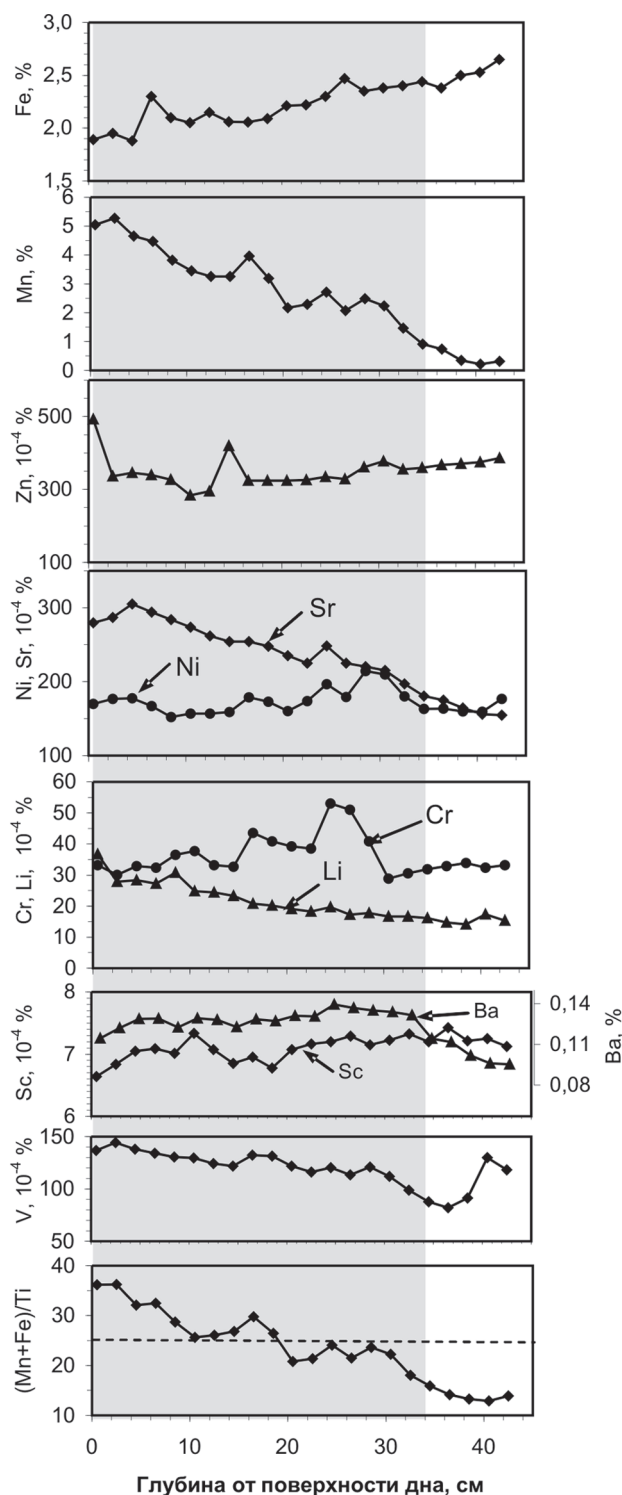


Рис. 4. Вариации содержаний химических элементов в осадках монолита, полученного малтикорером на станции LV29-103-1.

Серой заливкой показаны темноокрашенные (окисленные) осадки.

Таблица 1. Среднее содержание (%) макро- и микроэлементов в осадках котловины Дерюгина Охотского моря.

Элемент	Литостратиграфические горизонты				Металлоносные осадки (МО)	Фоновые (Ф) для верхнечетвертичных осадков котловины Дерюгина	МО/Ф
	1a (0–8 тыс. лет)		1b (8–12.4 тыс. лет)	2 (> 12.4 тыс. лет)			
	окисленные	восстановленные					
Si	29.39	30.03	27.79	27.33	27.21	30.07	0.90
Al	3.90	4.80	6.64	7.89	3.75	6.08	0.62
Fe	2.22	2.77	3.81	3.91	2.14	3.45 (2.45*)	0.62 (0.87*)
Mn	2.12	0.30	0.14	0.16	3.49	0.10	34.90
Ca	0.93	1.13	1.26	1.21	0.96	1.19	0.81
Mg	1.45	1.28	1.30	1.23	1.35	1.27	1.06
Ti	0.22	0.28	0.36	0.39	0.19	0.32 (0.23*)	0.59 (0.83*)
Ba	0.114	0.070	0.064	0.125	0.1280	0.0800	1.60
Sr	0.0238	0.0200	0.0240	0.0187	0.0270	0.0234	1.15
V	0.0112	0.0100	0.0122	0.0108	0.0120	0.0108	1.11
Ni	0.0134	0.0055	0.0052	0.0037	0.0155	0.0038	4.08
Cu	0.0054	0.0034	0.0048	0.0054	0.0059	0.0041	1.44
Zn	0.0293	0.0150	0.0131	0.0102	0.0303	0.0090	3.37
Pb	0.0017	0.0012	0.0017	0.0019	0.0017	0.0015	1.13
Co	0.0026	0.0018	0.0016	0.0018	0.0025	0.0008	3.13
Cr	0.0041	0.0042	0.0056	0.0057	0.0036	0.0048	0.75
Li	0.0022	0.0027	0.0041	0.0044	0.0024	0.0038 (0.0025*)	0.63 (0.96*)
Zr	0.0073	0.0083	0.0102	0.0109	0.0069	0.0085	0.81
Mo	0.0004	0.0006	0.0006	0.0004	0.0007	0.0003	2.33
Sc	0.0008	0.0016	0.0022	0.0012	0.0007	0.0008	0.88
Hg, 10 ⁻⁷ %	125	87	79	56	99	60	1.65
Au, 10 ⁻⁷ %	-	-	-	-	14.5	2.9**	5.00

* – в качестве фоновых использовались только диатомовые илы горизонта 1a, ** – средние содержания для неметаллоносных диатомовых илов горизонта 1a. Жирным шрифтом выделены содержания химических элементов, превышающие фоновые в 3 и более раз.

Таблица 2. Избыточное накопление (%) элементов в металлоносных осадках котловины Дерюгина и других районов Мирового океана [22].

Регион	Бассейн	Al	Cr	Zr	Ti	Sc	Fe	Li	V	Pb	Cu	Hg	Ba	Mo	Co	Zn	Ni	Au	Mn
Окраинные моря запада Тихого океана	Котловина Дерюгина (Охотское море)	0	17	23	-5 (25*)	29	0 (29*)	0 (35*)	44	45	57	59	61	74	80	82	85	88*	98
	Западный Вудларк (Соломоново море)	0					17		17	10	21				17	11	7		21
	Манус (море Бисмарка)	0					31		31	33	31				23	24	21		23
	Бассейн Лау (море Фиджи)	0					48				74	51			36	44	40		84
	Северо-Фиджийская котловина (море Фиджи)	0					48				73	52			55	48	44		83
Срединно-океанические хребты (СОХ)	Хр. Хуан-де-Фука, г. Осевая	0	70	58	36		67		73		58		62		68	73	69		85
	Юго-восток Тихого океана	0	4	78	7	56	81	22	88	85	93		46		92	78	91	80	92
	Северная часть ВТП	0	68	79	28	56	78		82	63	77		28	89	84	76	68	90	91
	Индоокеанский СОХ	0	9	59	0		69	46	71	75	67			92	82	51	78		79
	САХ, поле ТАГ	0	45				91		79		98		69		81	97	34		63

* – в качестве фоновых использовались голоценовые диатомовые илы котловины Дерюгина. ВТП – Восточно-Тихоокеанское поднятие, САХ – Срединно-Атлантический хр., ТАГ – название рудного поля в соответствии с аббревиатурой проекта "Транс-Атлантический Геотраверс"

раннедиагенетической миграции его из нижележащих восстановленных отложений.

При анализе пространственного **распределения рудных элементов в поверхностном слое донных осадков**, включающем и металлоносные (рис. 5), можно выделить две основных группы рудных элементов по типу локализации: образующие повышенные содержания в центральной части котловины вблизи ВДШЗ (Mn, Zn, Ni, V, Mo, частично Cu, Hg, Li) и образующие повышенные содержания в Кашеваровской рифтогенной зоне (Fe, Ba, Hg, Co, Li, частично Pb, Mn, Cu, Zn, Ni). Донные осадки вдоль ВДШЗ характеризуются резко повышенным содержанием марганца, что собственно и определяет локализацию здесь марганцевых металлоносных осадков, обогащенных Ni, Zn, Co, Cu, Mo, Pb, Hg. Донные осадки Кашеваровской рифтогенной зоны (КРЗ) отличаются повышенным содержанием железа, бария, ртути, кобальта и лития, которые определяют специфику этой зоны, а также локальными аномалиями Pb, V, Mn, Zn, Ni. При этом только свинец и кобальт вместе с железом значимо обогащают осадки. Остальные указанные элементы образуют лишь локальные участки с повышенными содержаниями.

Ранее при анализе процессов осадконакопления и химического состава осадков было выявлено несколько факторов, определяющих концентрацию рудных элементов в верхнечетвертичных отложениях котловины Дерюгина [6, 9, 16, 21]: соотношение биогенного и терригенного материала в осадках, различные источники терригенного вещества, поставка металлов низкотемпературными гидротермами, хемогенное и биогенное осаждение из придонных вод вблизи эндогенных источников со специфическими гидрохимическими условиями. Исходя из этого, представленные карты распределения могут быть проинтерпретированы следующим образом.

В распределении рудных элементов в осадках КРЗ существенно сказывается отсутствие на возвышенностях диатомовых илов голоценового возраста и, иногда, рыхлых отложений. В результате на поверхность дна выходят терригенные осадки позднеплейстоценового или более древнего возраста или коренные породы, в том числе магматические среднего и основного состава. Как те, так и другие обогащены железом и, очевидно, свинцом и кобальтом. При анализе гранулометрических фракций колонки Ge-99-31 было выявлено обогащение свинцом крупных гранулометрических фракций осадка, в отличие от других рудных элементов (Mn, Zn, Ni, Cu, Ba), концентрирующихся в тонких фракциях [6]. Это свидетельствует о поступлении обломочного материала,

обогащенного свинцом, из размываемых (разрушающихся) древних отложений подводных возвышенностей. Кобальт, так же как и железо, является типичным элементом продуктов разрушения средних и основных магматических пород (магнетит, титаномагнетит). В них также содержатся и другие сидерофильные (V) и халькофильные (Ni, Zn) микроэлементы, которые локально обогащают осадки этой зоны.

Эндогенным привнесом, вероятнее всего, опережается распределение в осадках КРЗ марганца, бария (рис. 5) и ртути. Аномальные концентрации их отмечены в районе Баритовых гор, где известны неактивные баритовые постройки, подобные «белым курильщикам» [7, 31, 44]. Там же и севернее известны железомарганцевые образования с предположительно гидротермальным источником рудного вещества [10]. Вблизи них в осадках выявлены высокие содержания (рис. 5) и скорости накопления [3, 6] марганца. При этом, в отличие от других рудных элементов, образующих повышенные содержания в осадках КРЗ за счет выноса из более древних отложений, марганец, ртуть и барий не коррелируются с железом в осадках. Пятна с повышенным их содержанием не совпадают с участками повышенного содержания железа, как это характерно для Pb, Zn, Ni (рис. 5).

В осадках центральной части котловины вблизи ВДШЗ выделяется крупная комплексная аномалия (Mn, Zn, Ni, Cu, Hg, V, Mo, Pb), занимающая значительную часть поля металлоносных осадков. Локализация ее вдоль тектонической структуры, а не в соответствии с рельефом дна позволяет предполагать влияние эндогенных источников на условия накопления рудных элементов. Оно, очевидно, проявляется несколькими способами для различных групп элементов. В формировании аномальных содержаний марганца, как отмечалось ранее [3, 6], преобладающими являются осаждение из плюмов, образующихся над гидротермальными источниками, и раннедиагенетическая миграция из нижележащих осадков. При эпизодической активизации низкотемпературной гидротермальной деятельности в районе Баритовых гор, например, в период формирования там массивных баритов, происходившего в голоцене [13], в толще воды могут формироваться устойчивые плюмы со специфическими гидрохимическими условиями, благоприятными для осаждения марганца и микроэлементов (далее «гидротермальные плюмы»). Эти условия могут определяться либо повышенными содержаниями рудных элементов, либо изменением физико-химических характеристик морских вод. Подобное явление отмечено, например, в южной части трога Окинава, где уста-

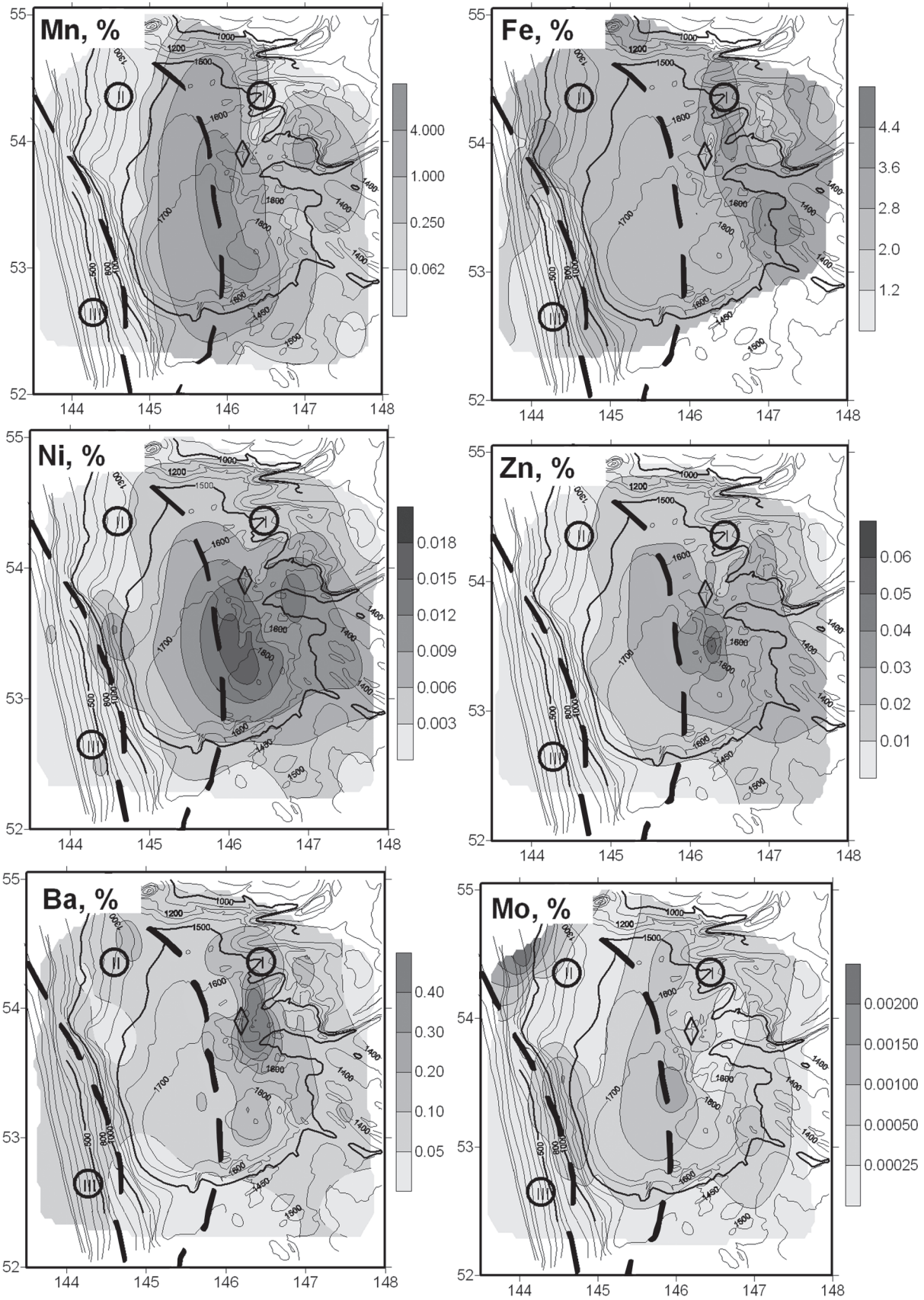


Рис. 5. Содержания рудных элементов в поверхностных осадках котловины Дерюгина (условные обозн. см. на рис. 1).

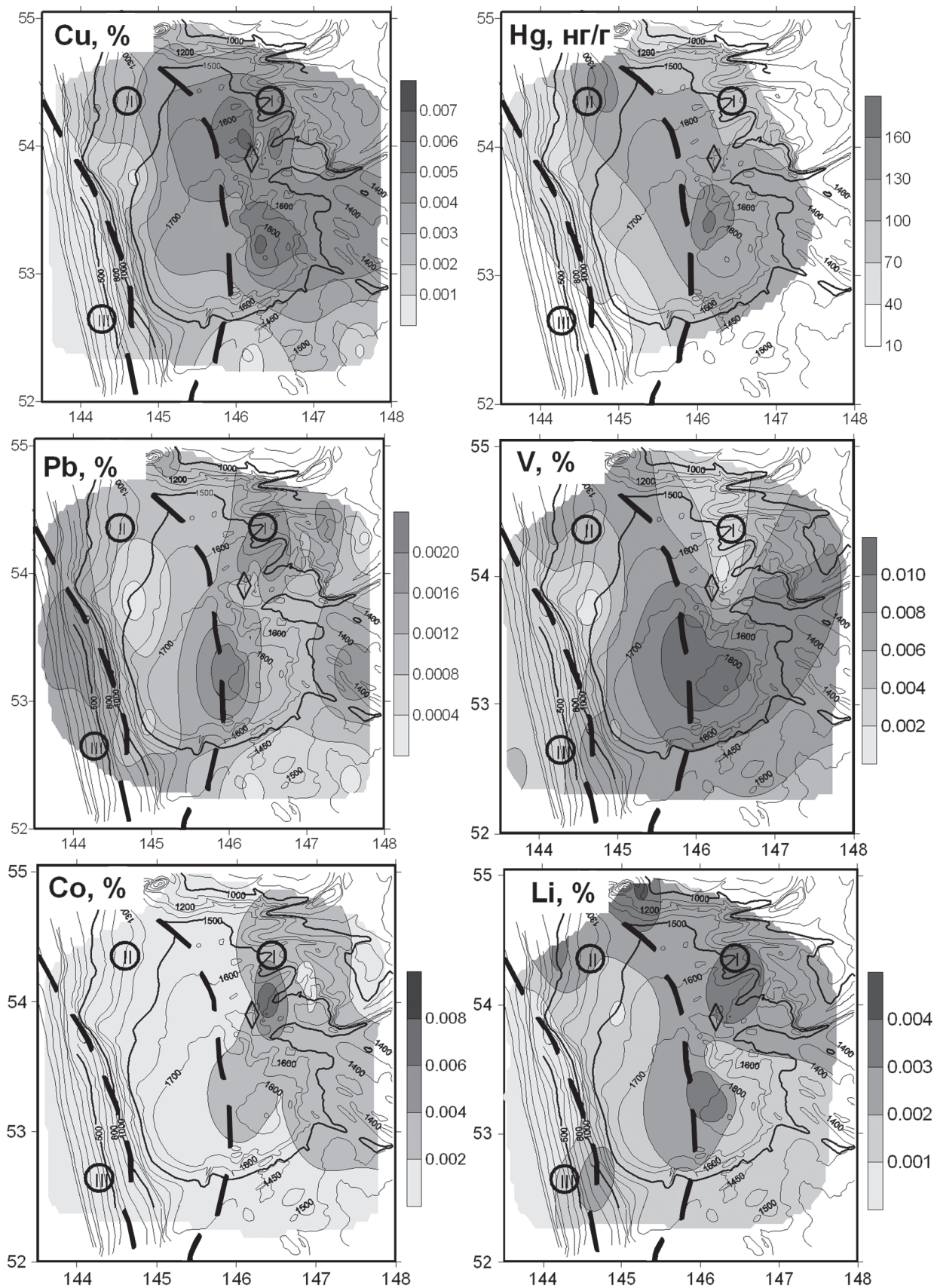


Рис. 5. Продолжение.

новлено накопление гидроксидов марганца и железа на поверхности биогенных и терригенных частиц, осаждающихся сквозь гидротермальный плюм, обогащенный марганцем [48]. В нашем случае можно предполагать обогащение гидротермальных плюмов, эпизодически формирующихся над Баритовыми горами, марганцем, барием, ртутью. Другие элементы, как это имеет место во многих районах распространения металлоносных осадков [22, 27], могут соосаждаться оксогидроксидами марганца и железа из морских вод с фоновыми содержаниями.

Накопление марганца в относительно узкой полосе, приуроченной к ВДШЗ, также, очевидно, связано с изменением физико-химических условий придонных и иловых вод под влиянием элизионных флюидов, поступающих из осадочных толщ Дерюгинского осадочного бассейна. В какой-то мере специфические условия здесь уже зафиксированы инструментально – очень низкие содержания кислорода в придонной воде южной части этой зоны на станциях LV29-103 и LV29-104 [46]. Тем не менее, зона с высокими содержаниями марганца в поверхностных осадках и в отложениях 1 ИКС в целом, при аномально высоких скоростях его накопления в голоценовое время [6], занимает значительно более протяженную на север полосу, включая и районы КРЗ, где предполагаются эндогенные источники марганца. Ранее [3, 6] интенсивное накопление марганца на столь обширной площади в голоценовых отложениях и отсутствие его повышенных и аномальных содержаний в отложениях 2 ИКС объяснялось формированием обширных гидротермальных плюмов над эндогенными источниками только в периоды межледниковий, когда в котловине Дерюгина происходила стратификация водных масс [19]. Во время оледенений имело место интенсивное вертикальное перемешивание вод, и гидротермальные плюмы могли формироваться только вблизи источников. Полученные новые данные позволяют предполагать, что еще одним фактором формирования аномальных содержаний марганца в поверхностных осадках и отложениях 1 ИКС были и физико-химические условия придонных и иловых вод вблизи ВДШЗ, определившие возможность сохранения марганца в осадках в процессе его раннедиагенетического перераспределения. В то же время, этот процесс, проявляясь повсеместно, не приводит к формированию аномальных содержаний вне зоны, где имелись условия для первичного седиментационного накопления марганца.

Еще один механизм обогащения рудными элементами металлоносных осадков может определяться формированием в местах разгрузки элизионных флюидов сероводородных и аноксидных придонных

вод, благоприятных для хемогенного осаждения рудных элементов (V, Mo, Ag), что характерно для бассейнов с сероводородным заражением [38]. Специфика сероводородных обстановок в котловине Дерюгина рассматривалась ранее на примере накопления молибдена на участках с сероводородным заражением придонных и иловых вод вблизи газовых источников на склоне Сахалина [6], где осадки обогащены V, Mo (рис. 5), а также Ag [9]. Близкие условия можно предполагать на южном участке ВДШЗ, где также отмечено повышенное содержание V, Mo (рис. 5) и Ag [9], хотя сероводородное заражение там не отмечено. В то же время, выявлено очень низкое содержание кислорода в придонных водах [46], что позволяет отнести их к аноксидным или субоксидным.

Для выявления основных закономерностей формирования химического состава металлоносных осадков был выполнен **многокомпонентный статистический анализ** элементного состава поверхностного слоя отложений. По результатам корреляционного и кластерного (рис. 6) анализов установлено, что марганец в металлоносных осадках ассоциируется с группой элементов V-Sc-Cu-Mo, частично Sr, и не связан с другой группой элементов, которые также обогащают их – Zn-Ni-Co. В нижележащих восстановленных осадках он также ассоциируется с Mo, слабее с Ni и Ba (Sc и V в выборке не учитывались), но, так же как указанные элементы, имеет и слабые положительные корреляционные связи с элементами группы Pb-Mg-Co-Cu-Zn. Эти результаты косвенно свидетельствуют о различных механизмах формирования повышенных содержаний марганца и отдельных групп микроэлементов в металлоносных осадках.

Факторный анализ, выполненный для разделения отдельных проб поверхностных осадков на основании содержания в них комплекса химических элементов, позволил выделить три фактора по значимости влияния на изменчивость выборки (рис. 7). На основании результатов кластерного анализа для металлоносных осадков в выборку не были включены Si, Ca, Cr, Zr – характерные элементы биогенного и терригенного вещества осадков котловины, противостоящие по множественным корреляционным связям типичным элементам металлоносных осадков. Во всех трех определенных значимых факторах одним из главных или главным элементом явилось железо. Это связано с различными источниками его поступления в донные осадки [27, 34]. Оно считается характерным элементом гидротермальной поставки, хотя основная масса его в отложениях окраинных морей находится в составе терригенных глинистых минералов (смектиты, хлориты, железистые гидрослюда). Кроме того, оно концентрируется

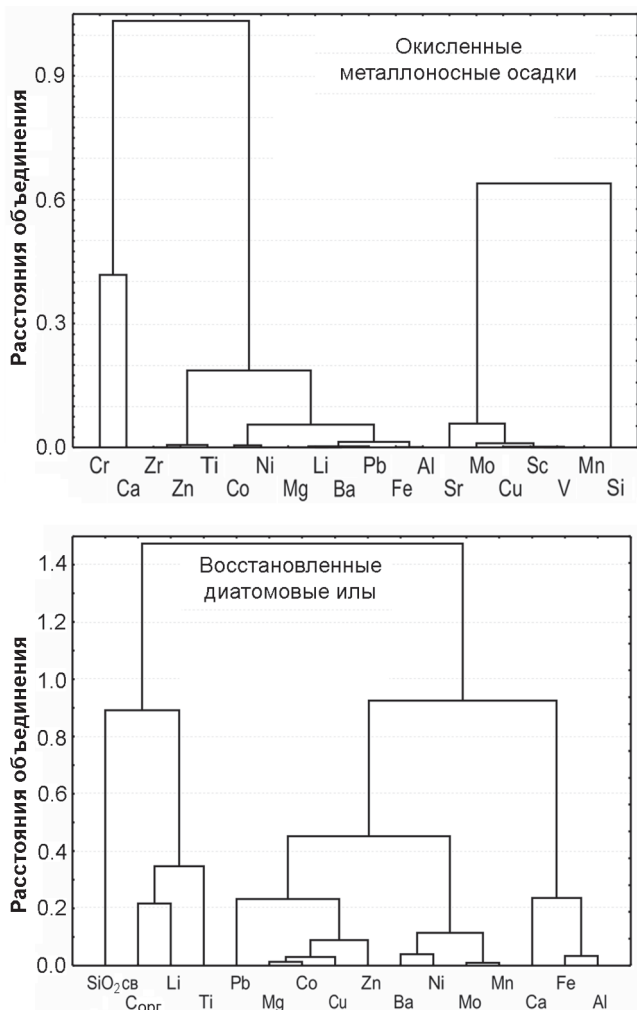


Рис. 6. Дендрограммы химических элементов для окисленных металлоносных и восстановленных диатомовых илов котловины Дерюгина.

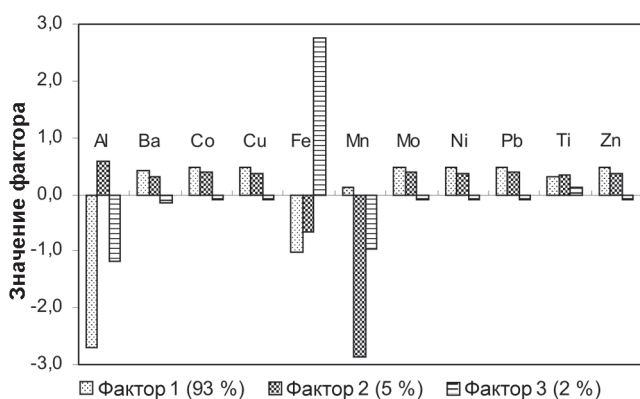


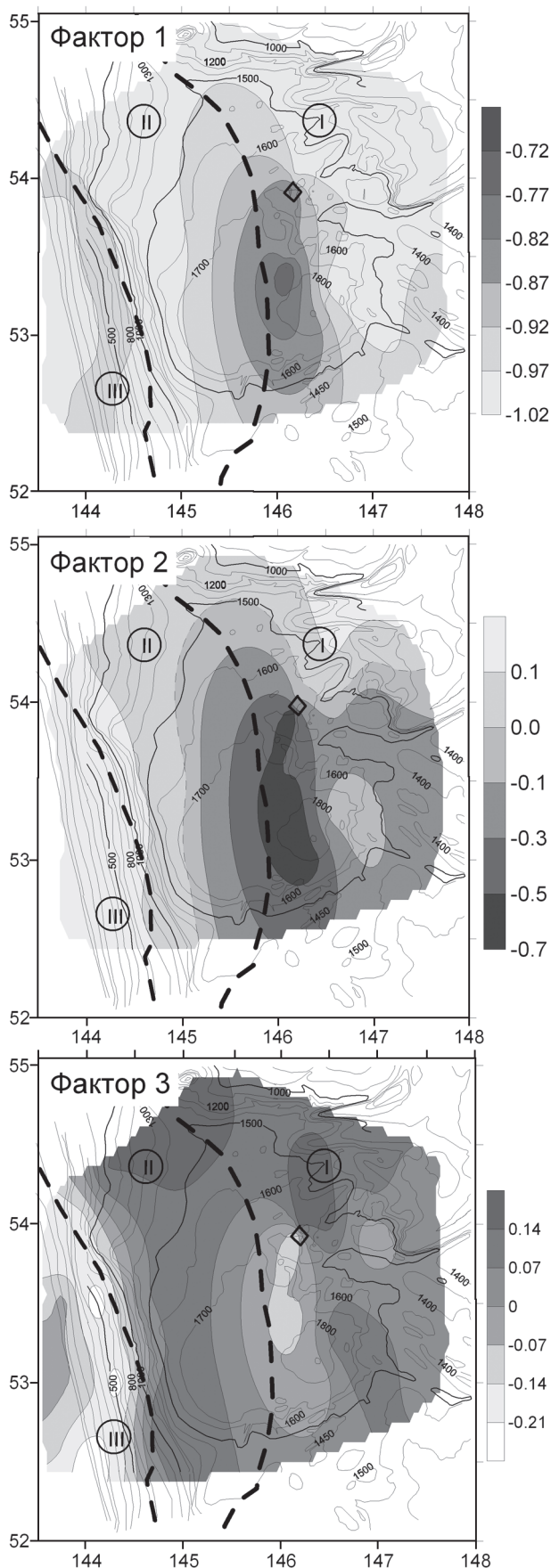
Рис. 7. Гистограммы факторных нагрузок для трех факторов по содержаниям 11 химических элементов в поверхностных осадках котловины Дерюгина.

в обломочном материале разрушения средних и основных магматических пород.

Отрицательные значения первого фактора (рис. 7), определяющего 95 % изменчивости выборки, зависят от совокупного влияния алюминия и железа – основных элементов, определяющих специфику глинистого вещества на фоне биогенного и обломочного терригенного материала. Им противостоят титан, барий и все использованные рудные микроэлементы, дающие примерно равный вклад в изменчивость значений фактора. Менее значимы вариации содержаний марганца. На основании этого по значениям 1 фактора выделился участок в центральной части котловины вдоль ВДШЗ, суммирующий аномалии Ni, V, Co, Cu, Mo, Pb, Zn (рис. 8). Он попадает и в область обогащения марганцем, хотя вклад его в формирование этого фактора незначителен.

Положительные значения 3 фактора, дающего всего 2 % изменчивости выборки, определяются почти исключительно содержаниями железа. В результате по значениям 3 фактора (рис. 8) оконтурились участки КРФ, где предполагается поступление железа с продуктами разрушения магматических пород возвышенностей и отдельных гор, а также северная и западная части котловины, где можно предполагать привнос с севера терригенного материала, обогащенного высокожелезистыми глинистыми минералами.

Наиболее интересен для интерпретации условий образования металлоносных осадков оказался фактор 2, дающий 5 % изменчивости выборки. Отрицательные значения его определяются марганцем и железом, а противостоят им все остальные элементы, включая макроэлементы терригенного материала и микроэлементы, накапливающиеся в осадке за счет биогенного и хемогенного осаждения из морских вод. Такие ассоциации элементов позволяют предполагать определяющее влияние в образовании отрицательных значений этого фактора рудного вещества, осаждающегося из гидротермальных плюмов. По отрицательным значениям этого фактора оконтурилось поле в центральной части котловины, почти полностью совпадающее с областью распространения металлоносных осадков, а также часть КРЗ. Там выявлены локальные участки с повышенными содержаниями железа, цинка, никеля, местами марганца (рис. 5). В целом же, как для металлоносных осадков, так и для всего горизонта диатомовых илов корреляция содержаний железа и марганца не характерна. Это связано, с одной стороны, с интенсивной постседиментационной миграцией марганца, с другой – с нахождением основной массы железа в составе терригенных компонент



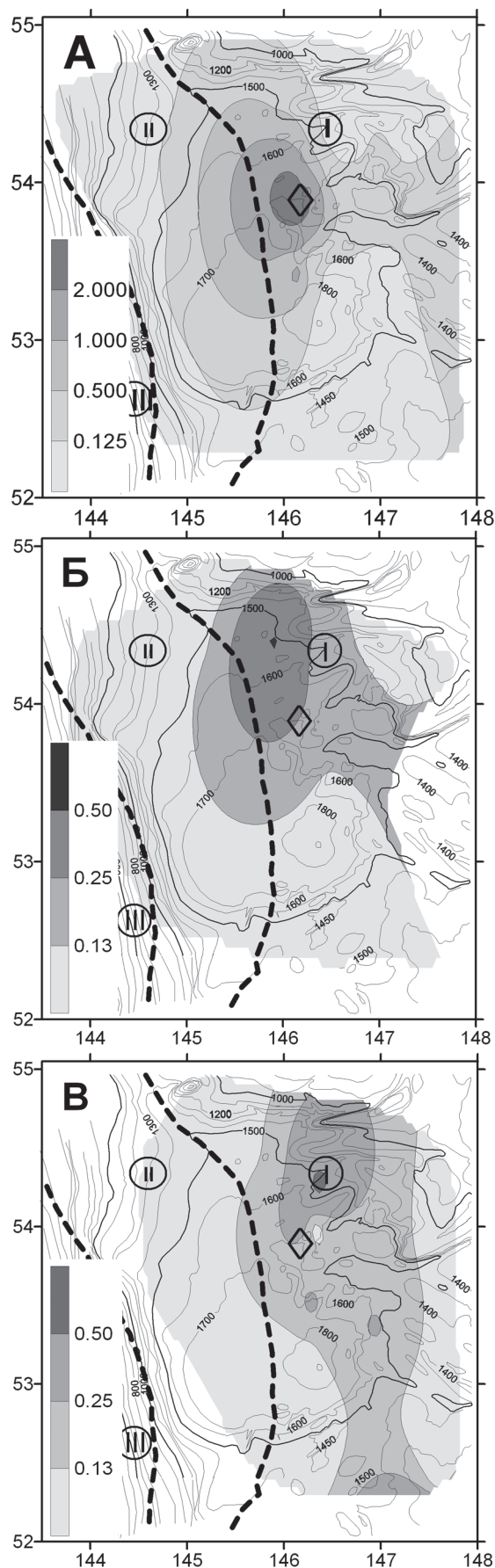
осадка. Полученные данные свидетельствуют о том, что совместное накопление железа и марганца является достаточно значимым процессом в формировании изменчивости химического состава поверхностных осадков.

Учитывая большую роль **раннедиагенетической миграции марганца** в поверхностный слой осадков для формирования аномальных его содержаний и металлоносных осадков в целом, целесообразно рассмотреть его распределение в нижележащих отложениях. На рис. 9 представлены карты средних содержаний марганца в осадках диатомового голоценового горизонта 1a (0–8 тыс. лет), терригенного голоценового горизонта 1b (8–12.4 тыс. лет) и позднеплейстоценового терригенного горизонта 2 (> 12.4 тыс. лет), построенные по содержаниям в колонках [6]. Во всех этих горизонтах аномальные и повышенные содержания марганца отмечаются в пределах КРЗ. Для диатомового голоценового горизонта резко обозначилась аномалия в районе Баритовых гор. Она не прослеживалась в распределении марганца в поверхностных осадках (рис. 5), так как на поверхность дна там выходят терригенные позднеплейстоценовые отложения с малым содержанием марганца. Аномалия же в диатомовых илах определяется высоким содержанием марганца в голоценовых осадках колонок, отобранных вблизи Баритовых гор.

Для более древних терригенных отложений повышенные содержания марганца, хотя и на порядок меньше, чем в диатомовых илах, установлены на северо-восточном склоне котловины, и, частично, вблизи Баритовых гор (рис. 9). Именно здесь можно предполагать нахождение эндогенных источников, эпизодически поставляющих марганец в иловые или придонные воды. Известно, что накопление его из гидротермальных плюмов во многих районах распространения металлоносных осадков происходит, главным образом, на значительном удалении от источников, там, где существуют условия для накопления осадков и сохранения в них марганца [22, 27]. Это может быть связано с гидродинамическими условиями либо с физико-химическими особенностями придонных и иловых вод. На возвышенностях в районе Баритовых гор в голоцене осадки не накапливались из-за повышенной подвижности придонных вод.

Интенсивное накопление марганца в котловине Дерюгина имело место только в голоцене, когда

Рис. 8. Карта распределения значений трех факторов для поверхностных осадков котловины Дерюгина (условные обозн. см. на рис. 1).



были сформированы массивные баритовые постройки Баритовых гор [13], хотя активизация гидротермальной деятельности происходила в этом районе и ранее [9]. Наиболее важным событием, произошедшим в начале голоцена, когда началось интенсивное накопление марганца на значительной площади котловины, явилась стратификация водной толщи [19]. До этого зимнее конвективное перемешивание вод охватывало всю толщу, включая придонные воды, и обширные плюмы со специфическими гидрохимическими условиями не формировались. Обогащение осадков марганцем и микроэлементами за счет их осаждения из гидротермальных плюмов могло происходить только вблизи таких источников, что и отмечено недалеко от Баритовых гор в колонке Н7-988 [9]. В голоцене же произошла стратификация вод, сформировались поверхностная, промежуточная и глубинная водные массы (рис. 10). При эпизодической активизации низкотемпературной гидротермальной деятельности в районе Баритовых гор, например, в период формирования там массивных баритовых построек, в глубинной водной массе, не подверженной конвективному перемешиванию и относящейся, к тому же, к слою кислородного минимума [12, 46], могут формироваться устойчивые водные плюмы с повышенными содержаниями рудных элементов, либо со специфическими гидрохимическими условиями, благоприятными для осаждения рудных элементов из морских вод (рис. 10).

В формировании металлоносных осадков может быть также значительной роль элизионных источников ВДШЗ, изменяющих гидрохимию придонных и иловых вод и создающих специфические условия для:

- накопления в осадках из морских вод элементов, характерных для аноксидных обстановок (V, Mo, Ag);
- сохранения в осадках различными способами элементов (Mn, Ni, Zn, Au, Hg, Ba, Fe), поступающих на дно с биогенным и терригенным веществом, осаждающимся сквозь гидротермальные плюмы в глубинной водной массе;
- накопления и сохранения в поверхностных осадках марганца, поступающего из восстановленных осадков при их раннедиагенетических изменениях.

Рис. 9. Среднее содержание марганца в осадках различных литостратиграфических горизонтов.

А – Ia, голоценовый диатомовый (0–8 тыс. лет.), Б – Ib, голоценовый терригенный (8–12.4 тыс. лет), В – II (> 12.4 тыс. лет) (условные обозн. см. на рис. 1).

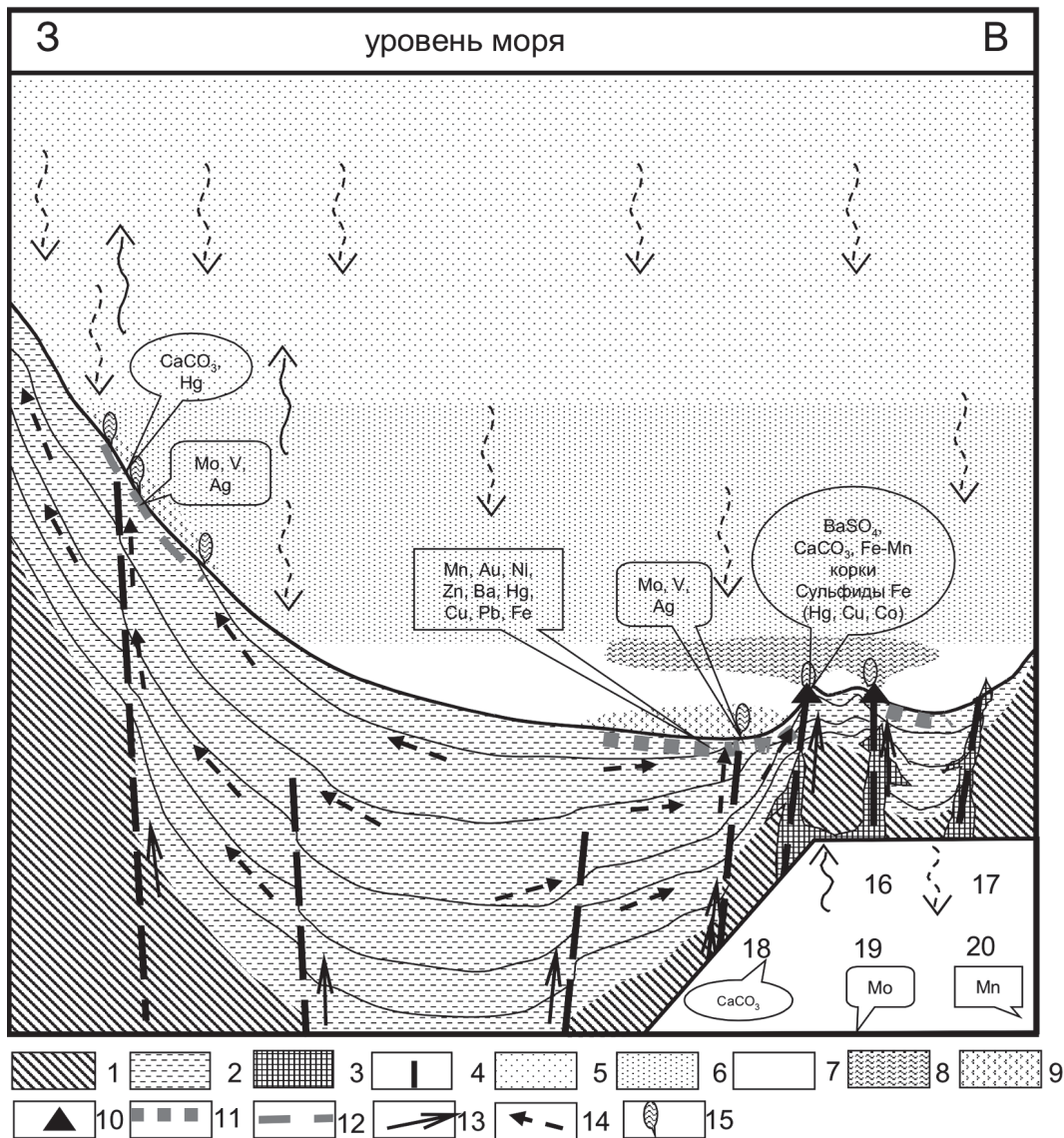


Рис. 10. Модель формирования марганцевых металлоносных осадков котловины Дерюгина (условный субширотный разрез, вертикальный масштаб для водной толщи значительно крупнее, чем для земной коры). 1–3 – геологические комплексы: 1 – акустический фундамент, 2 – осадочный чехол, 3 – кайнозойские вулканиты; 4 – разрывные нарушения; 5–7 – водные массы котловины: 5 – поверхностная, 6 – промежуточная, 7 – глубинная; 8–9 – водные плумы, эпизодически формирующиеся над эндогенными источниками: 8 – инфильтрационными, 9 – элизионными; 10 – массивные рудные образования на поверхности дна (бариты, железомарганцевые корки); 11 – марганцевые металлоносные осадки; 12 – интенсивное диагенетическое изменение осадков вблизи мест разгрузки элизионных флюидов; 13–14 – направление движения флюидов в осадочном чехле: 13 – инфильтрационных (межформационных), 14 – элизионных (внутриформационных); 15 – поступление эндогенных флюидов в водную толщу; 16 – миграция газов в водной толще от эндогенных источников; 17 – осаждение биогенного кремнистого и карбонатного материала; 18–20 – минералы, формирующиеся на поверхности дна, и химические элементы, образующие повышенные и аномальные содержания в поверхностных осадках: 18 – за счет поставки вещества эндогенными флюидами, 19 – за счет осаждения из придонных вод со специфическими физико-химическими условиями, определяемыми влиянием эндогенных источников, 20 – осадившиеся из гидротермальных плумов в глубинной водной массе.

Определение масштабов и механизма реализации каждого из указанных факторов требует дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование окисленных металлоносных осадков котловины Дерюгина связано с резко аномальным обогащением марганцем поверхностных осадков за счет раннедиагенетической миграции его в окисленный слой из восстановленных диатомовых илов, первично обогащенных марганцем и другими рудными элементами. Этот процесс имеет место в относительно узкой полосе вдоль Восточно-Дерюгинской шовной зоны, где существуют условия для первично-седиментационного накопления марганца и микроэлементов из морских вод, а также для их последующего перераспределения. Эти условия определяются:

- близостью эндогенных источников, поставляющих марганец и некоторые другие элементы и формирующих плюмы в глубинных водах с их повышенным содержанием;

- поступлением по разломной зоне элизионных газовых и водных флюидов из осадочных толщ Дерюгинского осадочного бассейна, определяющих специфические физико-химические условия придонных и иловых вод, что, в свою очередь, определяет возможность накопления элементов аноксидных обстановок и сохранения в осадках марганца и микроэлементов, осаждающихся из гидротермальных плюмов;

- определенной глубиной моря, в связи с чем днище котловины находится ниже границы промежуточных и глубинных водных масс, а придонные воды относятся к слою кислородного минимума.

В накоплении рудных элементов в донных осадках котловины Дерюгина и формировании металлоносных осадков прослеживается влияние нескольких процессов:

- осаждение Mn, Ba, Hg и, возможно, Fe из гидротермальных плюмов, эпизодически формирующихся в глубинной водной массе над низкотемпературными гидротермальными источниками Баритовых гор и более северных районов, и соосаждение оксогидроксидами марганца и железа микроэлементов (Au, Ni, Zn, Co, Cu);

- осаждение V, Mo, Ag, Pb и некоторых других микроэлементов из аноксидных и сероводородных придонных и иловых вод со специфическими гидрохимическими характеристиками, формирующихся вблизи элизионных источников по периферии Дерюгинского осадочного бассейна;

- раннедиагенетическое перераспределение марганца с концентрацией его в поверхностном слое осадков, наиболее эффективно проявляющееся вблизи Восточно-Дерюгинской шовной зоны.

Помимо марганца окисленные металлоносные осадки обогащены в 3–5 раз относительно регионального фона золотом, никелем, цинком, кобальтом и, локально, молибденом, ртутью, медью, барием, свинцом, что определяется не диагенетическим перераспределением, а первично-седиментационным накоплением микроэлементов в голоценовых осадках этой зоны.

Основная часть экспедиционных работ выполнена в рейсах российско-германского проекта КОМЕХ и МЧС РФ по теме “Система ведения реестра подводных потенциально опасных объектов РФ”. Аналитические исследования и обобщения выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 05-05-65217-а) и ДВО РАН (грант 06-III-A-07-249). Авторы признательны Н. Биебоу, Р.Г. Кулиничу, С.А. Горбаренко, В.В. Кобылянскому за помощь в организации экспедиционных работ, Е.В. Михайлику за помощь в редактировании текста рукописи. Большую помощь в выполнении аналитических работ оказали В.И. Киселев, Г.М. Колесов, Г.А. Бахарева, В.Ф. Занина, И.Н. Якушева.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Вагина Н.К., Горбаренко С.А. и др. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 3–14.
2. Астахов А.С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 50–55.
3. Астахов А.С., Горбаренко С.А., Ващенко Н.Г., Волохин Ю.Г. Распределение и скорости накопления марганца в донных осадках Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 47–60.
4. Астахов А.С., Астахова Н.В. Потенциальные минеральные ресурсы марганца в Охотском и Японском морях // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 4. С. 141–150.
5. Астахов А.С., Крецер Ю.Л., Кулинич Р.Г., Тиедемманн Р. Карбонатная и сульфидная рудная минерализация в осадках Дерюгинской рифтогенной зоны Охотского моря // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 4. С. 511–516.
6. Астахов А.С., Горбаренко С.А., Бахарева Г.А. и др. Распределение и скорости накопления рудных элементов в голоценовых отложениях котловины Дерюгина Охотского моря // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 115–132.
7. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.В. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 212–215.

8. Астахова Н.В., Обжиров А.И., Астахов А.С., Горбаренко С.А. Аутигенные карбонаты в зонах газовых аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1993. № 4. С. 34–40.
9. Астахова Н.В. Геохимические особенности осадков впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 87–93.
10. Астахова Н.В., Саттарова В.В. Геохимия железомарганцевых образований центральной части Охотского моря // Вулк. и сейсм. 2005. № 3. С. 29–33.
11. Батурич Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 302 с.
12. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. 1960. Т. 32. С. 15–97.
13. Вагина Н.К., Астахова Н.В. О возрасте гидротермальной минерализации во впадине Дерюгина Охотского моря // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона: Тезисы докладов Международного симпозиума. Находка: Изд-во ДВО АН СССР, 1988. Т. 1. С. 17–19.
14. Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
15. Воробьев В.С., Воронкова М.А., Пятова В.Н. и др. Атомно-абсорбционное определение кремния, железа, кальция, магния и марганца в силикатных карбонатных горных породах и бокситах // Методы химического анализа минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 72–89.
16. Воронова В.А., Ильев А.Я. Специфика четвертичного осадконакопления в окраинном Охотском море // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: Изд-во ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 130–142.
17. Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 1. С. 163–165.
18. Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю. и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 25–34.
19. Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В. и др. Ледовый покров Охотского моря в последнем оледенении и голоцене // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 678–682.
20. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Охотоморский сектор кайнозойской активной окраины Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 3. С. 369–372.
21. Грецакая Е.В. Исходный нефтегазоматеринский потенциал органического вещества осадков (на примере впадин Охотского моря). Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 111 с.
22. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Науч. мир. 1998. 340 с.
23. Емельянова Т.А., Корнев О.С., Леликов Е.П. и др. Состав и радиоизотопный возраст вулканитов дна Охотского моря // Препринт. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2001. 48 с.
24. Зеленов К.К. Железо и марганец в эксгальциях подводного вулкана Бану-Вуху (Индонезия) // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 6. С. 1317–1342.
25. Колесов Г.М., Аникиев В.В. Специфичность методологии отбора и анализа проб и интерпретации данных экспедиционных океанологических исследований // Журн. аналит. химии. 1999. Т. 54, № 9. С. 918–928.
26. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. Барит-карбонатная минерализация, аномалии метана и геофизические поля во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 35–40.
27. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
28. Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И. и др. Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 183 с.
29. Обжиров А.И., Астахов А.С., Астахова Н.В. Генезис и условия формирования аутигенных карбонатов в четвертичном осадочном чехле района Сахалино-Дерюгинской газовой аномалии (Охотское море) // Океанология. 2000. Т. 40, № 2. С. 280–288.
30. Пятова В.Н., Воронкова М.А., Иванов Н.П. и др. Атомно-абсорбционное определение меди, цинка, свинца, кадмия, висмута, сурьмы, кобальта, никеля в горных породах и рудах // Методы химического анализа минерального сырья. М.: ВИМС, 1977. С. 96–109.
31. Саломатин А.С., Баранов Б.В., Отрощенко О.С., Юсупов В.И. Акустическая съемка Баритовых холмов Охотского моря // XII сессия Российского акустического общества. 25-29 авг. 2003 г.: Сб. трудов. Т. 4. Акустика океана. Атмосферная акустика. М.: ГЕОС, 2003. С. 142–144.
32. Соловьёв В.А., Гинзбург Г.Д., Обжиров А.И., Дуглас В.К. Газовые гидраты Охотского моря // Отеч. геология. 1994. № 2. С. 10–17.
33. Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 223–252.
34. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1976. Вып. 292. 299 с.
35. Стрекопытов С.В., Дубинин А.В. Определение Zr, Hf, Mo, W и Th в стандартных образцах океанских отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Журн. аналит. химии. 1997. Т. 52, №12. С. 1296–1298.
36. Томпсон М., Уолш Д.Н. Руководство по спектрометрическому анализу с индуктивно-связанной плазмой. М.: Недра, 1988. 96 с.
37. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Оха-на-Сахалине: СахалинНИПИморнефть, 1998. 77 с.
38. Холодов В.Н. О роли сероводородных бассейнов в осадочном рудообразовании // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 5. С. 451–473.
39. Хусид Т.А., Доманов М.М., Свининников А.И. Особенности видового состава и распределения фораминифер во впадине Дерюгина (Охотское море) // Изв. РАН. Сер. биол. 2006. № 2. С. 217–224.
40. Astakhova N.V. Hydrothermal Barite in the Okhotsk Sea // Resource Geology. 1993. N 17. P. 169–172.
41. Baranov B., Dozorova K., Karp B. Tectonics of the Okhotsk Sea: extension and compression. Cruise Reports: KOMEX V and VI. RV Professor Gagarinsky Cruise 26, MV Marshal Gelovany Cruise 1 / Biebow N., Ludmann T., Karp B., Kulnich R. (Eds.) // GEOMAR Report 88, Kiel. 2000. P. 68–88.

42. Bostrom K., Kraemer T., Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments // *Chemical Geology*. 1973. V. 11, N 2. P. 123–148.
43. Cruise Report. RV Akademik M.A.Lavrentyev Cruise 27. German-Russian expedition for geological/geophysical Okhotsk Sea research / Nurnberg D., Baranov B.V., Karp B.Ya. (Eds.) // GEOMAR Report. 1997. 60. 150 p.
44. Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky. Cruise 22, RV Akademik Lavrentiev Cruise 28 / Biebow N., Hutten E. (Eds.) // GEOMAR Report 82, Kiel. 1999. 188 p.
45. Cruise Reports: KOMEX V and VI. RV Professor Gagarinsky Cruise 26, MV Marshal Gelovany Cruise 1/ Biebow N., Ludmann T., Karp B., Kulinich R. (Eds.) // GEOMAR Report 88, Kiel. 2000. 296 p.
46. Cruise report: KOMEX. RV Akademik M.A. Lavrentiev Cruise 29, Leg 1 and Leg 2 / N.Biebow, R.Kulinich, and B.Baranov (Eds.). GEOMAR Report, 110. Kiel. 2003. 190, 176 pp.
47. Gribidenko G.S. The rift system of the Okhotsk sea // Proc. I Intern. Conf. Asian Marine Geology. Beijing: China Ocean Press. 1990. P. 73–81.
48. Hsu S.C., Lin F.J., Jeng W.L., Chung Y.C., Shaw L.M. Hydrothermal signature in the southern Okinawa Trough detected by the sequential extraction of settling particles // *Marine Chem.* 2003. V. 84. P. 49–66.
49. Kobylansky V.V., Domanov M.M., Svininnikov A.I. The geochemistry of heavy metal enrichment in surface sediments of Derugin Basin (Okhotsk Sea) // *Climate Variability and Sub-Arctic Marine Ecosystems*, Victoria, B.C., Canada, 16-20 May, 2005. P. 79.
50. Totland M., Jarvis Ian, Jarvis Kym E. An assessment of dissolution techniques for the analysis of geological samples by plasma spectrometry // *Chemical Geology*. 1992. V. 95, N 1–2. P. 35–62.
51. Zhao Yiyang, Yan Mingcai. Mercury anomaly in the Okinawa trough sediments – an indicator of modern seafloor hydrothermal activity // *Chinese journal of geochemistry*. 1995. V.14, N 1. P. 33–39.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

A.S. Astakhov, V.V. Sattarova, A.I. Svininnikov, N.V. Astakhova, M.M. Domanov, M.V. Ivanov

Manganese metalliferous sediments in the Deryugin Basin (Sea of Okhotsk): chemical composition and geological settling

The results of the study of the chemical composition and location of manganese metalliferous sediments are cited. They make up a surface sediment layer up to 30 cm thick, up to 40 km wide and 180 km in extent in the central part of the basin along the East Deryugin suture zone; the latter limits the Deryugin sedimentary basin on the east. The sediments are enriched with respect to background sediments in Mn by 35 times, Au, Ni, Zn, Co by 3-5 times, and locally, in Mo, V, Ba, Cu, Pb, and Hg. Their formation is presumed to be determined by several processes: precipitation of manganese and some trace elements from the sea water plumes occasionally formed above the hot vents in the northern part of the basin; sedimentation from anoxic bottom waters that are formed above the eastern boundary of the Deryugin sedimentary basin, and early diagenetic migration of manganese into surface sediments.

Key words: manganese, metalliferous sediments, chemical composition, genesis, Deryugin Basin, Sea of Okhotsk.

О КАМЕННОМ МАТЕРИАЛЕ СО ДНА МОРЯ УЭДДЕЛЛА, ЮЖНЫЙ ОКЕАН

Н.А. Куренцова¹, Т.И. Фролова², Г.Б. Удинцев¹, И.А. Рощина¹

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, РАН, г. Москва

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Поступила в редакцию 17 августа 2006 г.

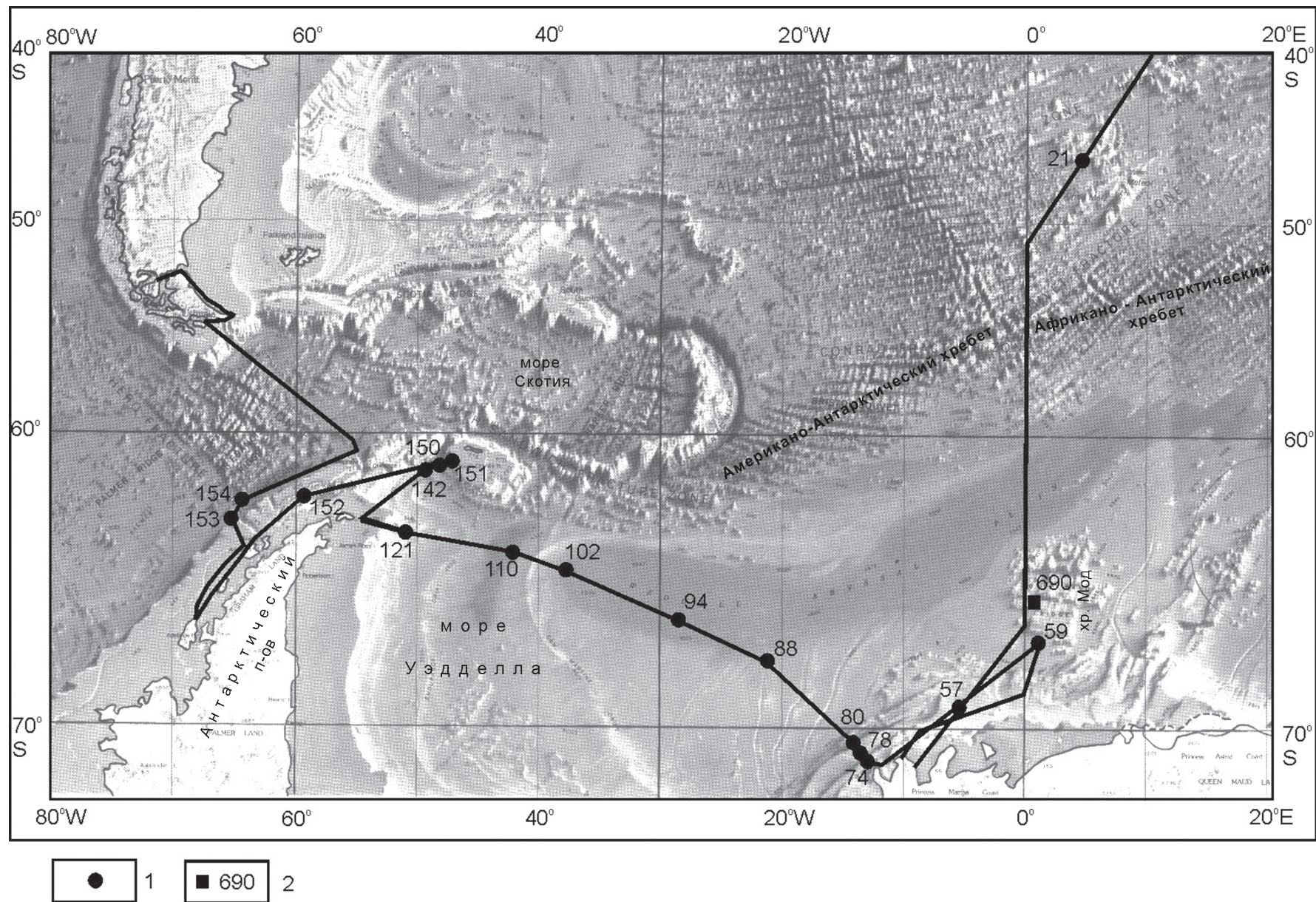
Работа посвящена результатам изучения каменного материала со дна моря Уэдделла, собранного в экспедиции АНТ-22/3 на немецком судне “Полярштерн” 2005 г., во время совместных российско-германских геодинамических исследований Западной Антарктики. Результаты исследований позволяют сделать вывод о гетерогенности дна моря Уэдделла, о проявлении (вопреки спрединговой модели) пространственно-временного сочетания процессов деструкции континентальной коры, прогрессирующего талассогенеза (океанизации–тафрогенеза) и рифтогенеза. Стадии деструкции свойственны высокая постконсолидационная подвижность, приводящая к площадной раздробленности и высокой проницаемости континентальной коры, а также тектоно-магматическая активизация. При переработке континентальной коры ведущим является процесс магматического замещения континентальной коры базит-ультрабазитовым магматическим материалом мантии с образованием вторичной океанической коры, с сохранением реликтов континентальной коры. Движущей силой в эндогенной активности Земли служат трансмагматические флюидные потоки, исходящие из расплавленного ядра, порождающие вещественные преобразования земной коры и мантии.

Ключевые слова: геодинамика, деструкция, океанизация, гетерогенность, рифтогенез, реликтовые блоки континентальной коры, флюидные потоки, Западная Антарктика.

ВВЕДЕНИЕ

Море Уэдделла расположено к северу от устья Антарктического рифта между выступами Антарктического п-ова и дуги Скотия Западной Антарктиды на западе и выступом Земли Королевы Мод Восточной Антарктиды с ее подводным продолжением – хребтом Мод – на востоке. Северным ограничением котловины моря Уэдделла служат рифтовые системы Америко-Антарктического и Африко-Антарктического хребтов. По существующим некоторым представлениям, это – древнейшая глубоководная котловина в Южной Атлантике, в центральной части которой практически закончилось преобразование континентальной коры (КК) во вторичную океаническую (ОК), с предварительной деструкцией и тафрогенезом (океанизацией) при сохранении реликтов КК. Представления о происхождении и истории котловины этого моря неоднозначны. Возможно депрессия Уэдделла образовалась, вопреки спрединговой

модели, не за счет движения плит [2, 10], а за счет магматического замещения КК базит-ультрабазитовым магматическим материалом мантии с образованием вторичной океанической коры при активном участии трансмагматических флюидных потоков, исходящих из расплавленного ядра Земли при ее эндогенной активности [4, 9]. Степень изученности геологии моря Уэдделла до сих пор невысока [1, 11, 13–16]. В настоящей статье рассматриваются результаты изучения новой коллекции (более 500 кг) геологических образцов, выбранных одним из авторов (Н.А. Куренцовой) из материала, полученного в море Уэдделла в 2005 г. при биологических тралениях донным тралом Агассиза и салазковым тралом Сигсби в экспедиции АНТ-22/3 на немецком судне “Полярштерн” (рис. 1). Происхождение собранных тралом геологических образцов определяется неоднозначно. По мнению многих исследователей, они являются продуктами разноса плавучими льдами или суспензионными по-



О каменном материале со дна моря Уэдделла

Рис. 1. Маршрут рейса ANT XX11-3 нис "Полярштерн" (22.01–6.04.2005 г).

1 – геологические станции, 2 – скважина 690 на хр. Мод [14].

токама, по мнению других, – это обломки с обнаженный коренных пород фундамента. Изучение всего комплекса образцов, встреченных на каждой станции, и оценка исторической геологической обстановки на широкой площади опробования позволяют предполагать коренное происхождение большинства образцов. Именно такой подход к интерпретации собранного Н.А. Куренцовой каменного материала используется в данной статье.

РАСПОЛОЖЕНИЕ СТАНЦИЙ ОПРОБОВАНИЯ

На станции 21 траление проводилось на дне котловины Агульяс, на переходе к морю Уэдделла и к окраине Антарктиды (рис. 1).

Собственно в море Уэдделла траление было выполнено на 9 станциях. Пять станций лежат в юго-восточной части моря Уэдделла. Четыре из них (57, 74, 78 и 80) приходятся на континентальный склон Земли Королевы Мод, вблизи уступа Эксплора, и одна (станция 59) – на подводный холм ложа океана близ возвышенности Мод. В средней части ложа моря Уэдделла выполнено 4 станции (88, 94, 102, 110), на восточной окраине континентального склона Антарктического п-ва и Южного хребта дуги Скотия – четыре станции (121, 142, 150 и 151) (рис. 1).

За пределами моря Уэдделла траление выполнялось в проливе Брансфилд Антарктического п-ова (на станции 152) и в море Беллинсгаузена, вблизи Южно-Шетландского желоба (станции 153 и 154).

При рассмотрении результатов геохимических исследований собранной коллекции образцов каменного материала со дна моря Уэдделла для привязки данных к рельефу и строению дна использовались опубликованные батиметрические карты [11, 13, 15, 16], были приняты во внимание материалы глубоководного океанского бурения на возвышенности Мод – 690-ая скважина 101-го рейса б/с “Джоидес Резолюшн” [14] и ряд опубликованных работ российских геологов по проблеме петрологии дна океана [3–9, 12].

Нумерация станций, принятая немецкими учеными (PS67/59 AGT), была нами упрощена. Взяты лишь последние неповторяемые цифры, например 57, 58, 59 и т.д. (рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Подводный хребет Мод расположен в восточной части моря Уэдделла. Он имеет высоту более 3 км и субмеридиональное простирание, подобно лежащим восточнее него в Индийском секторе Южного океана хребтам Астрид (примерно на 12° в.д.) и Гуннерус (примерно на 31° в.д.). Все три эти структуры

являются явными продолжениями в океан структур материковой окраины Восточной Антарктиды. Структура хр. Гуннерус наиболее монолитна, тогда как структура хребтов Астрид и Мод испытывает дробление в результате косоугольного пересечения юго-западными концами трансформных разломов Западно-Индийского рифтогенного срединно-океанического хребта. Наиболее сильно выражено такое дробление в строении хр. Мод [15]. Вершинная поверхность хребта разбита на ряд площадок [13]. Северная площадка с глубинами порядка 3500–3600 м – это вершина хр. Мод. От площадки с глубинами около 2000–1900 м, в южном основании хребта, являющейся краевым плато континентального склона, хр. Мод отделен седловиной хребта с глубинами до 4500 м. Склоны хребта круто обрублены тектоническими сбросами. На хр. Мод в 101 рейсе б/с “Джоидес Резолюшн” была пробурена скважина 690, обнаружившая слои осадков от современных до верхнемеловых (кампан–маастрихт) и достигшая на глубине 321 м базальтов акустического фундамента [14].

К югу от хр. Мод на батиметрической карте [15] показаны два невысоких (около 300 м) холма. На одном из них, более восточном, было проведено траление на станции 59 (координаты: 67°30.35 ю.ш., 0°04.31 в.д., глубина – 4622–4306 м). Подобные холмы и возвышенности широко распространены вокруг Антарктиды в Индийском океане [13] и могут быть реликтами ее континентальной окраины, подобно банке Элейн в море Кооперации. На станции 59 тралом было поднято более 50 кг каменного материала, максимальный размер шести глыб – от 40×20 до 15×10 см. Образцы представлены: свежими пористыми порфиристыми базальтами (обр. 59л), диабазовыми массивными порфиритами (обр. 59к), рудными долеритами (обр. 59н), норитами (обр. 59д), гранитоидами с гранатом (обр. 59а-3), аплитами с гранатом (обр. 59б), гранатовыми слюдяными сланцами (обр. 59е), амфиболитами (обр. 59г, 59т), биотитовыми гнейсами (обр. 59ж). Преобладают гранитоиды с гранатом.

Вулканиды со станции 59 представлены пористыми порфиристыми базальтами с флюидальной текстурой, с ксенокристами плагиоклаза. Вулканиды характеризуются повышенными содержаниями Ti, Ca, Al, P, щелочей, особенно K, высокой железистостью, низкими содержаниями Si, Mg, высокими содержаниями крупноионных элементов группы калия, повышенным содержанием легких редких земель (табл. 1, рис. 2а). По соотношению Th/Yb и Ta/Yb точка состава порфиристого базальта со станции 59, как и точки составов щелочных базальтов хр. Мод, сква-

Таблица 1. Химический состав базальтов моря Уэдделла, Южная Атлантика.

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	45.39	49.70	50.00	49.72	50.05	40.62	55.48	48.68	47.95	48.08	47.02	45.73	47.78	47.91
TiO ₂	3.42	2.63	3.13	2.77	1.98	0.62	2.33	3.70	1.18	1.25	1.90	1.60	0.78	3.02
Al ₂ O ₃	15.44	12.28	13.12	13.30	13.92	21.82	12.92	12.47	17.72	20.07	16.06	15.13	14.70	13.81
FeO	12.62	10.54	12.14	13.90	12.41	14.03	11.75	13.40	8.33	8.02	11.14	10.65	8.77	11.04
MnO	0.21	0.14	0.16	0.22	0.22	0.90	0.17	0.17	0.17	0.13	0.17	0.15	0.16	0.15
MgO	4.24	7.00	6.48	2.75	6.00	1.80	1.68	4.69	5.57	6.16	7.93	8.55	13.53	7.43
CaO	10.88	8.06	7.94	7.84	10.62	0.64	5.70	5.55	8.77	10.97	9.23	6.79	10.32	9.78
Na ₂ O	3.66	3.16	3.14	4.32	2.19	0.05	1.97	3.58	3.17	3.36	3.21	3.57	2.40	3.31
K ₂ O	1.53	1.53	1.60	1.48	0.83	5.01	3.88	1.55	1.31	0.54	0.94	1.25	0.37	1.47
P ₂ O ₅	0.67	0.36	0.40	1.12	0.20	0.24	0.73	0.42	0.26	0.26	0.31	0.35	0.14	0.64
ппп	1.54	3.40	2.14	1.56	0.72	14.62	2.16	4.96	4.82	0.26	1.74	6.40	0.00	0.48
Сумма	99.61	98.85	100.30	98.98	99.15	100.36	98.77	99.18	99.26	99.11	99.69	100.21	99.06	99.07
Rb	29	40	34	32	25	229	111	22	32	7	13	15	13	28
Ba	395	515	618	484	278	532	1923	493	336	96	119	123	183	296
Sr	565	556	684	254	310	65	298	282	657	660	427	415	329	650
La	44	41	41	61	17	57	119	37	16	11	15	15	9	39
Ce	90	91	89	141	39	125	240	87	35	26	31	32	21	83
Nd	43	51	51	83	21	48	109	50	20	15	17	16	12	43
Sm	8.80	10.61	10.90	17.87	5.17	9.48	20.29	10.54	4.46	3.37	4.20	3.91	2.86	9.26
Eu	2.93	3.29	3.42	5.37	1.70	1.72	4.12	3.11	1.45	1.26	1.50	1.49	0.97	3.06
Tb	1.18	1.27	1.31	2.39	0.86	1.28	2.56	1.44	0.62	0.58	0.75	0.69	0.46	1.20
Yb	2.65	2.42	2.53	4.98	2.14	4.66	7.06	3.38	1.96	1.94	2.13	2.06	1.48	1.88
Y	37	35	38	72.34	30.20	49.33	87.52	44.77	22.72	21.63	25.58	24.32	17.06	30.70
Zr	256	323	323	514	148	92	619	341	133	112	130	132	75	342
Nb	63.70	17.77	16.28	39.25	8.41	12.28	31.55	29.62	6.16	6.90	18.75	16.95	2.04	46.94
Hf	5.75	8.40	8.27	12.15	3.88	2.60	15.76	8.68	3.34	2.72	3.13	3.13	2.33	8.15
Th	5.28	4.69	3.77	6.17	3.05	20.10	18.85	4.27	3.61	1.28	1.79	1.67	2.07	5.07
U	1.25	0.92	0.68	1.38	0.47	8.29	1.99	0.88	0.87	0.32	0.72	0.56	0.45	1.39
Ta	4.17	1.27	1.17	2.55	0.57	0.99	1.86	2.13	0.42	0.52	1.26	1.08	0.12	3.33
Cr	4.27	297.14	153.82	16.66	141.89	101.22	4.12	56.65	43.90	75.59	252	326	709	264
Ni	10.17	110.48	72.92	13.65	116.38	88.36	28.84	65.19	61.43	106.6	112	224	149	177
Zn	133	127	134	156	109	81.66	161	152	91	74	97	91	67	140

Примечание. 1–10 – базальты моря Уэдделла: 1–5 – порфиновые базальты, обр. 59л, 57-1, 74л, 78а, и 80н; 6 – туф вулканический, обр. 88е; 7 – трахиандезит, обр. 94б; 8 – афировый пористый базальт, обр. 102м; 9–10 – пористые оливин-плагноклазовые базальты, обр. 110а, 121а; 11–12 – субщелочные оливиновые базальты котловины Пауэлла, обр. 142у, 151-13; 13–14 – пористые оливин-плагноклазовые базальты моря Беллинсгаузена, обр. 153-1, 154-14. Все железо определено в виде FeO.

жина 690 [14], находится в поле обогащенного мантийного источника (рис. 3), куда попадают точки составов некоторых подводных гор и островов Антарктиды [3, 6, 7, 12]. В этом же поле находятся также пористые базальты со станции 154 (координаты: 62° 31.46 ю.ш., 64°39.75 з.д., глубина – 3699–3777 м, море Беллинсгаузена).

Вулканы подводного хр. Мод относятся к поздней субщелочной серии, близкой к формациям внутриплитного типа океанических островов. Вещество обогащенной мантии – главный источник магматических расплавов подводного хр. Мод. Мы можем предположить на основании идентичности петрохимических и геохимических особенностей вулканитов, что хр. Мод и два реликтовых холма к югу от него, относятся к единой геохимической провинции,

претерпевшей деструкцию и океанизацию. Разнообразные интрузивные и метаморфические породы с гранатом, полученные на этой станции, рассматриваются нами как реликты погруженного докембрийского метаморфического кристаллического фундамента континентальной коры, преобразованной во вторичную океаническую кору при внедрении глубинных мантийных пироксенитов и при воздействии трансмагматических флюидов.

Краевое плато континентальной окраины в корневой части хр. Мод лежит к северо-востоку от германской антарктической станции Неймайера примерно на 5° з.д. Минимальная глубина здесь – 1745 м, при максимальной глубине у подножья склонов до 4420 м. Плато имеет квадратные очертания и со всех сторон ограничивается крутыми уступами.

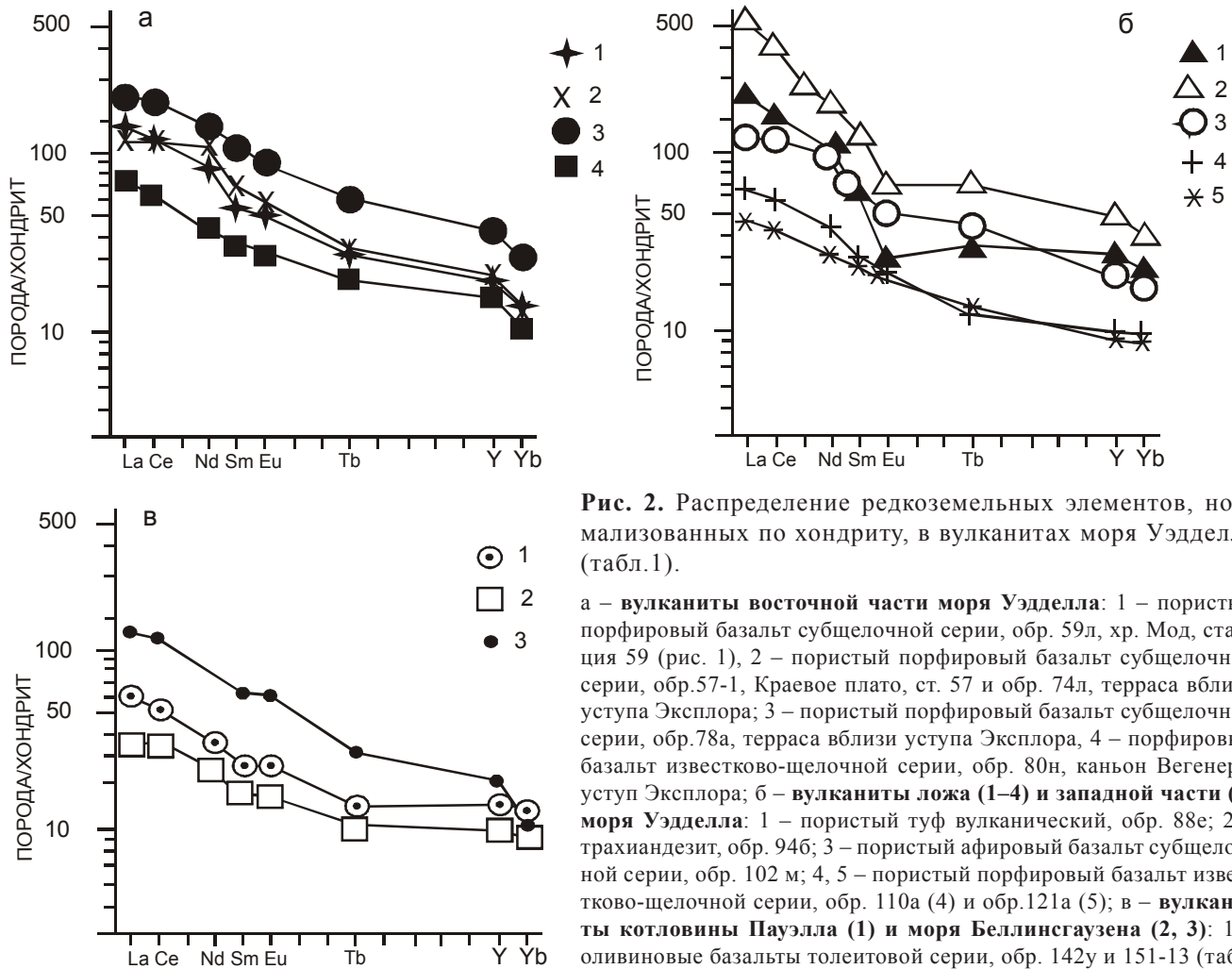


Рис. 2. Распределение редкоземельных элементов, нормализованных по хондриту, в вулканитах моря Уэдделла (табл.1).

а – вулканиты восточной части моря Уэдделла: 1 – пористый порфировый базальт субщелочной серии, обр. 59л, хр. Мод, станция 59 (рис. 1), 2 – пористый порфировый базальт субщелочной серии, обр.57-1, Краевое плато, ст. 57 и обр. 74л, терраса вблизи уступа Эксплора; 3 – пористый порфировый базальт субщелочной серии, обр.78а, терраса вблизи уступа Эксплора, 4 – порфировый базальт известково-щелочной серии, обр. 80н, каньон Вегенера, уступ Эксплора; б – вулканиты ложа (1–4) и западной части (5) моря Уэдделла: 1 – пористый туф вулканический, обр. 88е; 2 – трахиандезит, обр. 94б; 3 – пористый афировый базальт субщелочной серии, обр. 102 м; 4, 5 – пористый порфировый базальт известково-щелочной серии, обр. 110а (4) и обр.121а (5); в – вулканиты котловины Пауэлла (1) и моря Беллингаузена (2, 3): 1 – оливиновые базальты толеитовой серии, обр. 142у и 151-13 (табл. 1), 2, 3 – пористые порфировые базальты, обр. 153-1 и 154-14.

На континентальном склоне к востоку и к западу от него наблюдается интенсивная расчлененность дна, связанная, вероятно, с деструкцией коры на пересечении континентальной окраины с протяженным трансформным разломом Юго-Западного Срединно-Индоканского хребта [15].

На всем протяжении побережья Земли Королевы Мод край шельфа обрублен крутыми уступами. Таков широтно ориентированный уступ высотой до 2000 м в верхней части континентального склона к востоку от германской антарктической станции Неймайера. Именно он отделяет от шельфа краевое плато корневой части хребта Мод. Далее к западу на протяжении побережья на юго-запад от станции Неймайера до мыса Норвегия и до 18° з.д. уступ верхней части континентального склона столь же крут и высок. В средней же части континентального склона здесь, примерно в 45 милях от верхнего уступа, про-

тягивается параллельно ему резко прямолинейный явно тектонический уступ Эксплора (рис. 1). Эти крутые тектонические уступы отражают интенсивное дробление континентальной окраины в процессе деструкции [13, 15].

На краевом плато в корневой части хр. Мод было проведено траление на станции 57 (рис. 1, координаты: 69°23.75 ю.ш., 05°17.33 з.д., глубина – 1765 м).Тралом было поднято около 5 кг каменного материала, три глыбы размером до 10-8см. По составу это пористые плагиоклазовые порфировые базальты с ксенолитами пироксенитов (обр. 57-1, табл.1), рудные долериты (обр. 57-2, табл. 2), аркозовые песчаники (обр. 57-14, 57-16), плагиограниты (обр. 57-30), гранатовые слюдяные сланцы (обр. 57-4), гранатовые амфиболиты (обр. 57-23). Базальты преобладают. Вулканиты характеризуются по сравнению с базальтами со ст. 59 более высокими содержаниями Si, Mg

и меньшими содержаниями Ti, Mn, Ca, P, Na, меньшей железистостью, близкими высокими содержаниями крупноионных элементов группы К и легких редких земель (табл. 1, рис. 2а). По соотношению Th/Yb–Ta/Yb точка состава порфиривого базальта находится в поле активных континентальных окраин андского типа (табл. 1, рис. 3).

Вулканиды краевого плато относятся к субщелочной серии. Поднятые гранитоиды, гранатовые слюдяные сланцы и гранатовые амфиболиты – реликты докембрийского погруженного кристаллического фундамента КК.

Терраса вблизи уступа Эксплора расположена на континентальном склоне Антарктиды, к северо-западу от мыса Норвегия [15]. Ширина террасы – около 60 миль, а протяженность ее – около 200 миль. Высота уступа вблизи мыса Норвегия – 1500 м, а уступа Эксплора – 2500 м. Поверхность террасы осложнена многочисленными суспензионными потоками, каньонами, русла которых иногда совпадают с мелкими поперечными разломами и трещинами, как, например, каньон Вегенера (вблизи станции 80), образованными в процессе деструкции континентальной окраины.

Три успешные траления были выполнены в этом районе на станциях: 74 (координаты: 71°18.47 ю.ш., 13°58.48 з.д., глубина – 1362–946 м, около 20 кг каменного материала), 78 (координаты: 71°09.37 ю.ш., 13°59.11 з.д., глубина – 2162–2039 м, около 40 кг образцов) и 80 (координаты: 70°40.19 ю.ш., 14°43.77 з.д., глубина – 2890–3005 м, около 50 кг образцов).

На станции 74 образцы представлены наиболее распространенными пористыми порфиристыми базальтами с миндалекаменной текстурой, (обр. 74д, табл. 1), пикритами (обр. 74а), рудными долеритами (обр. 74-т, табл. 2), оливинными габбро (обр. 74 с), редко встречаются слюдяные биотитовые сланцы (обр. 74н). Вулканиды со ст. 74 характеризуются высокими содержаниями Ti, Mg, щелочей, крупноионных элементов группы К и легких REE (рис. 2а, табл. 1). По соотношению Th/Yb–Ta/Yb точка состава пористого порфиривого базальта находится в поле активных континентальных окраин андского типа, рядом с точками состава базальтов со станций 57, 78 и 80 (рис. 3). Вулканиды относятся к субщелочной серии.

На станции 78 образцы широко представлены пористыми порфиристыми базальтами (обр. 78а), рудными массивными порфиристыми базальтами (обр. 78л, е, м, д, б, табл. 1, 2), рудными долеритами (обр. 78с, в, ш), граносиенитами с гранатом (обр. 78и),

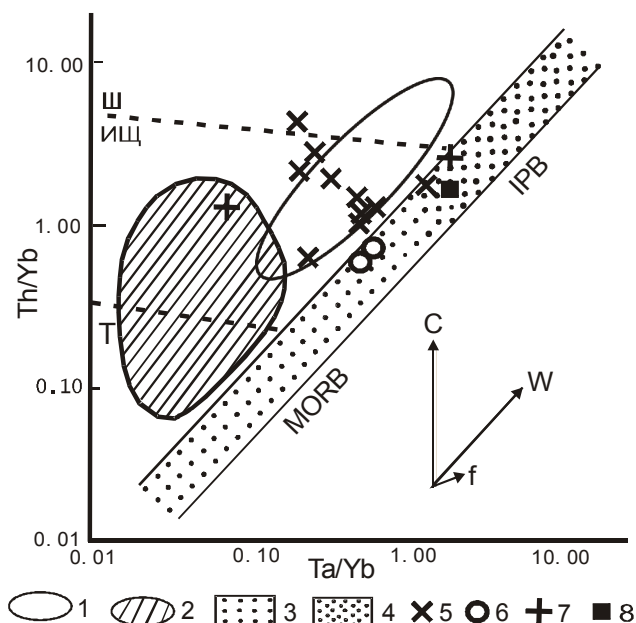


Рис. 3. Диаграмма соотношения Th/Yb и Ta/Yb в вулканидах моря Уэдделла (табл. 1).

1 – активные континентальные окраины [8]; 2 – островные дуги; 3 – истощенный мантийный источник; 4 – обогащенный мантийный источник; 5 – вулканиды моря Уэдделла, станции: 57, 59, 74, 78, 80, 88, 94, 102, 110 и 121 (рис. 1); 6 – вулканиды толеитовой серии котловины Пауэлла, станции 142 и 151; 7 – вулканиды моря Беллинсгаузена, станции 153 и 154; 8 – щелочные базальты возвышенности Мод, море Уэдделла, скважина 690 [14]; MORB – базальты рифтовых зон срединно-океанических хребтов, истощенная мантия, IPB – внутриплитовые базальты, обогащенная мантия. Векторы показывают влияние следующих факторов: (w) – внутриплитного обогащения литофильными элементами, (c) – коровой континентации и (f) – фракционной кристаллизации. Пунктирные линии разграничивают поля толеитовых (Т), известково-щелочных (ИЩ) и шохонитовых (Ш) пород.

биотитовыми плагиогнейсами (обр. 78з-2), кварц-плагиоклазовыми парагнейсами (обр. 78у), гранат-гиперстеновыми кварцитами (обр. 78з), слюдяными сланцами (обр. 78щ), амфиболитами кварцсодержащими (обр. 78т, ю, р, ж). По сравнению со станцией 74, с увеличением глубины, с приближением уступа Эксплора, на станции 78 возрастает количество метаморфических пород – реликтов КК, рудных долеритов (табл. 2). Гранаты из кварцитов представлены железистыми альмандинами за счет пересыщения расплава глиноземом (табл. 3). Вулканиды характеризуются повышенным содержанием Fe, Ti, щелочей, фосфора, крупноионных элементов и легких REE (табл. 1, рис. 2а, 3), они относятся к субщелочной серии.

Таблица 2. Химический состав пород моря Уэдделла, Южная Атлантика.

Оксиды, элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	53.35	47.48	49.25	44.08	49.92	40.32	50.37	58.51	45.95	45.74	47.83	49.55	49.74	47.87
TiO ₂	1.29	3.07	2.80	3.01	2.97	5.52	0.58	1.51	1.17	0.37	2.65	2.80	2.56	2.24
Al ₂ O ₃	14.56	13.10	10.46	7.40	10.20-	10.65	2.78	16.10	12.18	10.95	14.62	12.50	14.10	13.48
FeO	9.98	13.12	10.66	13.16	10.33	21.62	14.68	9.42	11.21	9.46	12.86	15.70	15.95	14.66
MnO	0.15	0.21	0.15	0.20	0.17	0.30	0.27	0.18	0.23	0.17	0.20	0.29	0.22	0.24
MgO	3.65	5.86	8.44	10.31	9.13	5.70	17.66	4.92	10.40	18.16	5.57	3.14	3.38	5.62
CaO	7.13	9.38	11.55	11.92	9.04	14.35	11.35	3.66	12.74	7.98	11.43	7.55	9.10	10.95
Na ₂ O	3.21	2.45	1.90	2.55	1.70	0.64	0.61	1.60	2.22	0.90	2.53	3.84	2.88	2.45
K ₂ O	2.27	2.39	1.47	2.86	1.81	0.27	0.46	1.09	1.12	0.21	0.57	0.82	0.71	0.54
P ₂ O ₅	0.38	0.30	0.36	0.86	0.40	0.99	0.07	0.17	0.78	0.11	0.26	1.31	0.45	0.24
ппп	3.14	1.70	2.20	2.52	3.22	0.00	0.06	1.74	0.72	5.48	0.58	1.54	0.00	0.80
Сумма	99.11	99.07	99.31	98.94	98.98	100.37	99.20	98.92	98.80	99.71	99.11	99.04	99.10	99.11
Rb	58	59	29	108	35	-	17	83	7	16	12	22	14	10
Ba	1080	350	650	1380	660	260	90	330	430	-	240	390	320	230
Sr	518	396	933	1463	771	51	147	162	1040	59	283	182	172	237
Y	40	44	32	40	37	80	18	55	29	17	33	88	51	40
Zr	238	180	312	318	354	272	43	219	269	40	150	352	132	120
Nb	7	10	14	114	9	11	6	19	14	2	9	24	9	1
Cr	35	62	303	257	360	69	1700	84	317	869	79	39	56	86
Ni	32	78	144	143	215	56	707	63	145	491	76	34	59	71
Zn	164	192	169	183	172	266	152	131	227	122	192	239	244	173
Pb	12	6	-	16	7	-	4	6	10	10	-	6	2	0
Cu	23	114	57	145	73	49	31	109	20	52	121	29	93	155
V	221	257	207	248	158	214	156	227	173	147	220	79	231	264
Co	35	43	41	59	43	48	93	31	38	77	43	29	39	57
S	420	400	130	250	150	410	100	840	120	70	340	750	760	1070
As	-	-	-	-	-	-	-	11	-	6	-	2	-	-

Примечание. 1–8 – породы района уступа Эксплора и хр. Мод, восточная часть моря Уэдделла: 1–5 – рудный долерит, обр. 59н, 57-2, 74т, 78л, 80ш; 6 – гранатовый пироксенит, обр. 80а; 7 – диаллагит, обр. 80-2; 8 – гранатовый гранулит, обр. 80б; 9–14 – породы ложа моря Уэдделла: 9 – горнблендит, обр. 88г, 10 – оливковое рудное габбро, обр. 88и; 11, 14 – рудный долерит, обр. 94у, 110х; 12 – рудное габбро, обр. 102г; 13 – пироксенит, обр. 110с. Все железо определено в виде FeO.

На станции 80 образцы представлены: рудными массивными порфиоровыми базальтами, долеритами, диабазами (обр. 80н, 80ш, 80т, 80п), туфами (обр. 80л, 80т-2), песчаниками (обр. 80с), пироксенитами (обр. 80-2), габбро (обр. 80и, 80х), гранатовыми слюдяными сланцами (обр. 80е), амфиболитами (обр. 80ч), гранатовыми гранулитами (обр. 80а, 80з) окварцованными гранатовыми гнейсами гранулитовой фации метаморфизма (обр. 80к, 80б) (табл. 1, 2). Вблизи уступа Эксплора и поперечного каньона Вегенера [15] представительная находка гранулитов и пироксенитов на глубине около 3000м – не случайная (табл. 2). Широко распространенный в гранулитах и слюдяных сланцах гранат светло-розового цвета относится к железистым алмадинам (табл. 3). Вулканыты – более магнезиальные, с меньшим содержанием щелочей, особенно калия, а также фосфора, титана, чем базальты со станций 74, 78 (табл. 1). По соотношению Th/Yb–Ta/Yb точка состава базальта (обр. 80н) лежит в поле активных континентальных окраин, но в стороне от точек 57, 74, 78 (рис. 3). Со-

держание крупноионных элементов и легких REE в базальтах со станции 80 намного ниже, чем в базальтах со станций 74 и 78 (табл. 1, рис. 2а), что, вероятно, связано с большей степенью преобразования континентальной коры в океаническую в условиях тектоно-магматической активизации с внедрением базит-ультрабазитовой магмы при активном участии глубинных флюидов при высокой проницаемости коры вблизи уступа Эксплора.

Вулканыты со станции 80 относятся к известково-щелочной серии.

В регионе широко представлены реликты погруженного докембрийского кристаллического метаморфического фундамента КК Восточной Антарктиды в виде гранатовых гранулитов, прорванных пироксенитами.

Ложе моря Уэдделла опробовано тралом на четырех станциях (рис. 1): 88 (координаты: 68° 03.56 ю.ш., 20° 24.23 з.д., глубина – 4777–4848 м, поднято около 5 кг каменного материала), 94 (координаты: 66° 38.10 ю.ш., 27° 05.29 з.д., глубина – 4701–4839 м,

Таблица 3. Микронзондовые анализы некоторых минералов из пород района уступа Эксплора, море Уэдделла.

Оксиды	Гранаты					Клинопироксены				Ортопироксены		
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3
SiO ₂	41.55	37.46	37.61	37.42	38.46	51.28	52.71	52.22	41.34	50.38	38.63	37.82
TiO ₂	1.90	0.03	0.02	0.04	0.02	0.16	0.30	0.21	2.50	0.01	0.02	4.70
Al ₂ O ₃	11.35	20.56	20.22	20.45	20.37	2.46	2.62	1.88	12.39	1.23	21.31	16.34
FeO	20.67	31.66	34.10	32.88	29.56					33.00	32.06	16.14
Fe ₂ O ₃						13.32	7.44	11.36	18.56			
MgO						11.34	14.94	12.39	9.64	15.51	5.85	13.48
MnO	0.08	0.43	0.56	2.04	0.66	0.11	0.19	0.73	0.25	0.62	0.56	0.03
CaO	11.33	4.77	1.11	4.06	5.32	21.24	20.74	21.50	11.32	0.25	1.13	0.00
Na ₂ O						0.61	1.29	0.50	1.60	0.01	0.00	0.12
K ₂ O						0.01	0.01	0.00	1.96	0.01	0.00	9.53
Cr ₂ O ₃	0.07	0.06	0.03	0.00	0.02	0.03	0.35	0.00	0.05	0.03	0.04	0.06
Сумма	95.06	99.60	99.48	100.35	100.26	100.56	100.59	100.79	99.61	101.05	99.60	98.22

Примечание. Гранаты: 1, 3 – гранатовый гранулит, обр. 80а, 80з; 4 – гранатовый кварцит, обр.78з; 2, 5 – гранатовый гнейс, обр.80б, 94з (табл. 2). Клинопироксены: 1 – гранатовый гранулит, обр.80а; 2 – пироксенит, обр. 80-2; 3 – чарнокит, обр. 94к; 4 – плагиогнейс, обр.110к (табл. 2, рис. 1). Ортопироксены: 1 – гранатовый кварцит, обр.78з, 2 – гранатовый гранулит, обр.80з, 3 – гранатовый парагнейс, обр.94з (табл. 2, рис. 1).

поднято 15 кг материала), 102 (координаты: 65° 35.33 ю.ш., 36° 29.10 з.д., глубина – 4581–4801 м, поднято 25 кг) и 110 (координаты: 65° 00.85 ю.ш., 43° 00.13 з.д., глубина – 4629–4653 м, поднято более 100 кг).

На станции 88 образцы представлены (табл. 1, 2) туфами вулканическими лапиллиевыми (обр. 88е), пористыми порфировыми базальтами (обр. 88д), долеритами (обр. 88л, 88к), диабазами (обр. 88с), песчаниками (обр. 88н, 88п), туффитами (обр. 88ф), габбросиенитами (обр. 88б), рудными оливковыми габброидами (обр. 88и), граносиенитами (обр. 88в), гранодиоритами (обр. 88м, 88ж), биотитовыми гранитами (обр. 88п), горнблендитами (обр. 88г), плагиоклазовыми пироксенитами-гиперстенитами (обр. 88а, 88ж). Туфы – сильно пористые, с высокой газонасыщенностью, с флюидальной текстурой, с высокими содержаниями Al, Fe, Mn и особенно K (в вулканическом стекле), с низкими содержаниями Ti, Mg, Ca, Na (табл.1). По соотношению Th/Yb–Ta/Yb точка состава туфа попадает в поле шошонитовых пород (рис. 3). Туфы вулканические характеризуются очень высокими содержаниями крупноионных элементов группы калия и легких REE (рис. 2б). Характерный Ta-Nb минимум связан с фактором коровой контаминации (вектор с, рис. 2). На этой станции в ложе моря Уэдделла по сравнению с материковым склоном Восточной Антарктиды возрастает роль базит-ультрабазитовых пород: габбросиенитов, диоритов, горнблендитов, пироксенитов. Гранитоиды – реликты замещаемой КК.

На станции 94 образцы представлены трахиандезитами с фенокристами калиевого полевого шпата

(обр. 94б, табл. 1), рудными диабазами (обр. 94у, табл. 2), рудными габброидами (обр. 94р), гранитоидами с гранатом (обр. 94ю), чарнокитами (обр. 94к), биотитовыми парагнейсами с гранатом (обр. 94з), биотитовыми сланцами (обр. 94ц), оливин-плагиоклазовыми пироксенитами (обр. 94м). Трахиандезиты характеризуются повышенными содержаниями Ti, Fe, K, P, крупноионных элементов группы K (с Ta-Nb минимумом) и особенно легких REE (рис. 2б, табл. 1). Точка состава трахиандезита по соотношению Th/Yb–Ta/Yb находится вблизи точки туфа (обр.88е) и поля шошонитовых пород (рис. 3, табл. 1). Трахиандезиты относятся к субщелочной (шошонитовой) серии.

Гранитоиды, чарнокиты, сланцы, гнейсы–реликты докембрийского фундамента КК.

На станции 102 образцы представлены афировыми пористыми базальтами (обр. 102 м, 102д, 102-2, 102-10), рудными долеритами, диабазами (обр. 102ц, 102н), рудными диоритами (обр. 102г), туфами (обр. 102к), песчаниками (обр. 102т, у), плагиогранитами (обр. 102ж), щелочными сланцами с необычным амфиболом-гастингситом, метасоматическим, наложенным на образования регионального метаморфизма (обр.102з), гранатовыми слюдяными сланцами (обр. 102а), амфиболитами (обр. 102б). Вулканыты характеризуются повышенными содержаниями Ti, Fe, суммы щелочей, крупноионных элементов и легких REE, но более низкими, чем в платобазальтах со станции 94 (табл. 1, рис. 2). По соотношению Th/Yb–Ta/Yb точка состава базальта со станции 102 находится в поле активных континентальных окраин андийского типа, рядом с составами вулканитов со

станций 57, 74 и 78 (рис. 3, табл. 1), тем самым указывая на принадлежность их к субщелочной серии.

На станции 110 образцы представлены пористыми порфиоровыми базальтами (обр. 110а), туфами (обр. 110в), рудными долеритами (обр. 110м, 110у), рудными меланократовыми диоритами (обр. 110с), плагиогранитами (обр. 110-3), ороговикованными щелочными гранитоидами (обр. 110ш), метасоматитами (обр. 110ж), Bi-Amf-Pl плагиогнейсами (обр. 110к), амфиболитами (обр. 110и), окварцованными рудными амфиболитами (обр. 110ш), гранатовыми амфиболитами (обр. 110-1). Большинство образцов со станции 110 сильнее, чем на других станциях, были подвержены обработке глубинными трансмагматическими флюидами: ороговикование, окварцевание, метасоматоз тому доказательство. По соотношению Th/Yb-Ta/Yb (рис. 3) точка состава порфиорового базальта со станции 110 лежит вне поля активных континентальных окраин, ближе к точкам со станций 88 и 94. Порфиоровые базальты со станции 110 больше обогащены Al, Mg, Ca, менее титанистые и менее железистые, с меньшим содержанием крупноионных элементов и легких REE, чем базальты со станций 102 и 94 (табл. 1, 2, рис. 2б). Вулканиды относятся к известково-щелочной серии.

Судя по образцам пород, собранным в ложе моря Уэдделла, там широко распространены реликты континентальной коры. Они представлены гранитоидами, гнейсами, слюдянными сланцами и амфиболитами, подвергшимися метасоматозу и сильнейшему окварцеванию. Ультраосновные породы, плагиоклазовые пироксениты, встречаются на двух станциях, 88 и 94, горнблендит – на станции 88. Рудоносные дайки долеритов встречаются на каждой станции.

Северо-восточный континентальный склон Антарктического полуострова. Юго-восточный склон о. Жуэнвиль опробован тралом лишь на одной станции 121 на глубине 2495–2561 м (координаты: 63° 37.32 ю.ш., 50° 45.03 з.д., рис. 1). Там поднято около 40 кг каменного материала. Образцы представлены оливин-плагиоклазовыми сильно пористыми порфиоровыми базальтами (обр. 121а, 121р, 121д), плотными оливин-плагиоклазовыми базальтами (обр. 121г), песчаниками (обр. 121м, 121в), туфами (обр. 121з), плагиогранитами (обр. 121и, 121ж, 121е), кварцитами (обр. 121л, 121б). По соотношению Th/Yb-Ta/Yb (рис. 3) точка состава базальта (обр. 121а) располагается в нижней части поля активных континентальных окраин андийского типа. Базальты характеризуются более высокими содержаниями Al, Ca, Na, Mg и меньшими содержаниями Ti, Fe, K, P, крупноионных элементов, легких REE, чем базальты со станций 102, 110 в ложе

моря Уэдделла (табл. 1, рис. 2б). Вулканиды относятся к известково-щелочной серии.

Котловина Пауэлла расположена в северо-западной части моря Уэдделла между окраиной Антарктического полуострова и Южно-Оркнейским микроконтинентом. Каменный материал был получен здесь на трех станциях (рис. 1): 142 (координаты: 62°09.78 ю.ш., 49°30.59 з.д., глубина – 3304–3345 м, в ложе котловины, поднято около 5 кг каменного материала), 150 (координаты: 61°48.20 ю.ш., 47°28.69 з.д., глубина – 1738–2256 м, на крутом западном склоне Южно-Оркнейского микроконтинента, поднято около 80 кг образцов, среди них 16 глыб размером 15×20 и 20×30 см) и 151 (координаты: 61°45.40 ю.ш., 47°07.54 з.д., глубина – 1151–1168 м, также на склоне Южно-Оркнейского микроконтинента, поднято около 10 кг каменного материала).

На станции 142 образцы представлены (табл. 1) свежими широко распространенными пористыми оливин-плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами с флюидалной текстурой (обр. 142-3, 4, 5, 6, 142у, ц, э, я), плотными массивными плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами, с миндалекаменной текстурой (обр.: 142-и, м, д, 4), туфобрекчиями (обр. 142б, л), песчаниками (обр. 142-2, 7, ш, ю), тонкозернистыми рудными долеритами (обр. 142–2, к, х, ф), рудными диоритами (обр. 142в), плагиогранитами (обр. 142п, р, ж, з, а), один образец плагиогранита с гранатом (142) и рудными кварцитами (обр. 142г, н, т). Вулканиды характеризуются повышенными содержаниями Mg, Ca, Al, меньшей железистостью, щелочностью, низкими содержаниями крупноионных элементов группы K, легких REE, чем в щелочных базальтах ложа моря Уэдделла (рис. 1, 2в, 3). На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 3) точка состава вулканита со станции 142 находится в поле слабообогащенного мантийного источника. Там же находятся точки вулканитов гор Джонса, а также подводной горы Хуберта Миллера, горы Мэри Берд, Западная Антарктика [7, 12]. Данные вулканиды относятся к толеитовой серии.

На станции 150 образцы представлены свежими пористыми оливин-плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами (обр. 150-5, 150-2), плотными плагиоклазовыми базальтами, вероятно, более древними, (обр. 150а), туфами (обр. 150з), свежими тонкозернистыми рудными долеритами, широко распространенными (обр. 150-2, 4, л, т, д, п, р, б, г), плагиогранитами (обр. 150х, н, м, ф), кварцитами (обр. 150э, в, у, ц, ш).

На станции 151 образцы представлены пористыми оливин-плагиоклазовыми базальтами (обр. 151-9, 8, 13, 11, 10), плагиоклазовыми порфиоровыми

базальтами (обр. 151-14), плагиогранитами (обр. 151-12, 6,3, 4), кварцитосланцами (обр. 151-2, 7,1, 5). Базальты характеризуются меньшими содержаниями Si, Ca, Fe, чем на станции 142, но близкими содержаниями крупноионных элементов и редких земель, а также близкими соотношениями Th/Yb–Ta/Yb (рис. 2в, 3, табл. 1). Вулканиды со станции 151 относятся к толеитовой серии.

Вулканиды котловины Пауэлла по составу в процессе преобразования КК во вторичную ОК – наиболее близки к первичной океанической коре, к N-MORB, особенно к молодым толеитам пролива Брансфилд [3, 5], что, вероятно, связано с внедрением Американско-Антарктического хребта на запад вдоль Южного хребта дуги Скоша [7]. Однородный состав пород на трех станциях (142, 150 и 151) в котловине Пауэлла свидетельствует о коренном их происхождении, а не о материале ледового разноса.

Таким образом, в море Уэдделла вулканиды относятся к четырем сериям: ранней субщелочной (шошонитовой, станция 94, в ложе), известково-щелочной (станции: 80, 110 и 121), связанной с разрушением КК, поздней субщелочной (станции 59, 57, 74 и 78) и толеитовой (станции 142, 150 и 151). В котловине Пауэлла появление толеитовой серии (E-MORB), вероятно, связано с подъемом разуплотненного горячего мантийного диапира под рифтовой системой Американско-Антарктического хребта и продвижением его на юго-запад к проливу Брансфилд. В пределах моря Уэдделла, таким образом, наблюдается два разновозрастных и различных по составу вулканизма: 1) более древний, связанный с ложем дна моря (шошонитовый) и 2) более молодой, развитый в области деструкции КК. Именно этот вулканизм приурочен к активной в настоящее время области развития молодого рифта.

ВЫВОДЫ

1. На различных станциях в море Уэдделла наблюдается закономерное распределение идентичных пород, что свидетельствует о том, что это местные коренные породы, а не продукты ледового разноса.

2. Выделяются два региона: окраина Восточной Антарктиды (подводный хребет Мод), где имеют место процессы сильнейшей деструкции КК и ее океанизации, и северо-западная часть моря Уэдделла (котловина Пауэлла) с процессами спрединга, наложенного на слабо деструктированную область КК.

3. Вулканиды подводного хребта Мод образованы из обогащенного мантийного источника. Идентичные пористые порфиновые базальты, слагающие верхи разреза, встречены на хр. Мод в скважине

690 и на глубине 3000 м на станции 59 на глубине 4600 м, свидетельствуют о том, что они испытали погружение после своего образования на глубины более 4 км.

4. На различных геологических станциях сверху вниз имеет место следующий геологический разрез: свежие молодые пористые порфиновые базальты, ниже – более древние массивные зеленокаменноизмененные порфиновые базальты. Ниже степень метаморфизма возрастает до гранулитовой фации регионального метаморфизма, указывая на континентальное происхождение пород.

Очень важны находки в восточной и центральной частях моря Уэдделла докембрийских (предположительно) гранатовых гранулитов и гранатовых гнейсов с чарнокитами, а также пироксенитов и горнблендитов.

5. Наличие в разной степени метасоматизированных пород в ложе на разных глубинах моря Уэдделла свидетельствует о неоднородном распределении флюидов, о наличии в ложе отдельных участков, обогащенных флюидами, представляющих различные плюмы, возникшие в процессе деструкции древней КК.

6. Магматическое замещение докембрийского гранитно-метаморфического комплекса континентального фундамента базит-ультрабазитовым мантийным материалом – главный процесс в преобразовании КК во вторичную ОК при значительном участии флюидных потоков и при неоднородной активности Земли, в противоположность первичной ОК, связанной со спредингом.

7. Сделанные выводы свидетельствуют о континентальной природе фундамента моря Уэдделла, испытавшего впоследствии интенсивную деструкцию.

Авторы благодарны начальнику экспедиции АНТ-22/3 доктору E.Fahrbach за возможность получения образцов каменного материала из траловых сборов, а также А.А. Маракушеву, В.И. Фельдману и А.Н. Феногенову за ценные замечания по содержанию статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркер П.Ф. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана, М., 1990. С. 58–61.
2. Кавун М.М., Винниковская О.С. Геологическое строение северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 83–95.
3. Куренцова Н.А., Удинцев Г.Б. Основные черты строения и эволюции южной части моря Скоша, Западная Антарктика // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 25–39.
4. Маракушев А.А. Геологическое строение и петрологические модели формирования земной коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 3–24.

5. Сушевская Н.М., Удинцев Г.Б., Беляцкий Б.В. и др. Магматизм центральной части спрединговой зоны пролива Брансфилд (Южный океан) // Геохимия. 2002. № 6. С. 612–625.
6. Удинцев Г.Б., Герзонде Р., Тетерин Д.Е. и др. О геологии острова Петра 1 и вероятной динамике развития Западной Антарктики в море Беллинсгаузена // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 6. С. 31–45.
7. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. М., ГЕОС, 2004. 132 с.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М. Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
9. Фролова Т.И. Роль магматических процессов в преобразовании континентальной земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 2, С. 7–24.
10. Coren F. et.al. Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica // J.Geol. Soc. 1997. V. 154. P 849–862.
11. GEBCO // ИНО/ИОС/СНС, 1984, 2003.
12. Hart S.R., Blusztajn J., Craddock C. Cenozoic volcanism in Antarctica: Jones Mountains and Peter 1 Island // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, N 16. P. 3379–3388.
13. Heezen B.C., Tharp M. World ocean floor // New York, USA, 1977, 1994.
14. Schandl E.S., Gorton M.P., Wieks F.J. Mineralogy and geochemistry of alkali basalts from Maud rise, Weddell sea, Antarctica // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1990. V. 113. P. 5–11.
15. Schenke H.W., Dijkstra S., Niederjaser F., Schone T. AWI Bathymetric Chart of the Weddell Sea, 1998 .
16. Smith W., Sandwell D. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Depth Sounding // Science. 1997. V. 277. P. 1956–1962.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

N.A.Kurentsova, T.I. Frolova, G.B. Udintsev, I.A. Roshchina

Rock material from the bottom of the Weddell Sea, South Ocean

The paper is devoted to the results of the Russian-German geodynamic research in the West Antarctic (1994-2005). In 2005 joint research on the project of the 50th RAE (Russian Antarctic Expedition) “Bathymetry of the South Ocean” was carried out in the Weddell Sea during ANT XX11-3 cruise of the r/v “Polarshtern”. This research contributes to establishing heterogeneity of the Weddell Sea bottom, processes of destruction, taphrogeny (oceanization) and sea-floor spreading. The destruction of continental crust is accompanied by magmatic activation. The oldest passive depression of the Weddell Sea was formed at the taphrogenetic stage. Magmatic substitution of continental crust by basic and ultrabasic mantle material is the main process in the transformation of the former attended by the formation of secondary oceanic crust and preservation of relics of continental crust. The driving force of the endogenic activity of the Earth is transmagnetic fluid flows emerging from the melt core and causing material transformations of the Earth’s crust and mantle.

Key words: geodynamics, destruction, oceanization, heterogeneity, rifting, relic blocks of continental crust, fluid flows, West Antarctic.

**БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ
(ОБЗОР МАТЕРИАЛОВ ПО ВОСТОЧНЫМ РАЙОНАМ РОССИИ)**

А.П. Сорокин, Л.В. Эйриш, В.М. Кузьминых

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Поступила в редакцию 24 ноября 2006 г.

Рассмотрена проблема связи благороднометалльной минерализации с углеродистыми породами – черными сланцами, бурыми углями. Подтверждены выводы исследователей о стадийном син- и эпиметаморфогенном генезисе золоторудных месторождений в черносланцевых толщах, син- и эпигенетическом накоплении драгметаллов в бурых углях. Предполагается, что первичный привнос золота (и платиноидов) в бурые угли Верхнего Приамурья и Приморья происходил за счет разрушения в кайнозойские окрестных рудных источников. Проблема требует дальнейшего изучения. Рекомендуется расширить научные исследования и опробовательские работы на угольных и графитовых объектах Дальнего Востока.

Ключевые слова: черные сланцы, бурый уголь, золото, платиноиды, син- и эпигенез, метаморфизм, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия все чаще публикуются материалы по золотоносности, связанной с углеродистыми породами. Термин “черносланцевые комплексы” утвердился в связи с изучением металлогении золота, в частности золоторудных месторождений, ассоциирующих с углеродистыми глинистыми сланцами, многие из которых оказались крупными и уникальными. На территории СНГ – это Мурунтау, Сухой Лог, Наталкинское, Нежданинское, Олимпиада, Бакырчик и др. Исследования показали, что большинство из них содержат повышенные (и промышленные) количества элементов платиновой группы (ЭПГ) [10, 11, 13, 14]. Недавно появились публикации о высоких содержаниях Au, ЭПГ (и редких металлов) в бурых (и каменных) углях Приморья [50–52] и Приамурья [21]. Эти открытия сулят в недалеком будущем существенное увеличение добычи благородных металлов и, что не менее важно, являются двигателем науки о металлогении золота, платиноидов и многих редких металлов, источники которых, по мнению авторитетных ученых, находятся в глубинных сферах Земли.

Ассоциация золотого оруденения с углеродистыми (графитистыми) породами была известна полвека назад и описана в литературе многими авторами. Эта особенность характерна для всех “сланце-

вых” золотоносных районов, таких как Бодайбинский, Енисейский Кряж, СВ Казахстан, Алтае-Саянская область, Колыма, Калифорния, Селемджино-Кербинское поднятие и многие другие. Все крупнейшие месторождения Северного Казахстана [32], Калбинского района [62] локализованы в кремнисто-глинистых породах, обогащенных графитом. Графит постоянно присутствует в продуктах гидротермального метаморфизма [37]. В верховьях Буреи и Нимана, в Ниманском золотоносном районе, обогащенные графитом метаморфические сланцы развиты в области периклинального замыкания куполовидной антиклинали [36]. За пределами графитовой аномалии золотоносность резко ослабевает. Аналогичная картина закартирована в Харгинском золотоносном районе, где графитизированы западные замыкания Эльгоканской и Неэрченской золотоносных куполовидных структур (рис. 1). На Токурском рудном поле графитизация широко проявлена в зальбандах рудных жил. Как и в куполовидных структурах, углерод здесь, несомненно, является переотложенным. В.Д. Мельников [33] описывает графитизацию (и шунгитизацию) как типичный для месторождения околорудный гидротермальный процесс. Приведенные данные указывают на имевшую место миграцию углерода. Скорее всего, это происходило в виде углеводородов и нефти и, в меньшей мере, при метаморфизме и гидротермальном рудообразовании [64].

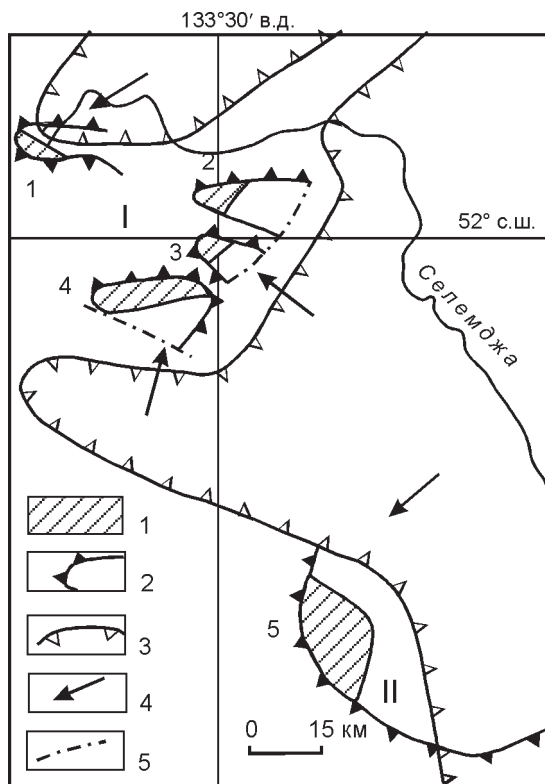


Рис. 1. Положение углеродистых сланцев и золотоносности в куполовидных структурах Верхнеселемджинской зоны (I) (Амурская область) и Ниманского района (II) (Хабаровский край) [68].

1 – площади золотоносности и распространения углеродистых сланцев; 2 – куполовидные структуры: 1 – Челюгорская, 2 – Неэргенская, 3 – Эльгоканская, 4 – Афанасьевская, 5 – Правобуреинская; 3 – Баджальско-Ямалинский минимум силы тяжести; 4 – предполагаемое направление движения флюидов; 5 – разломы.

Многие авторы отмечали, что в пределах золоторудных столбов Алтае-Саянской области и Енисейского Кряжа ореолы графитизации значительно шире, чем на участках убогого содержания, а мощность околорудной графитизации достигает нескольких метров [1]. В Приамурском и Сугарском золотоносных районах россыпная золотоносность контролируется выходами графитоносных пород позднего докембрия [66].

Из приведенных материалов следует, что обогащенность графитом и аморфным углеродом метаморфизованных песчано-глинистых пород, вмещающих золоторудные жилы и поля, – явление обычное. Факты приуроченности золотоносности к структурным ловушкам в сводах куполовидных структур и их переклиальных замыканий, обогащенность пород аморфным углеродом и графитом и очевидные признаки миграции этих веществ наводят на мысль о

сравнении рассматриваемых золотоносных структур с нефтяными структурами [28, 45, 64].

За родство процессов нефте- и рудообразования в 60–70-х годах прошлого столетия высказывались многие специалисты, которые указывали на близкое, либо совместное нахождение рудных (чаще всего ртутных) и нефтяных (и битумных) проявлений, локализующихся в куполовидных структурах и антиклиналях. Н.С. Бескровный [2] описал современные гидротермы кальдеры Узон (Камчатка), обогащенные металлами и битумами, а также привел обзор сведений о проявлении нефтяных битумов, нефти и углеводородных газов из ртутных рудников Береговых хребтов Калифорнии. На западном склоне Южного Урала и в Саратовской области с нефтегазоносными структурами совпадают шлиховые ореолы рассеяния киновари, галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита, золота, барита, пирита, марказита и сидерита. Эти минералы обнаружены в шламе и керне нефтяных скважин. За пределами нефтеносных структур киноварь не встречается [57]. На Печерской гряде скопления нефти приурочены к участкам разреза карбонатно-терригенных отложений карбона и перми, где есть признаки гидротермального воздействия – кальцитовые и халцедоновые жилы, сульфиды, флюорит, сера [24]. Парагенезис ртутного оруденения и битумов известен в Никитовском районе (Украина) [25].

Приведенные факты свидетельствуют в пользу термального (гидротермального) происхождения битумов и нефти, наряду с ртутным и прочим оруденением. Нефтеобразование протекает в среде, которая стерилизуется под воздействием высоких температур (более 115 °С), и является в основном не биологическим, а термическим процессом [59]. Но нефтяная геология обычно имеет дело с более низкими температурами и давлениями, чем рудная [26]. По К.В. Краускопфу [20], все типы углеродистых осадков в значительной мере обогащены Ag, As, Mo, Ni, Au, т.е. металлами, характерными для золотокварцевого типа оруденения в песчано-глинистых толщах.

Таковы представления о рассматриваемой проблеме в прошлые десятилетия. Далее рассмотрим новейшие данные, касающиеся восточных районов России. Значительная их часть заимствована из материалов научных конференций по благородным (и редким) металлам Сибири и Дальнего Востока, проходивших в Улан-Удэ и Иркутске в 2004 и 2005 гг.

ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ, ЗОЛОТО И ПЛАТИНОИДЫ. ФАКТЫ

В.И. Гончаров с соавторами [8] указывают, что такие крупнейшие месторождения СНГ, как Сухой

Лог, Кумтор, Олимпиада, Зун-Колбинское, Наталка, Нежданинское, Мурунтау, приурочены к черносланцевым толщам, и все они содержат ЭПГ, в том числе в промышленных количествах (от сотых долей до десятков г/т). На Мурунтау (Узбекистан) ЭПГ извлекаются при металлургическом переделе. В Наталкинских рудах содержание Au, Pt и Pd колеблется в пределах, соответственно (г/т): 40–0.3; 10–0.4 и 9–0.6. Органическое вещество участвует в концентрировании Au и Pd, а Pt ассоциирует с сульфидами. Руды месторождений Маломыр (Амурская область) и Глухое (Приморье) содержат Pt, соответственно, до 8.4 г/т и 0.16–0.39 г/т [43, 67].

Выделенные битуминозные компоненты из пород и руд месторождения Сухой Лог содержали Au до 0.89 г/т, кроме того были обнаружены аномальные содержания Ag, V, Cu, Zn, Ni [12]. В концентратах нерастворимого углеводорода (УВ) (содержание 87.5–91.5 %), полученных из углеродистых сланцев этого месторождения, обнаружена Pt – 500–1500 г/т! Зерна Pt – величиной 15–20 мк, покрыты пленкой УВ [48, 49]. Авторы считают, что нерастворимые УВ на начальной стадии рудообразования выделялись *in situ* в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма из металлоносной нефтидной составляющей. Месторождение образовалось в связи с внедрением Угаханского гранитного массива в углеродистых сланцах позднерифейского возраста и контролируется локальным минимумом силы тяжести [30].

Промышленные содержания Au и Pt на месторождениях Наталка, Сухой Лог и др. приурочены к участкам метасоматической проработки углеродистых терригенных толщ, сульфидизированных, окварцованных, с признаками выноса УВ. Интересно, что анализ фракций УВ из пород, вмещающих месторождение Наталка, обнаруживает Au и Pt, а УВ из рудоносных метасоматитов их не содержат. Но в сульфидном концентрате содержание Pt достигает 7 г/т (пирит, пирротин, арсенопирит и др.) [29]. На месторождении Сухой Лог авторы выделяют два этапа рудообразования: гидротермально-метаморфогенный и рудный гидротермально-метасоматический, когда возникли кварцево-сульфидные прожилково-вкрапленные руды Au и Pt.

Анализ черносланцевых пород, вмещающих упомянутые золоторудные месторождения (Наталка, Сухой Лог, Нежданинское, Олимпиада и др.), с применением метода окислительного фторирования, обнаружил тенденцию увеличения содержаний Au и ЭПГ в слабо метаморфизованных углеродистых и сульфидизированных терригенных породах. Интервалы содержаний в черносланцевых образцах

месторождения Сухой Лог (г/т): Au – 0.02–0.3; Pd – 0.27–11; Pt – 0.3–13.3.

ГРАФИТ, ЗОЛОТО, ПЛАТИНОИДЫ

А.И. Ханчук с соавторами [60] недавно опубликовали чрезвычайно интересные новые данные о золотонности графитовых метаморфизованных (до амфиболитовой фации) пород докембрийского возраста (Ружинский разрез, Приморский край). На Au и Pt были опробованы графитизированные лейкократовые гранито-гнейсы, графитовые метасоматиты по биотитовым гранито-гнейсам, графитизированные габбро-амфиболиты и другие породы с графитом, содержание которого достигало 30–34 %. Анализы выполнены методами атомно-эмиссионной спектроскопии в ДВГИ ДВО РАН и масс-спектрометрии в Институте проблем технологии в г. Черноголовка. Содержания Au в названных породах составили от 3 до 30 г/т, Pt – 4–52 г/т. Сходные данные по Ружинскому разрезу графитоносных пород привели В. Н. Митькин с соавторами [34]: Au – 1.53–23 г/т, Pt – 0.1–24 г/т. Основной вывод авторов [60] – благороднометалльная минерализация изученных пород связана с их графитизацией, а углерод поступал из глубинных сфер Земли. На это указывает геохимическая специализация рудоносных графитизированных пород (Cr, V, Ni, Co, Cu). В этой связи следует отметить данные по Украинскому щиту, где в раннедокембрийских графитоносных породах содержание ЭПГ в отдельных горизонтах мощностью 10–120 м составляет 0.5–1 г/т. ЭПГ ассоциируют с Au, Pb, V, редкими землями [34, 60]. В отдельных блоках содержание Au – 1.3–7.5 г/т, Pt – до 5.9 г/т.

УГЛИ, НЕФТЬ, ЗОЛОТО, ПЛАТИНОИДЫ

Аномальные содержания Au и ЭПГ выявлены в Приморском крае на 10 бурогольных месторождениях эоценового и миоценового возраста [50–52]. Эти металлы установлены в угольных пластах, в ожелезненных и омарганцованных терригенных отложениях, перекрывающих угленосные толщи, в аргиллизированных породах фундамента, в дайках базитов, взрывных брекчиях и зонах дробления.

В угольных пластах установлена сингенетическая и эпигенетическая Au-Pt тонкодисперсная минерализация. Первая выделяется в пластах мощностью до нескольких метров. Это зона торфонакопления и диагнеза органического вещества (ОВ). Вторая – маломощные (до 10–20 см) минерализованные прослои на контактах углей с грубозернистыми отложениями и на участках тектонического брекчирования угольных пластов. Преобладают медистое и ртутистое зо-

лото, самородные Au, Pd и Pt, железистая и палладистая платина. Типичные формы благородных металлов – тонкие пластинки, агрегаты микрокристаллов, пленки на поверхности иных минералов. Кроме того, присутствуют галогениды, сульфиды и карбонаты, т.е. минералы, характерные для многих гидротермальных Au-Pd-Pt месторождений (Бразилия, Австрия, Шотландия, Урал и др.). Это указывает на флюидно-гидротермальную природу Au-Pt минерализации угленосных впадин Приморья. В своей неопубликованной работе (1999 г.) В.В. Середин показал, что минерализованные породы угленосных впадин обогащены сидерофилами (Ni, Co, Cr, V), халькофилами (Pb, Zn, Cu, Bi), литофилами (W, редкие земли), а также As, Sb, Hg, Ag, Fe, Se, Ge. Суммарные содержания в углях Au и ЭПГ от 0.4 до 6.3 г/т, в золе – 1.5–22.3 г/т. Редкоземельные угли обогащены благородными металлами больше, чем германиеносные. Их среднее содержание в углях уч. Прирезка (Павловское месторождение) – 4,1 г/т, а в пробах германиеносных углей уч. Лузановского – 0.96 г/т. Сросшиеся агрегаты благородных металлов достигают величины 10–20 мк. Золото содержит примеси Cu, Hg, Pt.

В Приамурье авторами определено (в 400 пробах) Au в бурых углях Ерковецкого, Сергеевского, Райчихинского, Свободненского и Хоронорского (Забайкалье) месторождений [21]. Содержание Au в углях – от 1 до 20 г/т, в единичных пробах и более (до 58.7 г/т, Ерковецкое месторождение).

Содержания Au в углях в указанных выше значениях подтверждено анализом растворов атомно-абсорбционным методом. Растворы были получены мокрым сжиганием углей с переосаждением Au на чистый активированный уголь и повторены мокрым сжиганием этого угля с получением хлоридных растворов. В последних определении Au произведено на атомно-абсорбционном спектрометре ANALIST-300 фирмы “Перкин-Эдмео (США)” в лаборатории Покровского рудника (Амурская область).

Агрегатные частицы химически чистого Au, полученные после аналитической переработки углей, выполненной в лаборатории Амурского научного центра ДВО РАН, приведены на фото (рис. 2).

Зола бурых углей Ушумунского месторождения содержит в среднем (г/т): Au – 8, Ag – 6, Ge – 200 и Se – 300 (данные по 270 пробам) [19].

Есть указание [15], со ссылкой на С.А. Пунанову [46], что в углеводородных газах и нефтяных месторождениях обнаружено Au (0.1–10 мг/т), которое концентрируется в смолах и асфальтенах. В последних его содержание достигает 100 мг/т и более кроме

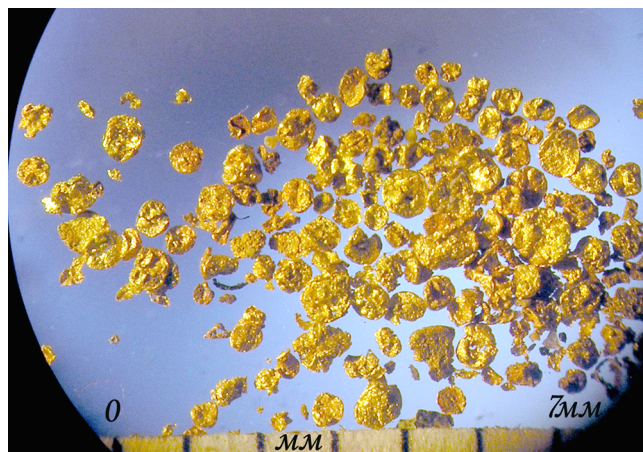


Рис. 2. Агрегатные частицы химически чистого золота, полученные в результате аналитической переработки углей, выполненной в лаборатории Амурского научного центра ДВО РАН.

того в них содержатся высокие концентрации Ni, Re, Mo, Se, Zn, Cu, Pb.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ

Изучение флюидных включений в рудах уникального Au-Pt месторождения Сухой Лог показало, что присутствие в гидротермальной системе большого количества метана, углекислого газа и азота способствует уменьшению растворимости золота. При этом увеличивается плотность раствора и уменьшается поляризующий эффект, затрудняющие золоту проявлять свойства комплексобразователя и, следовательно, способствовать выпадению его из раствора, т.е. рудообразованию. Оно происходило при взаимодействии высокотемпературных, богатых CO₂ флюидов с органическим веществом рудовмещающих толщ [38].

Именно углеродистость обеспечивает повышенные содержания металлов в осадочных породах, вмещающих руды (V, Ni, U, Zn, Cu, Au, Ag, Pd, Pt, Se). Эти элементы рассеяны в углесто-минеральной массе породы в виде металлоорганических соединений. Рудные концентрации благородных металлов возникают на этапах постседиментационного преобразования углеродистых толщ. Уже при диагенезе возникают биогеохимические окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные барьеры, образуются сульфиды, арсениды и селениды Fe, Ni, Mo, Zn, металлоорганические соединения с повышенными содержаниями благородных металлов и элементов-спутников

(Ni, Mo, Zn и др.). Образующиеся при катагенезе нафтиды частично наследуют металлы материнских углеродистых толщ. Рудные скопления благородных металлов образуются при встрече восходящих металлоносных флюидов с вадозными водами, богатыми кислородом. Так осаждаются Cu, Zn, V, Pb, Ni, Au, Ag, Pt, Pd и др., образуя комплексные месторождения (Любавинское, Удокан, Россия; Амброзия-Лейк, США и др.). При метаморфизме в резко восстановительных условиях происходит разложение углеродистых соединений, и тонкая (0,5–10 мкм) рассеянная вкрапленность металлов формирует минеральные ассоциации с Au, сульфидами, арсенидами платины ($t = 380\text{--}280^\circ\text{C}$). В гидротермально-метасоматическую продуктивную стадию ($t = 190\text{--}150^\circ\text{C}$) формируются прожилково-вкрапленные, жильные кварцевые и сульфидно-кварцевые руды золота с анкеритом, сидеритом, пирротинном, пиритом (месторождение Сухой Лог).

В этой связи представляют интерес данные о пирротинизации пирита, полученные при исследовании черносланцевых золоторудных объектов в Верхне-Колымском районе [5, 6]. При метаморфизме углеродистых терригенных толщ мобилизуются Au, As, Sb и другие элементы. Процесс сопровождается пирротинизацией пирита. При этом высвобождается золото, которое переходит в раствор. Содержание Au в новообразованном пирротине в 2–10 раз меньше, чем в исходном пирите. Механизм преобразования пирита в пирротин реконструирован на основании изучения неполных псевдоморфоз пирротина по пириту. В их ядерных частях сохранился первичный пирит, в котором содержание элементов-примесей на порядок больше, чем в пирротине. Температура этого преобразования – примерно 400°C , давление – около 2,5 кбар (по сфалеритовому геобарометру). Содержание As в пирротине уменьшалось в сравнении с исходным пиритом в сотни раз, Sb – в 2–10 раз. В результате золоторудные месторождения региона расположились в породах зеленосланцевой фации метаморфизма над поверхностью пирит-пирротинового преобразования.

На основе выполненных исследований [38], авторы развивают концепцию сопряженного развития металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов за счет мобилизации рудно-флюидных ресурсов из черносланцевых формаций.

Близкие представления высказал и А.Ф. Коробейников [18]: Au-Pt месторождения в углеродистых формациях образуются в процессе седиментации, дислокации, метаморфизма, метасоматоза, но на фоне развития мантийно-коровых диапиров. Возникающие при этом магматогенно-метасоматические колонны протягиваются по вертикали на 3–10 км, а

глубина областей экстракции – порядка 60 км, т.е. колонна намного объемнее, чем черносланцевый прогиб. Месторождения образуются благодаря смешению глубинных флюидов с трещинными (вадозными) водами. Автор приводит интересные данные о выносе золота из глубинных ультрабазитов. В неизмененных разностях этих пород содержание Au – 4,8–10 мг/т, а в измененных (из ксенолитов) – 2,5–2,7 мг/т. Глубинный высокотемпературный метасоматоз приводит к перераспределению Au в подкоровых сферах Земли, в результате чего содержание Au в отдельных блоках глубинных ультрабазитов колеблется в широких пределах (0,5–43 мг/т).

В.С. Зубков [16], основываясь на материалах исследования черносланцевых месторождений Саяно-Байкальской горной области и месторождения Сухой Лог, сделал вывод о глубинном (мантийном) происхождении Au, Au-органических соединений и их спутников – Pt, Cr, In, Re, Mo, Se, Zn, Cu, Pb, сульфидов, распределение которых сходно с таковым в кимберлитах.

При подъеме к областям рудообразования глубинные углеродистые флюиды, обогащенные Au, ЭПГ, Th, Nb, U, Sn, Mo, Li, As, Sb и др., взаимодействуя с окружающими породами, окислялись до CO_2 . Специализация месторождений, образующихся в конце пути флюидов, уже связана с реальными магматическими очагами [27].

Важной представляется роль поверхностных и подземных вод в вопросе о генезисе Au-Pt (и прочей) минерализации кайнозойских бурых углей [21]. Авторы считают, что процессы угленакопления, эродирования золоторудных объектов и россыпеобразования в Зейско-Буреинском бассейне происходили синхронно и масштаб миграции Au был велик. Поверхностные и грунтовые воды содержат растворенного Au в 10 и более раз больше фона. В результате растительность торфяных болот, всасывая водные растворы с неорганическими и органическими комплексами Au, накапливали его внутри растений. В процессе гумификации при торфообразовании гуминовые кислоты образовывали с Au комплексные соединения, которые удерживались в торфе химической сорбцией. В процессе углефикации происходит уплотнение торфяной массы и обогащение угля золотом. Продолжительность процесса углеобразования составляет примерно 30 млн лет.

РОЛЬ БАКТЕРИЙ В КОНЦЕНТРАЦИИ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Химическая устойчивость Au не абсолютная. Оно подвергается окислению с образованием водора-

створимых органических и минеральных компонентов, способных мигрировать и осаждаться на геохимических барьерах. В биогенных осадочных образованиях часто наблюдается прямая зависимость между содержаниями тяжелых металлов (и Au) и органического углерода, являющегося продуктом жизнедеятельности микроорганизмов [17]. Определенные микроорганизмы являются эффективными катализаторами трансформаций Au. Это бактерии, водоросли, дрожжи, грибы, сорбирующие металлы (и Au) [47]. Одни накапливают ионы металла во внутриклеточном пространстве, другие способны взаимодействовать с дисперсными частицами Au с образованием биоминеральных агрегатов и удалением их из водной среды в осадок. Следовательно, в природе существует биогеохимический цикл переноса Au.

Эти данные близки результатам экспериментов Н.Г. Куимовой [22, 23]. Путем аккумуляции и кристаллизации коллоидного золота нитчатými микроорганизмами (микроскопические грибы, цианобактерии) лабораторно сформированы ажурные губчатые структуры Au, а при их взаимодействии с ионным Au образовалось пластинчатое кристаллическое Au. При дальнейшей трансформации тех и других продуктов образовались рыхлые агрегаты биогенного Au. В процессе исследований обнаружены многочисленные метаморфозы Au по микроводорослям и бактериям. Максимальными сорбционными возможностями по отношению к благородным металлам обладают микроскопические грибы рода *Penicillium*.

Для темы о металлогенической роли бактерий представляют интерес данные исследований надрудных биогеохимических аномалий благородных металлов на полиметаллических месторождениях Джидино-Витимской зоны (Западное Забайкалье) [56]. Оказалось, что эти аномалии связаны с древесной растительностью, подверженной процессам гниения. В золе гнилых пней, коры и шишек сосны и лиственницы были установлены ураганные (в сравнении со свежими) содержания: Ag – 3 кг/т, Pt – 5 г/т, Ru – 230 мг/т, Au – 190 мг/т, Pd – 60 мг/т, сопоставимые с концентрациями этих элементов в полиметаллических рудах. Исследования показали, что металлы были мобилизованы из разлагающейся древесины микроорганизмами. В накопительных культурах авторами выделены бактерии, обычно окисляющие сульфиды рудных месторождений с высвобождением микроскопических частиц благородных металлов величиной 3–20 мк.

В последние десятилетия опубликованы результаты многочисленных исследований, свидетельствующие о взаимодействии живых организмов с Au [35]. Выявлена способность некоторых растений и живых

организмов к накоплению Au на поверхности клеток, между ними и внутриклеточно. Показано, что взаимодействие бактерий с самородным Au приводит к внутриклеточному накоплению металлического Au с величиной выделений 1–2 мк. Исследования показали, что микроорганизмы способны адсорбировать коллоидное Au из глинистых золотоносных руд и сульфидного Au-As концентрата. Эти данные имеют важное значение для понимания роли биогенных факторов при формировании рудных (и россыпных) месторождений, для разработки методов обогащения упорных руд Au.

Выделяются четыре стадии преобразования Au, в которых участвуют различные микроорганизмы. 1) Разрушение и вынос Au из руды (биогеохимическое разрушение минералов). На этом основана технология бактериального вскрытия Au в сульфидных концентратах [42]. 2) Освобожденное золото подвергается микробиологической атаке и переходит в раствор. 3) Образование коллоидных частиц Au. 4) Гетеротрофные бактерии в зоне гипергенеза укрупняют и осаждают частицы коллоидного Au. При этом происходит перекристаллизация частиц и увеличение пробности Au [36].

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ, ВЫВОДЫ

В соответствии с представлениями о золоторудных системах как ансамблях взаимодействия факторов генерации, переноса и локализации оруденения [65], первичные накопления благородных металлов возникают в палеобассейнах с углеродистыми глинистыми и сульфидоносными осадками, образовавшимися в восстановительных условиях. Такие обстановки характерны для внутриматериковых морских и континентальных бассейнов с затруднительным водообменом. Например, продуктивные золоторудные системы Джагдинской и Южноверхожанской провинций, развивавшиеся во внутриматериковых бассейнах, содержат отложения, обогащенные ОВ сапропелевого типа, а отдельные толщи содержат сингенетичные сульфиды. Резко аномально обогащены углеродистым веществом терригенные комплексы хинганской серии (Приамурье). Важно подчеркнуть, что углеродистое вещество, например в Джагдинской зоне, в контурах золотоносных районов, несомненно, перемещалось в процессе тектогенеза и накапливалось в куполовидных антиклиналях и иных структурных ловушках, по принципу локализации нефти. Особенно ясно это видно в Ниманском, Афанасьевском, Харгинском и Унгличканском районах, где ареалы золотоносности пространственно совмещены с региональными аномалиями

углеродистых пород в периклинальных замыканиях куполовидных структур (рис. 1).

В морях с хорошей аэрацией органический углерод не накапливается, а уничтожается в результате окисления. И, наоборот, в бассейнах эвксинского типа из-за отравления среды сероводородом отсутствуют донные организмы, питающиеся органическим веществом, поэтому органика на дне таких бассейнов накапливается в большом количестве. Марказит и пирит в этих условиях возникают путем восстановления оксидов железа при воздействии на них сероводорода. Последний образуется в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, а также при бактериальном разложении органических сернистых соединений [35, 58]. В глинистых осадках в небольших количествах образуются и другие сульфиды: сфалерит, галенит, халькопирит и др. Палеозойские битуминозные сланцы Северо-Запада Европы являются рудами. Они пиритоносны и содержат повышенные концентрации урана, мышьяка, меди, молибдена, свинца, ванадия, цинка, которые сорбировались органикой и глинистыми минералами [9]. Содержания Au (в мг/т) в современных осадках внутренних морей превышает океанические в несколько раз [13].

Важнейшим фактором накопления Au в донных осадках является адсорбция. Именно она создает региональные (и даже глобальные) ареалы распространения металлоносных осадков, которые при последующей гидротермальной переработке (и метаморфизме) могут дать промышленные месторождения золота. Широко известна способность угля сорбировать золото из растворов. Сорбция золота глинистыми частицами доказана на месторождении Карлин [61]. В хлоридной (и бромидной) форме золото может активно сорбироваться из морских вод гидроалюмосиликатами железа и марганца, вермикулитом, иллитом, монтмориллонитом, каолинитом, гетитом, пиролюзитом. Важный механизм накопления Au в углеродистых осадках – его соосаждение с сульфидами. Наиболее активно сорбируют золото пирит и арсенопирит, меньше – другие сульфиды [13]. опыты показали, что растворимые фракции УВ из углеродистых сланцев и бурого угля в состоянии сорбировать большие количества (граммы на тонну) Au [3]. Но в подавляющем большинстве определений (их тысячи) содержание Au находится на уровне миллиграммов на тонну, в связи с выносом Au и УВ. Процесс адсорбции обратим. С повышением температуры может происходить десорбция, которая в случае с гумусовым органическим веществом наступает при катагенезе, и высвобождающееся Au мигрирует с элизонным раствором. Осадки с сапропелевым типом органики, слагающие наиболее глубоководные уча-

стки морских бассейнов, сохраняют свои металлы до начала регионального метаморфизма. Прогрессивный метаморфизм черных сланцев приводит к возникновению водно-углекислых и углеводородных флюидных потоков, обеспечивающих широкую миграцию микроэлементов в вышележащие комплексы пород.

Дальнейшая эволюция Au происходит при катагенезе и метаморфизме рудовмещающих комплексов. Убедительные данные в этом отношении для Амуро-Охотской складчатой области получил С.Г. Парада [40, 41]. Он показал, что в литифицированных осадочных породах содержание Au уменьшается на 30 % в сравнении с нелитифицированными, а в метаморфизованных – на 50 %. В общем, с увеличением метаморфизма всех типов рудовмещающих (черносланцевых) пород содержание Au в них уменьшается, и одновременно увеличивается его концентрация в межзерновом растворе. Являясь мощным накопителем Au на стадии седиментогенеза, $C_{орг}$ при повышении температуры (катагенезе и метаморфизме) теряет сорбционную емкость и отдает золото в раствор [31]. Химическая эволюция гидротермальных растворов сверху вниз (по разрезу) повторяет таковую всей рудовмещающей толщи. Это подтверждает элизонно-термогидратационный механизм формирования рудоносных растворов, обусловленный катагенезом и метаморфизмом. В результате метаморфизованные углеродистые толщи и каменные угли оказываются обедненными золотом. В связи с этими данными известны случаи высоких содержаний золота и ЭПГ в каменных углях (месторождения Огоджинского, Партизанского и других бассейнов) требуют объяснения. Вероятны условия захоронения углей, при которых сингенетичное золото и ЭПГ в них сохраняются. Кроме того, это могут быть гидротермальные продукты осаждения благородных металлов на угле эндогенного происхождения, либо мобилизованные из собственной угленосной толщи.

С.Г. Парада выделил первичные и вторичные золоторудные системы. Первые – литогенные, организирующие сбор рудного вещества, его транспортировку и частичную концентрацию (диагенез, катагенез). Вторые формируют промышленное оруденение в черносланцевых комплексах в связи с гидротермально-метаморфогенными процессами. Эти соображения не противоречат представлениям о золоторудных системах [65, 68], а развивают их. Следует напомнить, что промышленное месторождение образуется при условии хорошего качества всех трех факторов, характеризующих систему (генерация, перенос, локализация). Отсутствие, например, благоприятной структуры локализации на пути рудоносных флюи-

дов сводит на нет высокое качество структур генерации и переноса.

Опыты показали [3], что вынос Au из УВ углеродистых пород происходит в виде растворимых битумоидов, углеродистых газов, карбонильных и карбоксильных комплексов, кластерных форм Au [44] и летучих алкарированных соединений [53]. В поверхностных и грунтовых водах золоторудных полей миграция Au осуществляется в виде коллоидных и тонкодисперсных форм [7, 63].

Экспериментально доказано [3], что при термической обработке УВ образуются летучие соединения карбониллов и карбонилхлоридов Au и они улетучиваются. В случае золотосодержащих углей, где почти все Au находится в контакте с $C_{\text{орг}}$, его потери при термообработке угля, как показали исследования авторов, иногда достигают 100 % [21]. Поэтому в золе от сжигания углей Au в таких случаях не обнаруживается. В связи с этим определение содержания Au в углях представляет значительную трудность. Лишь разрушив окислителями комплексные металлоорганические соединения, можно установить исходное содержание Au. Бурые угли в своей основной массе в доисторический период не подвергались интенсивному воздействию высокотемпературных гидротермальных растворов, поэтому Au в них сохранялось, но в дальнейшем оно терялось при техногенной обработке в контакте с кислородом воздуха и влагой: при добыче, дроблении, хранении в буртах [21]. Следует указать, что в некоторых публикациях отмечаются достаточно высокие содержания драгоценных металлов в золе углей. Эти данные требуют специального изучения.

Отмеченные выше данные характеризуют ранний сингенетический этап благороднометалльной минерализации в бурых углях Приамурских впадин. В.В. Середин [52], исследуя буроугольные впадины Приморья, не отрицая сингенетического образования части драгметаллов, акцентирует внимание на эпигенетическом этапе флюидно-гидротермального генезиса золото-платиновой минерализации, которую он обнаружил не только в углях, но и в иных осадочных породах, перекрывающих и подстилающих угли, а также в породах основания впадин. Справедливы оба суждения, так как во впадинах проявлена как син-, так и эпигенетическая золото-платиноидная, редкоземельная и другая минерализация. Последующие исследования уточнят место и время той и другой.

По отношению к вмещающим породам угли всегда автохтонные, а залежи нефти и газа, с которыми парагенетически связываются черные сланцы, – аллохтонные [4]. Накопление Au в углях и черных

сланцах имеет одинаковую природу. Сингенетическое Au в них накапливается за счет хемосорбции, вследствие образования комплексных металлоорганических соединений в реакции с гумусовыми кислотами. В обоих случаях при повышении температуры содержание благородных металлов в ОВ снижается, они уходят в раствор и в благоприятных физико-химических и структурных условиях формируют рудные месторождения.

Буроугольные месторождения (возможно и каменноугольные) могут стать золото-платиноидными при промышленной переработке. Но технологически эта проблема еще не решена, и угольные месторождения в качестве золото-платиноидных еще не готовы к эксплуатации. В этом отношении следует обратить серьезное внимание на возможности применения для извлечения благородных металлов и обогащения руд бактериальной биометодики [39]. В России на месторождении Олимпиада и в других странах СНГ такие методы уже используются для извлечения золота из руд месторождений в черносланцевых толщах.

Не умаляя роли эпигенезиса в формировании золотоносности бурых углей, авторы придают большое значение этапу сингенетического накопления в них золота (и ЭГП). На Дальнем Востоке промышленное золотое оруденение сформировалось в связи с мезозойской (J_3 -К), преимущественно раннеорогенной тектоно-магматической активностью, проявленной регионально. При этом, были сформированы рудоносные структуры протяженностью многие сотни (и даже тысячи) километров [36, 68, 69]. Орогенез продолжался в третичное время, когда рудоносные структуры образовали геоморфологические поднятия, а в смежных с ними прогибах накапливались осадочные породы – продукты разрушения рудоносных структур – и одновременно формировались торфо-буроугольные бассейны. В этот период времени (эоцен–плиоцен), как предполагают авторы, органика будущих углей сорбировала на себе благородные металлы. В этой связи следует продолжить исследования золото-платиноидной минерализации третичных буроугольных бассейнов Дальнего Востока, соседствующих с позднемезозойскими рудоносными структурами, как это наблюдается в Приамурье и Приморье (рис 3, 4).

Речь идет о крупномасштабных перемещениях благородных металлов, охватывающих обширные территории в тысячи и десятки тысяч квадратных километров. Перенос металлов может осуществляться разными путями – водным (поверхностным и подземным), эоловым и др. [54]. Моделью такого масш-

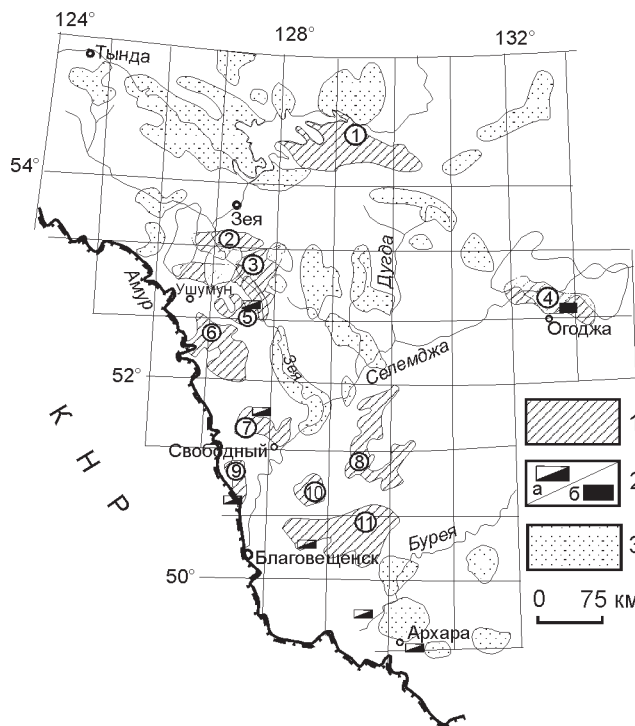


Рис. 3. Схема расположения угленосных площадей (1) и месторождений (2) бурого (а), каменного (б) угля и золотоносных (3) районов Верхнего Приамурья [21, 55, 68].

Буроугольные площади: 1 – Верхнезейская, 2 – Пиканская, 3 – Дупская, 5 – Ольгинская, 6 – Сивакско-Мухинская, 7 – Семеновско-Юхтинская, 8 – Селемджино-Томская, 9 – Загорненско-Сергеевская, 10 – Белогорская, 11 – Ерковецко-Завитинская; 4 – каменноугольная площадь – Гербикино-Огоджинская.

табного перемещения золота может служить Дамбукинский золотоносный район [68], где на площади в 4–5 тыс. км² промышленные россыпи золота проявлены в подавляющем большинстве речных долин, при отсутствии существенных рудных скоплений золота (в прошлом столетии здесь отработано несколько мелких рудных месторождений). Территория с непромышленными концентрациями россыпного золота в этом регионе охватывает площади в десятки раз больше. Ведь россыпи Дамбукинского и других соседних с ним районов образовались в основном за счет перемыва рыхлых отложений тектонически приподнятых бортов Верхнезейской депрессии. Это – десятки тысяч км² и тысячи тонн золота.

Конечно, на протяжении миллионов лет (эоцен – плиоцен) буроугольные бассейны подвергались тектоно-магматической активизации, в результате которой возникали эпигенетические образования уже “позолоченных” бурых углей, привносился новый гидротермальный эндогенный материал, в том числе

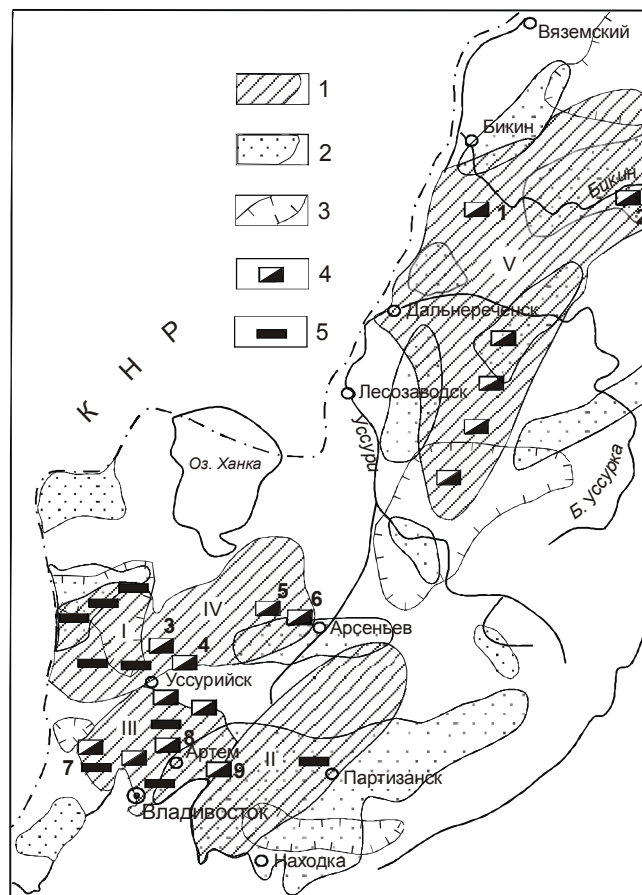


Рис. 4. Расположение угленосных (1), золотоносных (2) и платиносных (3) площадей, месторождений бурого (4) и каменного (5) угля в Приморском крае [43, 67, 69].

Угольные бассейны: I – Раздольненский, II – Партизанский, III – Угловский, IV – Ханкайский, V – Бикино-Уссурийский. Месторождения, упомянутые в тексте: 1 – Бикинское, 2 – Среднебикинское, 3 – Павловское, 4 – Раковское, 5 – Реттиховское, 6 – Чернышевское, 7 – Тавричанское и Ванчинское, 8 – Артемовское, 9 – Шкотовское.

и драгметаллы. Количественные соотношения син- и эпигенетических благороднометалльных продуктов в бурых углях еще предстоит установить при будущих исследованиях.

Проблема золотоносных каменных углей более сложная и требует особого изучения в каждом конкретном случае. Но следует подчеркнуть, что упоминавшийся выше Огоджинский угленосный бассейн пространственно тесно ассоциирует с богатейшим Верхнеселемджинским золотоносным районом (рис. 3), оруденение которого, скорее всего, юрское. Поэтому не исключено, что угли Огоджинского месторождения “озолотились” в период своего формирования (ранний мел), когда золоторудные структуры уже

располагались в пределах горных массивов, были вскрыты эрозией и продукты их разрушения перемещались в соседний угленосный бассейн. В любом случае проблема представляет научный и практический интерес и требует изучения.

Благороднометалльное оруденение древних графитоносных пород, типа Ружинского разреза [60], имеет принципиально иное, эндогенное происхождение и требует специального углубленного изучения, так как сулит масштабные открытия. В связи с этим необходимо тщательно обследовать графитоносные толщи союзенской свиты малого Хингана [66], с которыми тесно ассоциируют золотоносные россыпи.

Авторы благодарны В. В. Середину за критические замечания, которые помогли улучшить статью.

Исследования выполнены при поддержке президиума ДВО РАН (грант № 06-1-043-114).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов Н.И., Шубин Г.В. Некоторые итоги изучения структур рудных полей золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970.
2. Бескровный Н.С. О парагенезисе нефти с минералами ртути // Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970. 77 с.
3. Варшал Г.М. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 814–823.
4. Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти // Избранные труды. М.: Наука, 1986. 368 с.
5. Ворошин С.В., Тюкова Е.Э. и др. Геология и оруденение Ат-Юрях-Штурмовского золоторудного узла (Магаданская область). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 116 с.
6. Ворошин С.В., Тюкова Е.Э. Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме терригенных пород Верхне-Колымского региона и его роль в мобилизации рудных компонентов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 2. С. 108–111.
7. Голева Г.А., Кривенков В.А., Гудзь З.Г. Геохимические закономерности распространения и формы миграции золота в природных водах // Геохимия. 1970. № 6. С. 744–757.
8. Гончаров В.И. и др. Элементы платиновой группы в золоторудных месторождениях мезозойских черносланцевых толщ Северо-Востока России // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 53–55.
9. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 253 с.
10. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
11. Гурская Л.И. Смелова Л.В. Черные сланцы – новый генотип платинометаллических руд // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 1. С. 45–47.
12. Евсеев В.В., Немеров В.К. и др. Состав битуминозных компонентов пород и руд месторождения Сухой Лог // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 2. С. 159–161.
13. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 173 с.
14. Ермолаев Н.П. и др. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // Отеч. геология. 1994. № 4. С. 3–11.
15. Зубков В.С. Гипотеза мантийного генезиса золотоносных рудонафтидных и гидротермальных месторождений // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 94–96.
16. Зубков В.С., Андреев В.В., Артеменко М.В. Гипотеза образования мантийных рудонафтидных и рудно-нафтидно-гидротермальных месторождений // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 1. С. 59–62.
17. Карамушка В.Н. Роль микроорганизмов в биогеохимическом цикле золота // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 96–98.
18. Коробейников А.Ф. Мантийные и коровые золото-генерирующие системы // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 1. С. 93–96.
19. Крапивенцева В.В. Особенности металлоносности бурых углей Среднеамурского и Буреинского каменноугольных осадочных бассейнов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 1. С. 252–254.
20. Краускопф К.В. Осадочные месторождения рудных металлов // Проблемы рудоносных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит. 1959.
21. Кузьминых В.М., Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестн. ДВО РАН. 2004. № 2. С. 113–119.
22. Куимова Н.Г., Жилин О.В. Биогенная кристаллизация ионного золота микромицетами // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 6. С. 809–812.
23. Куимова Н.Г. Биогенная минерализация золота в природе и эксперименте // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 124–125.
24. Кушнарева Т.И. Гидротермальные проявления в нефтеносной карбонатной толще верхнего девона на Печерской гряде // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 1. С. 175–177.
25. Лазаренко Е.О. Метасоматические образования в вулканогенных породах Закарпатья. Львов, 1960.
26. Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир. (Сер. Науки о Земле) 1970. 672 с.
27. Летников Ф.А. Типизация глубинных флюидных рудооб-

- разующих систем // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 2. С. 96–98.
28. Ли Я.В., Куцаенко В.А. Некоторые итоги изучения закономерности распределения золоторудных полей в Енисейском Кряже // Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970.
29. Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В. К проблеме платиновой минерализации в комплексных месторождениях черносланцевых формаций // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 128–129.
30. Лишневицкий Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 88–104.
31. Маракушев А.А., Русинов В.Л. Природа золотоносности углеродистых толщ // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 4. С. 515–520.
32. Мауленов А.О. О связи золотого оруденения в Северном Казахстане с флишоидными формациями // Геология и геохимия благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969.
33. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток, 1984. 130 с.
34. Митькин В.Н. и др. Определение благородных металлов в черносланцевых материалах рудных месторождений Восточной Сибири, Северо-Востока и Приморья с применением окислительного фторирования и других методов разложения // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 2. С. 228–231.
35. Моисеенко В.Г., Маракушев С.А. Бактериальное концентрирование, укрупнение и “облагораживание” золота в зоне окисления золоторудных месторождений и россыпях. Благовещенск, 1987. 44 с.
36. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
37. Нарсеев В.А. Зональность распределения золота различной пробности на некоторых месторождениях Казахстана // Геология и геохимия благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969.
38. Немеров В.К., Семейкина Л.К., Спиридонов А.М. Наиболее вероятные сценарии рудогенеза в углеродистых осадочных формациях // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 1. С. 86–88.
39. Павлова Л. М., Куимова Н. Г. Перспективы развития биогидрометаллургии золота в Приамурье // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 397–398.
40. Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.
41. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Ростов на Дону, 2004. 48 с.
42. Пивоварова Т.Р. и др. влияние ионов золота на *Thiobacillus ferrooxidans* // микробиология. 1986. Т. 55. Вып. 6. С. 966–972.
43. Платиноносность Дальнего Востока / В.Г. Моисеенко, В.А. Степанов, Л.В. Эйриш, А.В. Мельников. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.
44. Попова А.Г. и др. Органическое вещество как источник золота при формировании месторождений Центрального Алдана // Геохимия. 2002. № 11. С. 1209–1217.
45. Пospelов Г.Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных месторождений // Геология и геофизика. 1967. № 11. С. 3–22.
46. Пуанова С.А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нефтях и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. 1998. № 9. С. 959–972.
47. Радомская В.И. и др. Биоаккумуляция благородных металлов растениями // Докл. РАН. 2001. Т. 388, № 1. С. 93–96.
48. Развозжаева Э.А. и др. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 2. С. 116–124.
49. Развозжаева Э.Л., Немеров В.К. и др. Гетерогенный углерод в рудах месторождения Сухой Лог // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 2. С. 37–39.
50. Середин В.В., Поваренных М.Ю. Первая находка минералов платины в углях // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 6. С. 801–803.
51. Середин В.В. Au-PGE минерализация на Павловском бурогольном месторождении, Приморье // Геология руд. месторождений. 2004. № 1. С. 43–73.
52. Середин В.В. Золото-платиноидная минерализация в кайнозойских угленосных впадинах Приморья: условия формирования и перспективы освоения // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ: Бур. НЦ СО РАН, 2004. С. 190–191.
53. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения и эндогенное рудообразование // Сов. геология. 1978. № 3. С. 54–67.
54. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
55. Сорокин А.П. Зейско-Буреинский бассейн // Зейско-Буреинская равнина: проблемы устойчивого развития. Благовещенск, 2001. С. 23–38.
56. Татаринов А.В. и др. Бактериальное концентрирование благородных металлов в древесной растительности на полиметаллических месторождениях Джидино-Витимской зоны (Западное Забайкалье) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2005. Т. 2. С. 57–59.
57. Тищенко В.А., Молчанова А.П. О первых находках в шлихах киновари и других сульфидных минералов на терри-

- тории Саратовского Поволжья // Докл. АН СССР, 1970. Т. 192. № 4. С. 885–887.
58. Фербридж Р.Ц. Фазы диагенеза и аутогенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир. Сер. Науки о Земле, 1971. С. 27–91.
59. Филлинн Дж.Т. О глубине, времени и механизме образования нефти // Органическая геохимия. Вып. 2. М.: Недра, 1970.
60. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 4. С. 524–529.
61. Хаусен Д.М., Керр. П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штата Невада // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. II. С. 590–624.
62. Шибко В.С. Роль литолого-стратиграфических и структурных факторов в локализации золотого оруденения бақырчыкского типа // Геология и геохимии благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969.
63. Шишкина Т.В., Дмитриев С.Н. Золото в природных водах – формы нахождения и методы концентрирования // Геохимия. 1991. № 4. С. 496–506.
64. Эйриш Л.В. Золотоносные купола Селемджино-Карбинского выступа с позиций подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений // Генетические типы, закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1976. С. 28–31.
65. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 67–80.
66. Эйриш Л.В., Саксин Б.Г. Золотоносность Малого Хингана, закономерности локализации, проблема рудного золота // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 114–122.
67. Эйриш Л.В., Степанов В.А. Платиноносность Дальнего Востока: районирование, закономерности, проблемы // Тихоокеан. геология, 2002. Т. 21, № 3. С. 27–39.
68. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
69. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск, 2003. 148 с.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

A.P. Sorokin, L.V. Eirish, V.M. Kuz'minykh

Precious metal mineralization in carbonaceous formations (based on the research data from the eastern regions of Russia)

The issue concerning the relation between precious metal mineralization and carbonaceous rocks such as black shales and brown coals was considered. The authors' conclusions on the phase syngenetic, epigenetic and metamorphogenetic origin of gold-bearing deposits in the black shale formations and on the syngenetic and epigenetic precious metals accumulation in brown coals were confirmed. Data on the supply of gold and platinum metals to brown coals of the Upper Amur Region and Maritime Territory due to the destruction of the adjacent ore sources in the Cenozoic are given. The problem requires further investigation. The recommendations on the search for precious metals are also offered.

Key words: black shales, brown coal, gold, platinum metals, syngeneses and epigenesis, metamorphism, Russian East.

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВА РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

А.А. Сорокин¹, Н.М. Кудряшов², А.Б. Котов³

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

²*Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 17 июля 2006 г.

Для одного из массивов порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов южной части Буреинского (Туранского) террейна установлен возраст 185 ± 1 млн лет. Этим гранитам свойственна величина суммы $(K_2O + Na_2O) > 8\%$, преобладание K_2O над Na_2O , умеренно дифференцированный характер распределения редкоземельных элементов $(La/Yb)_n = 14.7-28.5$. Полученная оценка возраста позволяет заключить, что, по крайней мере, один из этапов раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна приходится на раннюю юру. Предполагается, что одной из наиболее вероятных геодинамических обстановок формирования раннемезозойских гранитоидов является обстановка коллизии Северо-Азиатского, Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна, однако нельзя исключать и субдукционную их природу.

Ключевые слова: граниты, геохронология, геодинамика, Буреинский террейн, Дальний Восток.

ВЕДЕНИЕ

Раннемезозойская эпоха сыграла важную роль в формировании структуры Восточной и Центральной Азии, что нашло отражение в интенсивном проявлении гранитоидного магматизма, тектоническая природа которого еще до конца не выяснена. Значительный объем гранитоидов сосредоточен в районе западного выклинивания Монголо-Охотского складчатого пояса [6, 7, 13, 16] и вдоль обрамления Солонкерского складчатого пояса (рис.1). Кроме того, позднепалеозойский (?) – раннемезозойский гранитоидный магматизм широко проявлен в пределах Буреинского (Туранского) и Цзямусинского террейнов – восточных структурных единиц Амурского супертеррейна, обычно рассматриваемых в качестве единого Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1) [13]. Предполагается, что здесь указанные гранитоиды являются составной частью плутонического пояса долготной ориентировки протяженностью около 1000 км при ширине до 120 км [2].

Представления о связи тектонических и магматических процессов раннего мезозоя далеко не всегда имеют необходимое геологическое и геохронологическое обоснование. Достаточно четко масштабы

и закономерности распространения раннемезозойского магматизма, связанного с формированием Монголо-Охотского складчатого пояса, были установлены на основе геохронологических исследований лишь в последние годы и то только для западного выклинивания этой структуры [6, 7]. Для восточной окраины Азии такие построения имеют гипотетический характер ввиду отсутствия необходимых геохронологических данных. Соответствующие этому этапу гранитоиды относились здесь условно к пермским или триасовым комплексам [2, 3, 10], что не позволяло даже в первом приближении провести корреляцию этих образований в пределах различных ареалов. В этой связи исследование раннемезозойских магматических образований в этом регионе имеют первостепенное значение для реконструкции как одного из заключительных этапов формирования Монголо-Охотского складчатого пояса, так и восточной окраины Азиатского континента в целом.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Буреинский террейн, как было отмечено выше, является составной частью Амурского супертеррейна – одной из крупных структурных единиц восточной окраины Азии. В строении террейна доминиру-

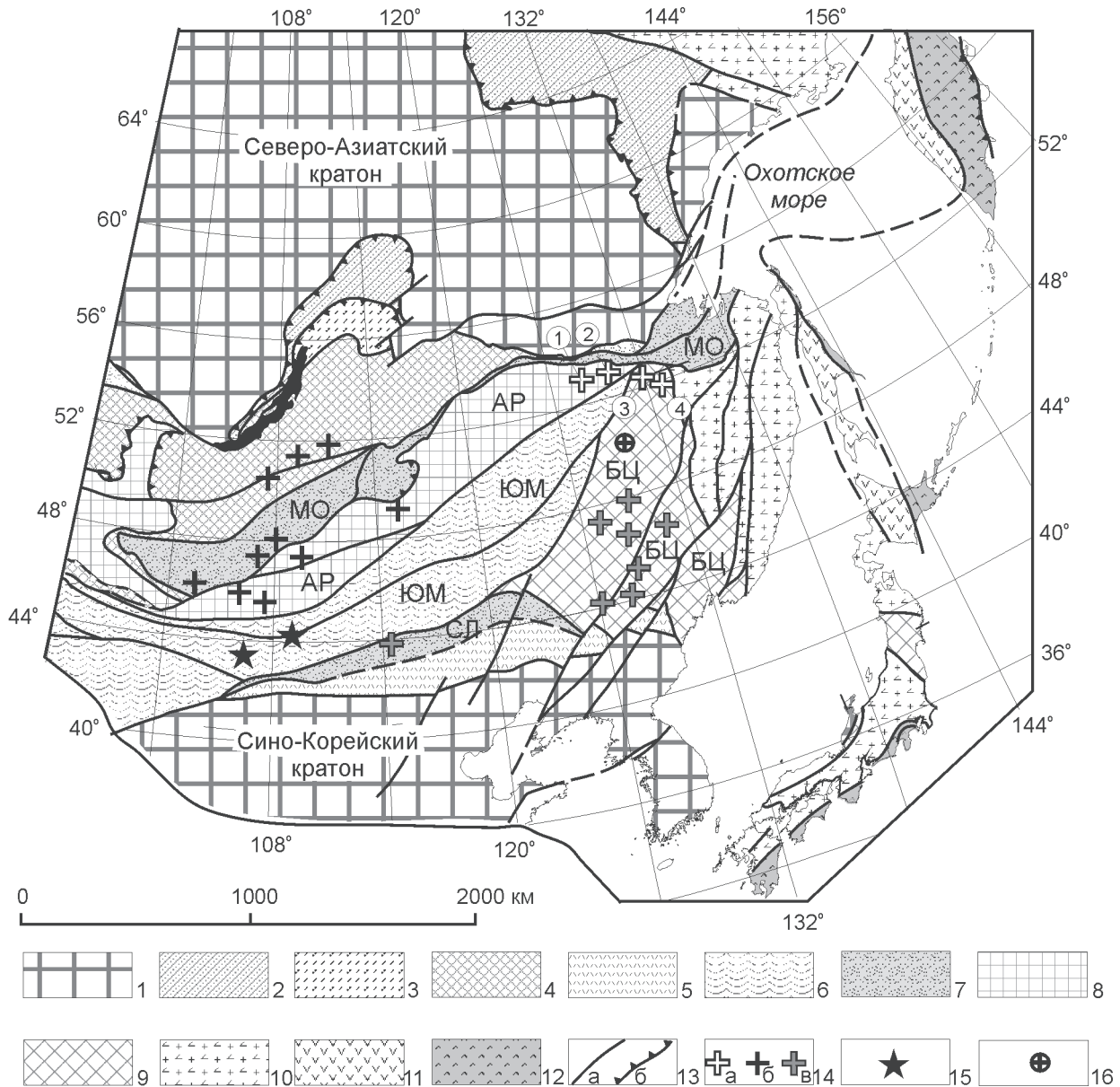


Рис. 1. Схема расположения раннемезозойских гранитоидов восточной окраины Евразии. Тектоническая основа по [13].

1 – кратоны и их фрагменты; 2 – складчато-надвиговые пояса окраины кратона; 3–7 – домезозойские орогенные пояса: 3 – позднерифейский, 4 – позднекембрийско-раннеордовикский, 5 – силурийский, 6 – позднепалеозойский, 7 – позднепалеозойско-раннемезозойский; 8–9 – фрагменты домезозойских орогенных поясов: 8 – позднерифейских, 9 – раннепалеозойских; 10–12 – мезозойские и кайнозойские орогенные пояса: 10 – позднеюрский, 11 – поздне меловой, 12 – кайнозойский; 13 – основные разломы: (а) – с крутым и (б) – с пологим падением; 14 – раннемезозойские граниты: (а) – северных окраин Мамынского и Буреинского террейнов, (б) – в районе западного выклинивания Монголо-Охотского складчатого пояса (по [6, 7]), (в) – южной окраины Буреинского террейна (по [17, 19–21]), 15 – раннемезозойские метаморфические комплексы (по [8]); 16 – расположение объекта исследований.

Аббревиатурой показаны названия террейнов (супертеррейнов): АР – Аргунский (Керулен-Аргуно-Мамынский), БЦ – Бурья-Цзямусинский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ЮМ – Южно-Монгольский. Цифрами показаны массивы, упоминаемые в тексте: 1 – Шимановский, 2 – Усть-Дугдинский, 3 – Большекурбинский, 4 – Индукачинский.

ющую роль играют разновозрастные интрузивные комплексы, абсолютное большинство которых не исследовано современными изотопными методами.

По существующим представлениям, наиболее древние из них представлены условно раннедокембрийскими доскладчатыми телами ультрамафитов и мафитов амурского комплекса, а также соскладчатыми гнейсо-гранитами и мигматитами древнебуреинского комплекса [2, 3, 5, 10]. Они тесно ассоциируют с метаморфическими образованиями условно раннедокембрийского возраста, образующими фрагментарные выходы среди более поздних гранитоидов.

Раннепалеозойские гранитоиды, формирующие крупные (более 200 км²) массивы, объединены в составе кивилийского и суларинского комплексов. Первый представлен крупно- и гигантозернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми массивными или слабополосчатыми гранитами, реже гранодиоритами и кварцевыми диоритами, второй – крупно-, среднезернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, реже двуслюдяными гранитами [10]. Ряд исследователей рассматривают их в качестве единого многофазового комплекса, хотя существуют данные о том, что бластомилонитизация гранитов кивилийского комплекса была проявлена до внедрения двуслюдяных гранитов суларинского комплекса (см. обзор в [10]). Приводимые в литературе для этих комплексов K-Ag датировки варьируют в весьма широких пределах. Для одного из массивов порфириовидных биотитовых гранитов северной части Буреинского террейна (басс.-р. Иса) получено значение 509±11 млн лет (U-Pb метод по цирконам, неопубликованные данные авторов), что может характеризовать, по крайней мере, один из этапов раннепалеозойского гранитоидного магматизма этого террейна.

Позднепалеозойские и раннемезозойские интрузивные комплексы слагают не менее 70 % территории Буреинского террейна. Интрузии многофазового габбро-диорит-грандиорит-гранитного тырмо-буреинского комплекса формируют тела площадью 2–3 тыс. км², вытянутые в северо-восточном направлении, спаянные в огромные плутоны. Известные K-Ag датировки не позволяют оценить возраст этих пород точнее, чем поздний палеозой [10]. Они прорваны интрузиями монцонит-сиенит-щелочногранитного состава алтахтинского комплекса и калиевых лейкогранитов и гранит-порфиоров субщелочного и нормально-рядов харинского комплекса, возраст которых считается допозднетриасовым, хотя это не подтверждено надежными геохронологическими данными [10].

Объектом исследований в данной работе являются гранодиориты и граниты южной части Буреин-

ского террейна. Они представлены в серии искусственных выработок и небольших коренных обнажений на правом берегу р. Бурей (бассейны ее притоков – Талакан, Синель, Пайканчик) (рис. 2). Согласно существующим представлениям [5, 11], эти породы относятся к образованиям позднепалеозойского (?) тырмо-буреинского интрузивного комплекса, формирующего многочисленные плутоны площадью до нескольких тысяч километров. Необходимо отметить, что в пределах рассматриваемой геологической структуры весьма широко проявлены и граниты харинского комплекса, относимого к пермо-триасовому(?) или триасовому(?) возрастному уровню [2, 3, 5, 10, 11]. Кроме того, Н.К. Осиповой [11] здесь же выделяются и раннеюрские (?) граниты, близкие по своему петрографическому составу позднепалеозойским гранитам, хотя далеко не все разделяют эту точку зрения [10]. Все эти интрузии образуют сближенные тела, спаянные в плутоны, что затрудняет выделение конкретных массивов. Ситуация во многом усугубляется тем, что, при отсутствии надежных геохронологических данных, критерии различия пород всех упомянутых комплексов нельзя признать убедительными (см. обзор в [10]). Это лишний раз подчеркивает, что хронология формирования позднепалеозойских–раннемезозойских интрузивных комплексов, слагающих около 50 % [2, 3, 10] Буреинско-Цямусинского супертеррейна, остается до конца не расшифрованной.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск), а содержаний элементов-примесей – рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН и методом ICP MS (PЗЭ, Sc, Ga, Ge, Rb, Cs, Ba, Pb, Y, Hf, Nb, Ta, Th, U) в Институте аналитического приборостроения РАН (г. С.-Петербург).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при T = 1050–1100 °С. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S (Брукер, Германия). Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний элементов-примесей методом ICP-MS осуществлялось с помощью методики кислотного разложения в микроволновой печи. Измерения проводились на

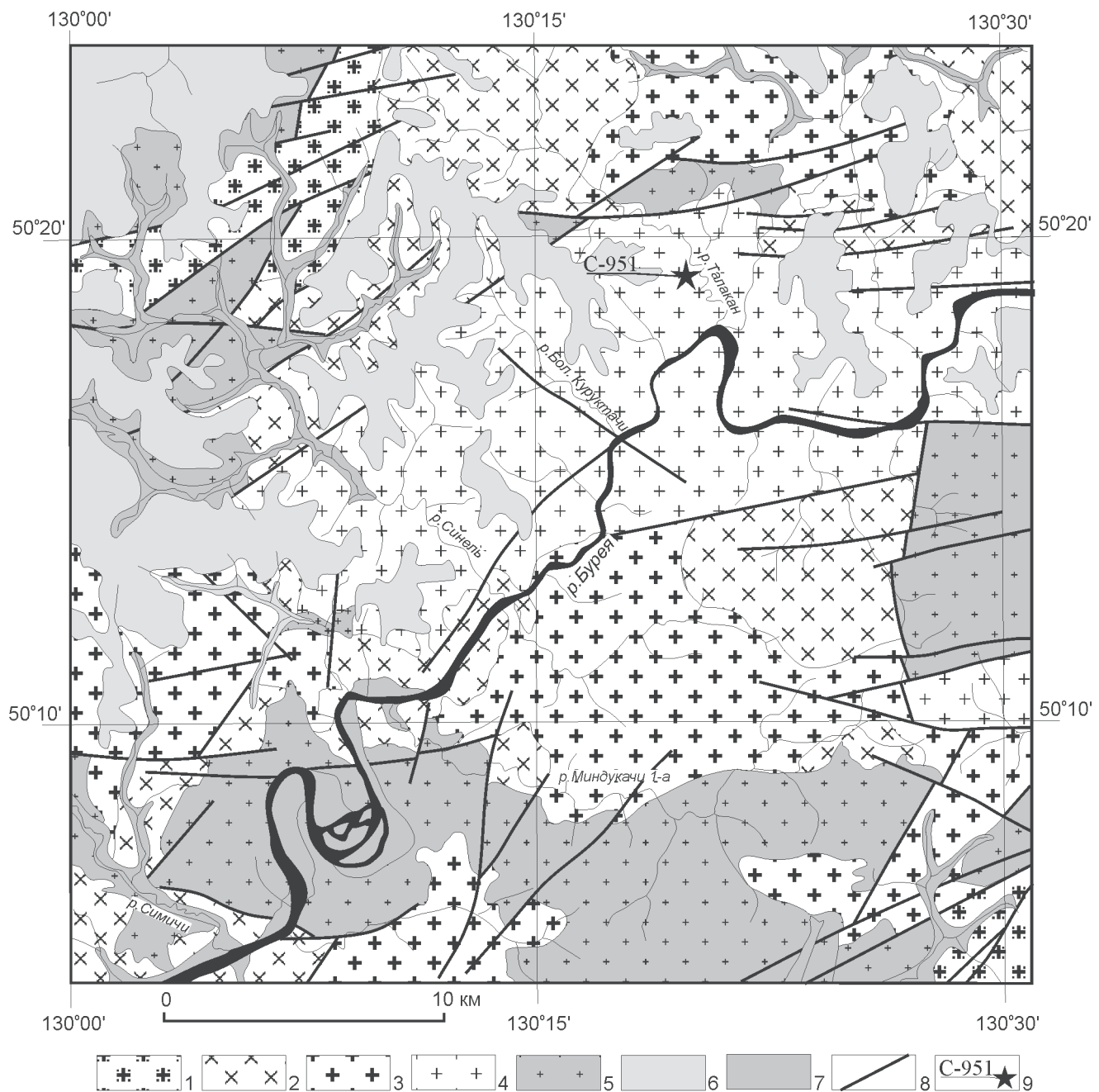


Рис. 2. Геологическая схема южной части Буреинского террейна. Составлена по [5, 11] с упрощениями.

1 – раннепалеозойские (?) граниты, гранодиориты катаклазированные; 2–3 – интрузии позднепалеозойского (?) тырмо-буреинского комплекса: 2 – гранодиориты, кварцевые диориты крупнозернистые до среднезернистых, 3 – граниты роговообманково-биотитовые, биотитовые средне- и крупнозернистые, 4 – граниты, реже гранодиориты средне- и мелкозернистые; 5 – раннемезозойские лейкократовые граниты харинского комплекса; 6 – неогеновые рыхлые отложения; 7 – четвертичные отложения речных террас; 8 – разломы; 9 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.

приборе “PlasmaQuad” фирмы “VG Elemental” в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов фирмы “Matthew Johnson”. Относительная погрешность определений составляет 3–10 %.

Выделение акцессорных цирконов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей, а их химическое разложение и выделение U и Pb – по методике Т.Е. Кроу [22]. Изотопные U-Pb исследования выполнены на масс-спектрометре МИ-1201-Т в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты). Ошибка определения U/Pb отношений составила 0.7 %, значения масс-фракционирования – 0.18 ± 0.06 аму, холостое загрязнение не превышало 0.1–0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [23] и ISOPLOT [24].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

По минеральному составу, а также по структурным особенностям изученные гранитоиды относятся к биотитовым гранодиоритам, микроклиновым биотитовым гранитам, лейкогранитам. Граниты и гранодиориты встречаются совместно и связаны взаимными переходами. Практически все породы имеют в той или иной степени выраженный порфировидный облик.

Гранодиоритам свойственны неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая структуры, преимущественно серый цвет. Они сложены плагиоклазом (35–50 %), кварцем (20–30 %), микроклином (10–25 %), биотитом (10–15 %), роговой обманкой (до 3 %). Олигоклаз образует гипидиоморфные таблитчатые кристаллы длиной до 5 мм, часто замещается серицитом, эпидотом, пелитом. Микроклином представлен как мелкими изометричными зернами размером до 1 мм, так и порфировыми выделениями размером до 0.5–0.8 см. На границе с ним в плагиоклазах наблюдаются мирмекитовые прорастания. Кварц образует резко ксеноморфные зерна или их агрегаты (скопления). Биотит встречается в виде достаточно крупных и правильных пластинок размером до 1–2 мм, часто замещаемых хлоритом, эпидотом. Роговая обманка имеет призматические кристаллы длиной до 1 мм, замещаемые биотитом, хлоритом. Среди акцессорных минералов преобладают циркон, апатит, сфен.

Среднезернистые граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой, гранитовой структурами. От

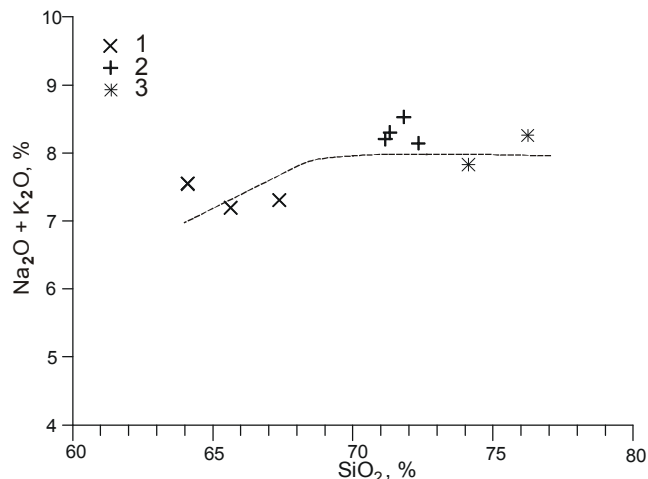


Рис. 3. Диаграмма (Na₂O + K₂O) – SiO₂ для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – лейкограниты. Штриховой линией показана линия раздела пород нормальной щелочности и субщелочных.

описанных выше гранодиоритов они отличаются большим количеством микроклина (20–35 %), кварца (25–35 %), меньшим – плагиоклаза (25–35 %), отсутствием роговой обманки. За счет окраски микроклина породы имеют розовый или желтовато-розовый оттенок.

Мелкозернистые лейкокатовые граниты представлены в виде жил мощностью 1–1.5 м, секущих среднезернистые микроклиновые граниты. Этим породам свойственны гипидиоморфнозернистая структура, серый цвет, часто с желтым или вишневым оттенком. Они сложены микроклином (35–40 %), кварцем (30–40 %), плагиоклазом (20–25 %), биотитом (1–2 %). Микроклином образует скопления зерен разной генерации размером до 1–2 мм, интенсивно пелитизированных. Олигоклаз имеет удлиненно-таблитчатые кристаллы такого же размера, частично серицитизированные. Биотит встречается в виде достаточно редких чешуек или пластинок, практически нацело замещенных хлоритом, мусковитом. Набор акцессорных минералов такой же, как в гранодиоритах и гранитах.

В гранодиоритах уровень общей щелочности (K₂O + Na₂O) составляет 7.2–7.3 %, в измененных разновидностях достигая 7.5% (рис. 3; табл. 1). Величина Na₂O/K₂O варьирует в интервале 1.38–1.61, что в совокупности с их минералогическим составом позволяет относить породы к калиево-натриевой известково-щелочной серии. В гранитах и лейкогранитах сумма K₂O + Na₂O увеличивается до 8.2–8.5 % (рис. 3,

Таблица 1. Химический состав представительных образцов исследованных гранитоидов южной части Буринского террейна.

Образец	C-950	C-951	C-951-1	C-951-2	C-952	C-952-1	C-952-3	C-953	C-954
SiO ₂	64.11	71.16	71.33	72.35	76.24	74.13	67.39	71.83	65.65
TiO ₂	0.66	0.30	0.33	0.30	0.08	0.05	0.53	0.24	0.59
Al ₂ O ₃	17.09	14.72	15.07	14.58	12.92	13.89	16.53	15.01	16.27
Fe ₂ O ₃ *	4.27	2.19	2.33	2.24	0.84	0.44	3.06	1.84	4.77
MnO	0.08	0.05	0.05	0.05	0.02	0.01	0.05	0.04	0.09
MgO	1.46	0.58	0.57	0.53	0.10	0.04	0.52	0.53	1.29
CaO	3.62	1.98	1.78	1.69	0.81	1.16	2.77	1.67	3.17
Na ₂ O	4.66	3.87	3.98	3.81	3.13	3.58	4.24	3.83	4.37
K ₂ O	2.88	4.32	4.31	4.32	5.12	4.24	3.06	4.69	2.82
P ₂ O ₅	0.23	0.09	0.10	0.09	0.02	0.01	0.17	0.08	0.19
ппп	0.68	0.70	0.50	0.46	0.53	2.07	1.08	0.57	0.49
Сумма	99.74	99.87	100.35	100.33	99.81	99.62	99.40	100.33	99.70
Ba	950	741	593	767	351	290	788	683	597
Rb	106	158	148	145	194	153	113	120	89
Sr	545	301	599	357	113	145	426	159	282
Li	20.0	20.9	-	-	8.38	4.52	22.6	11.2	24.1
Be	1.84	1.89	-	-	1.63	5.31	3.04	1.98	2.36
Cs	1.2	1.4	-	-	1.5	1.4	1.7	0.6	0.8
Ga	19.5	15.2	-	-	12.8	19.2	17.4	13.3	16.3
La	35.59	24.42	-	-	7.35	8.76	22.43	24.49	57.84
Ce	75.11	45.22	-	-	26.61	10.81	54.67	43.39	98.10
Pr	8.15	4.32	-	-	1.63	0.77	5.68	4.24	9.74
Nd	29.10	14.75	-	-	5.37	2.62	19.43	13.10	30.76
Sm	4.41	2.91	-	-	1.10	0.58	2.84	2.26	4.20
Eu	1.30	0.68	-	-	0.34	0.12	0.92	0.37	0.90
Gd	3.85	1.99	-	-	1.10	0.44	2.74	1.75	4.12
Tb	0.52	0.27	-	-	0.20	0.08	0.40	0.27	0.55
Dy	2.58	1.39	-	-	1.03	0.39	1.52	1.14	2.90
Ho	0.59	0.30	-	-	0.25	0.11	0.39	0.22	0.58
Er	1.34	0.69	-	-	0.78	0.27	1.02	0.53	1.44
Tm	0.21	0.12	-	-	0.13	0.07	0.16	0.10	0.21
Yb	1.33	0.94	-	-	1.02	0.55	1.04	0.28	1.38
Lu	0.22	0.16	-	-	0.17	0.09	0.14	0.06	0.20
Y	15.4	9.0	11.0	11.0	7.1	3.6	11.5	6.7	17.3
Zr	212	111	107	110	64	60	204	130	278
Ta	1.08	0.92	-	-	1.06	0.77	0.71	0.18	0.53
Nb	10	6	4	6	3	6	9	3	7
Hf	0.77	1.20	-	-	2.19	2.48	0.82	0.80	0.88
Th	8.56	19.88	-	-	25.06	24.70	9.55	5.54	9.57
U	2.26	3.57	-	-	4.08	2.62	2.02	0.65	1.52
Sc	5.5	2.0	-	-	0.5	1.9	3.4	2.4	6.8
V	46	20	23	21	7	1.0	30	15	42

Примечание. Оксиды даны в мас. %, элементы – в ppm, прочерк – нет данных.

табл. 1), одновременно с уменьшением отношения Na₂O/K₂O до 0.9–0.8 в гранитах и 0.8–0.6 в лейкогранитах. Величина индекса ASI во всех типах пород составляет 1.0–1.1, что позволяет относить их к слабо перглиноземистым (рис. 4).

Наибольший уровень содержаний редкоземельных элементов ((La)_n = 140–250, (Yb)_n = 8.3–8.6), при умеренно дифференцированном их распределении ((La/Yb)_n = 14.7–28.5) свойственен гранитам и гранодиоритам (рис. 5). Лейкогранитам характерны более низкие концентрации лантаноидов ((La)_n = 40–50)

при слабо дифференцированном характере их распределения ((La/Yb)_n = 4.9–10.8) (рис. 5). Большинству составов характерна незначительная отрицательная европиевая аномалия Eu/Eu* = 0.6–0.9 (рис. 5).

В целом, уровень содержаний литофильных элементов в исследованных гранитах отвечает уровню в верхней континентальной коре, за исключением незначительного обогащения Th (до 25 ppm) и, напротив, отчетливого деплетирования в отношении Nb (3–10 ppm), Ta (0.5–1.1 ppm) (табл. 1, рис. 6). На основании своих минералогических,

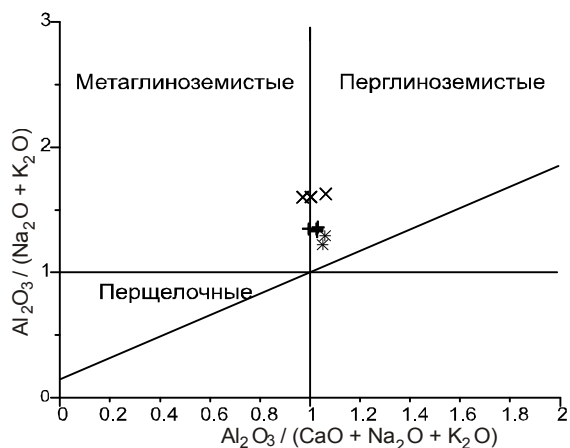


Рис. 4. Диаграмма $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [25] для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

Условные обозначения см. на рис. 3.

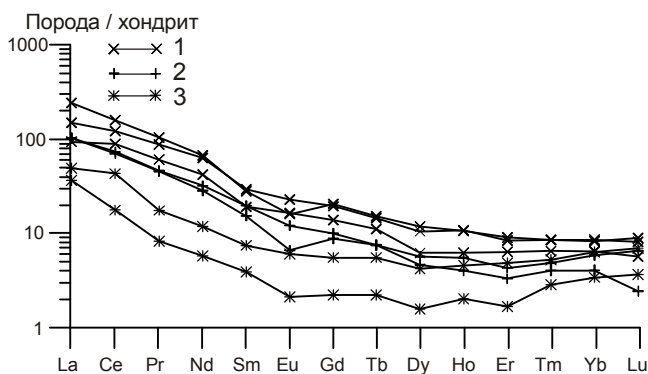


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в исследованных гранитоидах южной части Буреинского террейна.

1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – лейкограниты. Использован состав хондрита по [26].

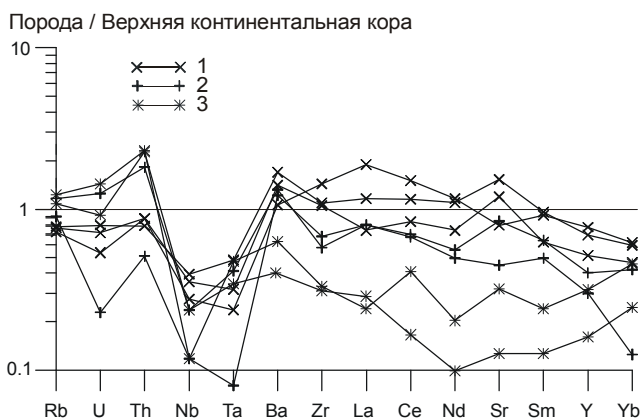


Рис. 6. Спайдерграмма для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – лейкограниты. Использован состав континентальной коры по [30].

геохимических особенностей рассматриваемые гранитоиды достаточно близки гранитам I-типа по [18, 31].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования выполнены для порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951), отобранных в правом борту р. Талакан в нижнем течении (рис. 2).

Акцессорный циркон, выделенный из указанного образца, представлен прозрачными бледно-коричневыми дипирамидально-призматическими зернами гиацинтового типа со стеклянным блеском. В кристаллах развиты грани призм {100} и {110}, пирамиды {101}, в короткопризматических кристаллах редко просматриваются грани {211} и {112}, коэффициент удлинения – 3–4 (рис. 7). Внутреннее строение кристаллов в иммерсии однородное, иногда просматривается грубая зональность, присутствуют включения других минеральных фаз. Изотопные исследования выполнены для трех разноразмерных фракций циркона -75 μm, -100+75 μm, -150+100 μm (табл. 2). Фигуративные точки изотопного состава всех трех фракций расположились на конкордии (рис. 8). Среднее значение возраста по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ составляет 184 ± 12 , а по отношению $^{206}Pb/^{238}U - 185 \pm 1$ млн лет (СКВО=0.88, степень discordантности для всех точек менее 1 %). Учитывая морфологические особенности изученных цирконов, свидетельствующие об их магматическом происхождении, есть все основания рассматривать полученное значение 185 ± 1 млн лет как возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для исследованных гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Несмотря на то, что по существующим представлениям изученные гранитоиды относятся к позднепалеозойскому (?) тырмо-буреинскому комплексу, их возраст оказался существенно более молодым, а именно – раннеюрским. В этой связи возникают, по меньшей мере, два закономерных вопроса: 1) следует ли из полученных данных, что возраст тырмо-буреинского комплекса раннемезозойский, а не позднепалеозойский, 2) принадлежат ли исследованные граниты более молодым харинскому или алтахтинскому комплексам?

Исходя из описания пород алтахтинского комплекса, для которых характерны отсутствие порфировых выделений микроклина, сиреневый оттенок, присутствие щелочных амфиболов, принадлежность к щелочной или субщелочной серии [10], исследо-

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951).

№ обр. / № фракции	Размер фракции, $\mu\text{м}$; навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho			Возраст, млн лет		
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
С-951/1	-150+100; 5.6	28.8	912.7	955	0.06503±6	0.1719±2	0.02909±12	0.1996±15	0.55	184.9±0.7	184.8±1.5	184±19			
С-951/2	-100+75; 2.1	29.7	954.3	1054	0.06359±9	0.1611±3	0.02917±6	0.2002±10	0.48	185.3±0.4	185.3±0.9	184±11			
С-951/3	-75; 2.7	30.8	968.4	1137	0.06256±4	0.1840±1	0.02924±6	0.2006±8	0.53	185.8±0.4	185.6±0.7	184±9			

Примечание. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [29]. Все ошибки приведены на уровне 2σ . Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. * – Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси-Крамерса [28].

ванные гранитоиды южной части Буреинского террейна к нему не могут быть отнесены. Принимая во внимание, что к харинскому комплексу рекомендовано относить лишь калиевые лейкограниты и гранит-порфиры субщелочного и нормального рядов [10], принадлежность исследованных гранитоидов к нему также проблематична. В этом случае остается предположить, что полученная оценка возраста 185 ± 1 млн лет отвечает времени становления одного из массивов тырмо-буреинского комплекса, которая в стратиграфической шкале соответствует ранней юре.

При такой интерпретации нельзя не указать на противоречие, которое заключается в том, что возраст гранитоидов харинского комплекса, имеющих рвущие контакты с гранитами тырмо-буреинского комплекса, по существующим представлениям, не моложе позднего триаса [10]. Это обосновывается тем, что в верховьях р. Томтор на гранитах Умальтинского массива залегают верхнетриасовые отложения, хотя существует мнение о принадлежности этих гранитов не харинскому, а тырмо-буреинскому комплексу (см. обсуждение в [10]). Еще большую путаницу в решение этого вопроса вносит то, что сходство по своим вещественным особенностям с рассматриваемыми гранитоидами имеют и ордовикские (509 ± 11 млн лет, U-Pb метод по цирконам, неопубликованные данные авторов) порфировидные микроклиновые граниты Буреинского террейна.

Таким образом, полученная оценка возраста позволяет заключить, что, по крайней мере, один из этапов раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна приходится на раннюю юру. Отнесение же исследованных гранитоидов к тому или иному комплексу в настоящее время представляется авторам проблематичным.

Полученный результат позволяет в первом приближении провести корреляцию раннемезозойского гранитоидного магматизма региона. Для лейкогранитов Большекурбинского и Индукачинского массивов северного фланга Буреинского террейна, относимых к харинскому комплексу, получены оценки возраста 212 ± 5 млн лет и 201 ± 6 млн лет (U-Pb метод по цирконам), соответственно, [1], что в стратиграфической шкале отвечает позднему триасу. С другой стороны, для биотитовых микроклиновых гранитов Усть-Дугдинского массива и лейкократовых гранитов Шимановского массива, условно относимых к позднему палеозою, получены датировки 208 ± 6 млн лет и 190 ± 1 млн лет (U-Pb метод по цирконам), соответственно, [14, 15]. Таким образом, достаточно близкие возрасты установлены для гранитоидов, которые традиционно относились к разным интрузивным комплексам. В этой связи авторы не исключают, что гра-

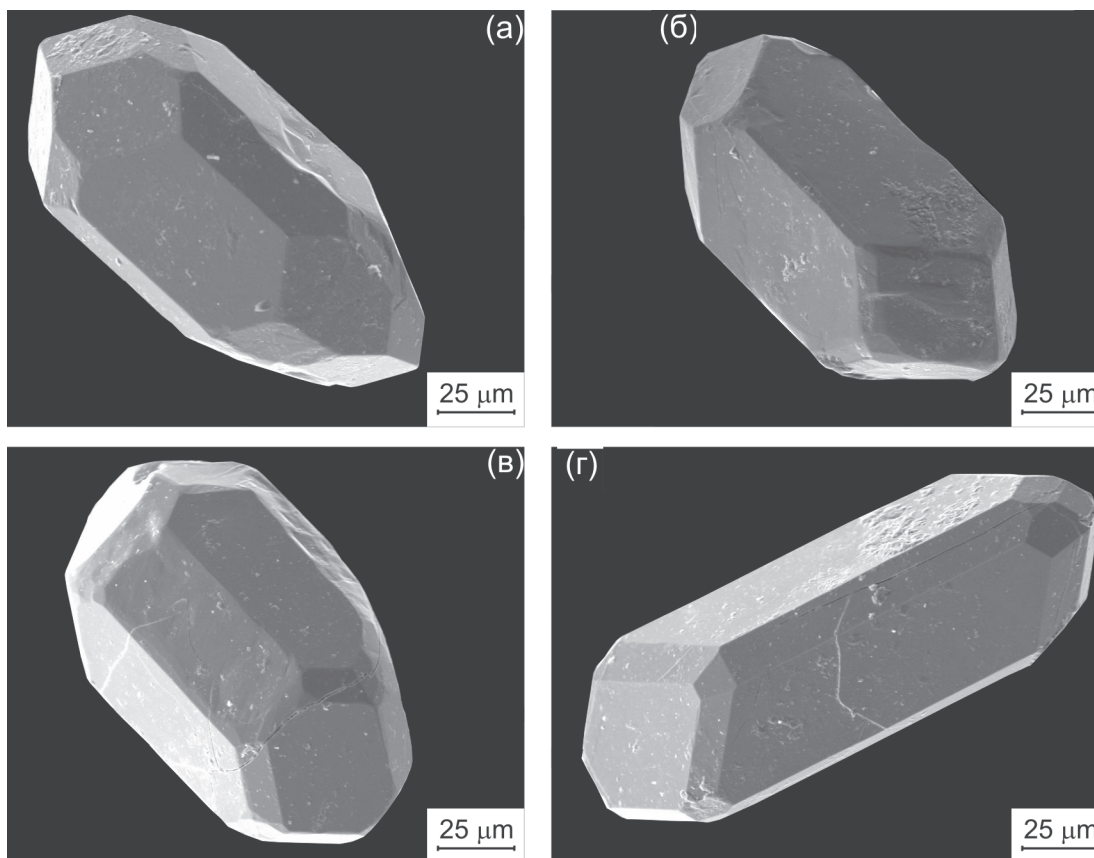


Рис. 7. Микрофотографии циркона из микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951).

Выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1420 (ИГиП ДВО РАН, оператор к.ф.-м.н. В.И. Палажченко), ускоряющее напряжение 15 кВ.

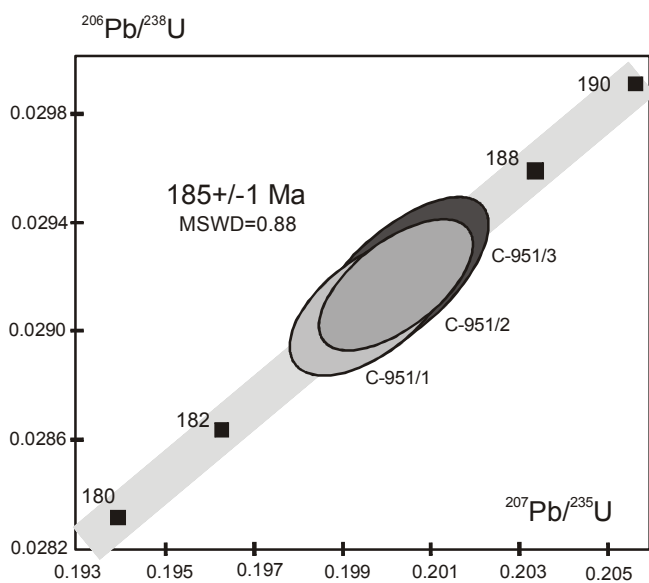


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из микроклиновых биотитовых гранитов (обр. С-951). Номера фракций соответствуют номерам в табл. 2.

нитоиды и тырмо-буреинского, и харинского комплексов имеют раннемезозойский возраст, однако это требует дополнительной проверки.

Далее обратимся к проблеме корреляции раннемезозойского магматизма Восточной и Центральной Азии. В целом, оценки возраста, полученные с помощью современных методов исследования, позволяют в первом приближении определить возрастной интервал проявления раннемезозойского магматизма Буреинского и Мамынского террейнов, являющихся южным обрамлением восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса, как 212–185 млн лет. В этой связи нельзя не отметить, что раннемезозойский, преимущественно гранитоидный магматизм в обрамлении западного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса проявился в близком возрастном интервале 226–189 млн лет [6, 7]. Тот же диапазон возрастов гранитоидного магматизма отмечается для центральной и южной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, граничащей с Солонкерской зоной – 213–183 млн лет [19–21]. Близкий возраст

(224–219 млн лет) имеют и высокотемпературные метаморфические образования, связанные с образованием северной сутурной границы Солонкерской зоны [8].

Таким образом, раннемезозойский, преимущественно гранитоидный магматизм, охватил весь ансамбль тектонических блоков, зажатых между окраинами Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов (рис. 1), при этом геодинамическая обстановка его формирования различными исследователями трактуется по-разному. В районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса ареал раннемезозойского магматизма связывается с замыканием океанического бассейна и формированием на его месте орогенного пояса [6, 7, 16]. Аналогичный вариант интерпретации предлагается для тождественных по возрасту гранитоидов Солонкерской зоны [17]. Происхождение раннемезозойских гранитоидов Буреинско-Цзямусинского супертеррейна связывается с амальгамацией террейнов в единый микроконтинент Амурия [4], они рассматривались в качестве магматической дуги активной континентальной окраины [12, 13] или же в ключе посторогенических процессов [19–21]. В то же время, практически единый возрастной диапазон раннемезозойских гранитоидов Центральной и Восточной Азии позволяет предполагать, что их происхождение может быть обусловлено каким-то общим геологическим событием.

На основе палеомагнитных и геологических данных предполагается, что соединение тектонических блоков (террейнов) южного обрамления Монголо-Охотского пояса в единый Амурский супертеррейн имело место в конце палеозоя [4, 12, 20, 21]. К раннему триасу относится также закрытие Солонкерского океана [12, 13]. Поэтому к концу триаса между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами остался лишь залив, сохранившийся на месте Монголо-Охотского океана, при этом полное смыкание континентальных окраин последнего произошло не позднее средней юры [12, 13]. В контексте перечисленных событий представляется, что одной из наиболее вероятных геодинамических обстановок, которые могли бы инициировать внедрение многочисленных раннемезозойских гранитоидов, является обстановка коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна. Подобный тектонический сценарий формирования раннемезозойских гранитоидов предлагается и для южного фланга супертеррейна [20, 21]. Геохимические особенности исследованных гранитов (рис. 3–6, 9, табл. 1) не противоречат такой ин-

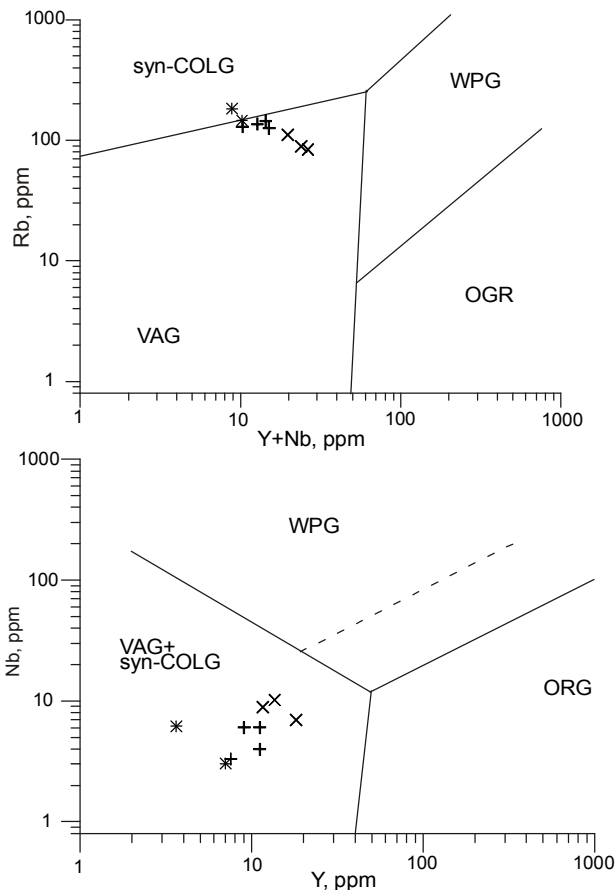


Рис. 9. Диаграммы Nb–Y и Rb–(Y+Nb) [27] для исследованных гранитоидов южной части Буреинского террейна.

Условные обозначения см. на рис. 3.

терпретации. В частности, на диаграмме Nb – Y фигуративные точки их составов расположены в совмещенном поле синколлизонных гранитов и гранитов вулканических дуг, а на диаграмме Rb – (Y+Nb) – вдоль условной линии раздела гранитов этих геодинамических обстановок (рис. 9).

С другой стороны, нельзя не указать на такие факты, как различие в палеомагнитных направлениях для Северо-Китайского кратона, Внутренней Монголии, Сибирского кратона [32], а также отсутствие возрастной корреляции магматизма в пределах северного и южного обрамлений восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса вплоть до раннемелового времени [9]. Эти данные могут свидетельствовать в пользу того, что указанные тектонические единицы в палеозое и раннем-среднем мезозое не были жестко сочленены друг с другом. В таком случае нельзя исключать и субдукционной природы раннемезозойских гранитоидов

ВЫВОДЫ

1. Для одного из массивов порфировидных микроклиновых биотитовых гранитов южной части Буреинского (Туранского) террейна установлен возраст 185 ± 1 млн лет. Полученная оценка возраста позволяет заключить, что, по крайней мере, один из этапов раннемезозойского гранитоидного магматизма Буреинского террейна приходится на раннюю юру. Отнесение же исследованных гранитоидов к тому или иному комплексу в настоящее время представляется авторам проблематичным.

2. Близкие значения возраста установлены для гранитоидов, которые традиционно относились к разным интрузивным комплексам. Это обстоятельство указывает на то, что площадь распространения раннемезозойского магматизма в пределах Мамынского и Буреинского террейнов существенно шире, нежели считалось ранее.

3. Предполагается, что одной из наиболее вероятных геодинамических обстановок формирования исследованных гранитоидов является обстановка коллизии Северо-Азиатского, Сино-Корейского кратонов и расположенного между ними Амурского супертеррейна, однако нельзя исключать и субдукционную их природу.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность А.А. Зеневичу, Е.В. Ушаковой за выполнение аналитических исследований рентгено-флуоресцентным методом, к.ф.-м.н. В.И. Палажченко за съемку зерен циркона на сканирующем электронном микроскопе. Особую благодарность выражаем В.В. Ярмолюку за критический анализ рукописи и В.Г. Гоневчуку за дискуссию и полезные замечания.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 05-05-64242, 07-05-00147, 07-05-10038), Президиума ДВО РАН (гранты № 06-I-ОНЗ-115, 06-III -А-08-340).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафоненко С.Г., Серезников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации (Издание второе). Тугурская серия. Лист N-52-XXX. СПб.: Изд-во карт. фабрики ВСЕГЕИ, 2002.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. СПб., Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
3. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
5. Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
6. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 164–178.
7. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 2. Петрология и геохимия // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 227–254.
8. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. и др. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.
9. Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др. Корреляция возрастных рубежей мезозойского магматизма северного и южного обрамлений восточного фланга Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, 2005. Т. 2. С. 19–22.
10. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
11. Осипова Н.К. Государственная геологическая карта СССР. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-ХVII. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
12. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
13. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
14. Сорокин А.А., Ярмолук В.В., Котов А.Б., и др. Геохронология триасово – юрских гранитоидов южного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема раннемезозойского гранитообразования Центральной и Восточной Азии // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 2. С. 227–231.
15. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзиньни. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2004. № 5. С. 54–67.
16. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Е.Б. Сальникова и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
17. Bin Chen, Bor-ming Jahn, S. Wilde, Bei Xu. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 157–182.
18. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geology. 1984. N 8. P. 173–174.
19. Fu-yuan Wu, B-M Jahn, S. Wilde, De-you Sun. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the

- granites in northeastern China // *Tectonophysics*. 2000. V. 328. P. 89–113.
20. Fu-yuan Wu, De-you Sun, Huimin Li, B-M Jahn, S. Wilde. A-type granites in Northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chemical Geology*. 2002. V. 187. P. 143–173.
21. Fu-yuan Wu, B-M Jahn, S. Wilde, Chin-Hua Lo et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis // *Lithos*. 2003. V. 66. P. 241–273.
22. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
23. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
24. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
25. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. P. 635–643.
26. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.
27. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. N. 4. P. 956–983.
28. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet Science Letters*. 1975. V. 26. N. 2. P. 207–221.
29. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planet Science Letters*. 1976. V. 36. N. 2. P. 359–362.
30. Taylor S. R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Publ., 1985. 312 p.
31. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 5. P. 407–419.
32. Zhao XiXi, Coe Robert S., Zhou Yaoxiu et al. New paleomagnetic results from Northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. N. 1–4. P. 43–81.

Рекомендована к печати В.Г. Гоневчуком

A.A. Sorokin, N.M. Kudryashov, A.B. Kotov

The age and geochemical peculiarities of the Early Mesozoic granitoids of the southern part of the Bureya terrane (Far East)

An age of 185 ± 1 Ma was established for one of the porphyry-like microcline biotitic granites of the southern part of the Bureya (Turan) terrane. These granites are characterized by a total value of $K_2O + Na_2O > 8\%$, the predominance of K_2O over Na_2O , and a moderate differential character of distribution of REE ($(La/Yb)_n = 14.7–28.5$). The geochronological data allow the conclusion that at least one of the Early Mesozoic episodes of granitoid magmatism in the Bureya terrane occurred in the Early Jurassic. It is suggested that one of the most probable geodynamic settings of the formation of Early Mesozoic granitoids is the collision between the North Asian, Sino-Korean cratons and the Amur superterrane which is located between the above cratons. However, one cannot rule out the subduction origin of the referred granitoids.

Key words: granites, geochronology, geodynamics, Bureya terrane, Far East.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МАССОПЕРЕНОСА ЗОЛОТА ПРИ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ И РОДИНГИТИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ УСТЬ-ДЕПСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Л.П. Плюснина, Г.Г. Лихойдов, В.П. Молчанов, Ж.А. Щека

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 15 августа 2006 г.

Путем экспериментального и теоретического моделирования на изотермах 300, 400°C при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар изучен массоперенос золота хлоридными и углекисло-хлоридными растворами. Подтвержден отрицательный эффект влияния CO_2 на растворимость золота во флюиде. Низкая растворимость золота ($m\text{Au} < 10^{-8}$), установленная в ходе экспериментов, объясняет механизм его осаждения при взаимодействии серпентинитов и лиственитов с кислыми рудоносными растворами. Сделан вывод о том, что лиственитизация, связанная в нашем случае с внедрением орогенных гранитоидов, накладываясь на серпентиниты и родингиты, решающим образом влияет на перенос золота в единой рудно-геохимической системе. Особенности процессов метасоматоза в Усть-Депских офиолитах и содержание золота в продуктах их проявления подтверждают сделанный вывод.

Ключевые слова: офиолиты, листвениты, родингиты, золото, эксперимент, термодинамические расчеты, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Метасоматические процессы родингитизации и лиственитизации, характерные для офиолитовых комплексов, нередко определяют их повышенную золотоносность [2, 9–12, 18]. При этом существует противоречие во взглядах различных исследователей на генетическую связь золоторудной минерализации с процессами лиственитизации и родингитизации. Наиболее наглядно эти расхождения выступают при описании известного месторождения Золотая Гора, локализованного в зоне Главного Уральского разлома в пределах Карабашского массива серпентинизированных гарцбургитов.

Ряд исследователей признают определяющую роль ультраосновных пород как основных поставщиков петрогенных элементов и золота в процессе серпентинизации и родингитизации, обусловленную воздействием мантийных флюидов. При этом влияние более поздней лиственитизации на массоперенос и отложение золота ими практически не рассматривается [11, 12, 17]. Детальное исследование минералогии родингитов и лиственитов Золотой Горы, выполненное Э.М. Спиридоновым и П.А. Плетневым [18], позволило им установить, что родингиты и серпентиниты Золотой Горы золотоносны только

там, где они лиственитизированы. Источником лиственитизирующих флюидов, по их мнению, являются гранитоиды гранодиорит-диоритовой формации раннекаменноугольного возраста.

Офиолиты менее изученного Усть-Депского комплекса в Верхнем Приамурье, включают апогарцбургитовые серпентиниты, родингиты по дайкам диабазовых порфиритов на контакте с серпентинитами и листвениты. Формирование лиственитов на субстрате офиолитового комплекса связано с более поздними, рвущими офиолиты, разновозрастными интрузиями гранитоидов [2, 9, 10]. К ним приурочены россыпи самородного золота и платиноидов. В отличие от месторождения Золотая Гора, Усть-Депский комплекс расположен в труднодоступном районе, отличается плохой обнаженностью и слабой изученностью. В связи с этим для решения поставленных задач нами было привлечено экспериментальное и термодинамическое моделирование. Выполненное ранее экспериментальное изучение биметасоматических процессов на контакте базитов и гипербазитов позволило описать механизм формирования родингитов и их влияние на массоперенос золота [13, 14]. В частности, было показано, что в ходе родингитизации основных пород по контакту с гипербазитами

формируются слабощелочные флюиды. На контактах более контрастных по кремнекислотности ультрабазитов и гранитоидов дайки последних биметасоматически замещаются альбититами. В таких обстановках возможен перенос золота, но лишь локально и при наличии градиента его концентрации в смежных породах. Следует заметить, что родингитизирующий водный флюид по химизму существенно отличается от углекислотно-хлоридных растворов, связанных с лиственизацией ультрабазитов [11, 13, 16].

Лиственины Усть-Депского офиолитового комплекса занимают, в сравнении с родингитами, более значительную площадь и характеризуются повышенной золотоносностью [10]. В отличие от биметасоматической родингитизации габброидов, лиственины формируются по серпентинитам путем инфильтрационного метасоматоза под воздействием хлоридно-углекислых флюидов. Примесь мышьяка, сурьмы и ртути в некоторых лиственинах говорит об участии в их происхождении гидротерм, связанных с гранитоидами [19]. Повышенное содержание хрома, никеля, кобальта и платины отражает, в свою очередь, апогипербазитовую природу протолита [2]. Особый интерес при лиственизации гипербазитов вызывает поведение и подвижность золота в углекисло-хлоридных флюидах. В связи с этим цель данной работы – моделирование путем физических и расчетных экспериментов процесса лиственизации серпентинитов и анализ массопереноса золота в этих условиях на примере пород Усть-Депского офиолитового комплекса.

ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УСТЬ-ДЕПСКОГО ОФИОЛИТОВОГО БЛОКА.

В структурном отношении названный блок относится к Селемджино-Зейскому поясу и расположен на сопряжении крупных складчато-надвиговых систем: субширотной – Монголо-Охотской и Дасинаньлин-Селемджинской северо-восточного простирания. Прерывистая полоса ультрамафитов Усть-Депской зоны вытянута с юго-запада на северо-восток от р. Зея (массивы Усть-Депский и Дуге) в бассейне р. Гарь (Гарьский массив) вплоть до отрогов хребта Тукурингра, где подобные тела сохранились лишь в виде мелких фрагментов (рис. 1). Наиболее крупный Усть-Депский массив апогарцбургитовых серпентинитов занимает около 350 км². Он прорван многочисленными дайками диабазов мощностью до 100 м и длиной более 1000 м. Массив нарушен зонами дислокаций с приуроченными к ним метасоматическими породами, в числе которых преобладают лиственины и родингиты с золотой минерализацией. Лиственины

тяготеют, главным образом, к выходам разновозрастных (Pz, -K₂) интрузий и даек гранитоидов [9]. С Усть-Депским комплексом пространственно связаны платиноидно-золотые россыпи.

В пределах Усть-Депского блока предполагается от трех до пяти скрытых на глубине зон лиственизации. Эти зоны фиксируются на поверхности небольшими линейными участками карбонатизированных серпентинитов, приуроченных обычно к зонам расланцевания и дайкам диабазов. Шире лиственины представлены на Гарьском выступе в бассейне р. Гарь-2. На ее левобережье среди оталькованных серпентинитов локализуются несколько зон выветрелых лиственинов, интерес к которым обусловлен россыпями золота в бассейне этой реки. В крупных золотых самородках этих россыпей обнаружено, кроме того, высокое содержание платины. Лиственины образуют мощные линзовидно-полосчатые зоны кварц-карбонатных пород, простирающиеся на 700 м. Карбонаты в них представлены, главным образом, анкеритом и брейнеритом, реже встречаются доломит и магнезит. Нередко в лиственинах фиксируется примесь фуксита, хромита и сульфидов. Видимое самородное золото (0.1–0.15 мм) встречается в агрегатах кварца, карбонатов, слюды и пирита. В золоте есть примесь меди и серебра 2.3 и 6.3 % ат., соответственно [9]. Пространственно с лиственинами ассоциируют кварц-карбонатные и кварцевые жилы, несущие Zn (1000 г/т), As (500 г/т), Cu (100 г/т), W и Sn (по 20 г/т). Кроме того, в них же скапливаются Ni и Cr – до 3000 г/т [2]. Высокая концентрация геохимически разнотипных элементов в лиственинах иллюстрирует влияние при их образовании как протолита ультрабазитов, так и даек гранитоидов, секущих серпентиниты.

Родингиты, как продукт биметасоматического взаимодействия базитов и ультрабазитов, развиваются по контактам даек диабазов с вмещающими серпентинитами. Гранитоиды вблизи родингитов замещаются альбититами. Состав серпентинитов, лиственинов, родингитов и альбититов приведен в табл. 1 и 2.

Вследствие слабой обнаженности контакты родингитов и лиственинов не установлены, однако родингиты, развитые вблизи зон лиственизации, отличаются повышенным содержанием CO₂ (табл. 1, обр. Су4/8 и Рд8). По-видимому, наложение процессов лиственизации и внедрение даек гранитоидов обусловили высокую степень окисления железа и повышенное содержание CO₂ в родингитах. Относительно высокие концентрации Ti и V в родингитах отражают особенности диабазового протолита, что находит аналогию и в других комплексах офиолитов

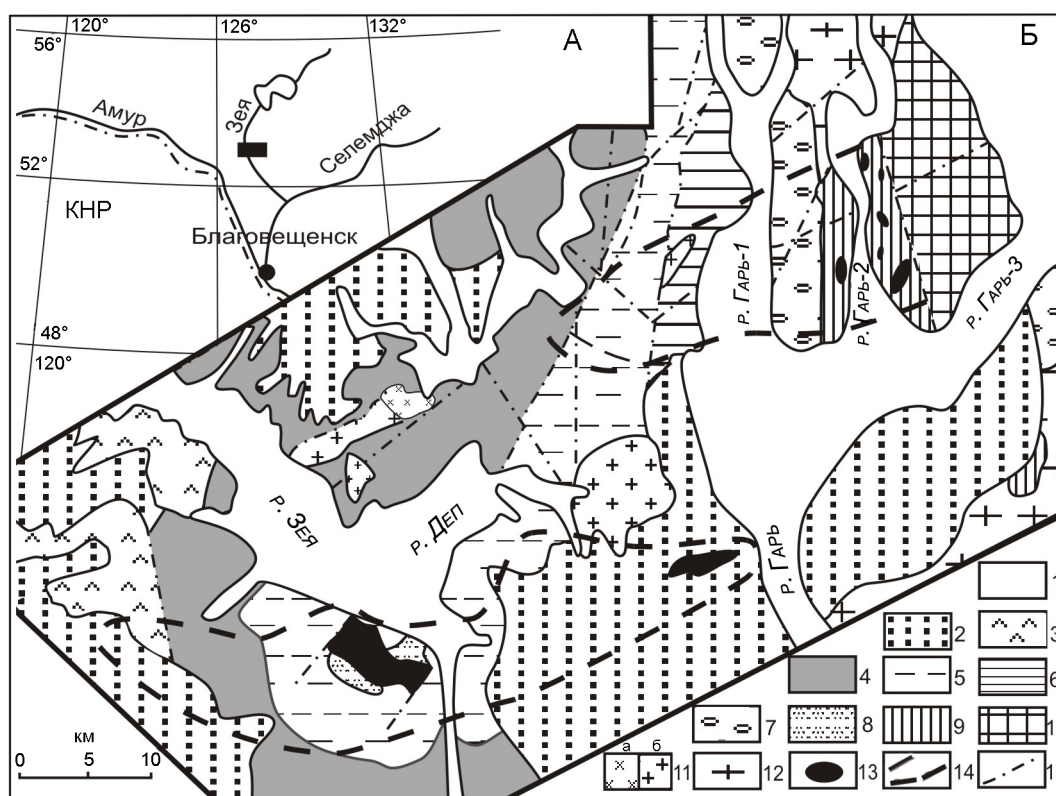


Рис. 1. Схема геологического строения Усть-Депского офиолитового блока (по [9]).

А – географическое положение изученных объектов; Б: 1 – четвертичные отложения; 2 – неоген-нижнечетвертичные отложения; 3 – песчаники и угли молчановской свиты (J_3); 4, 5 – терригенные породы депской (4) и аякской (5) свит (J_3); 6, 7 – терригенные породы ускалинской (6) и усманковской (7) свит (J_{2-3}); 8 – конгломераты и песчаники; 9 – зеленые сланцы (PR_3 - PZ_1); 10 – биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и кварциты (PR_1); 11 – ранне-меловые: (а) – граниты, (б) – гранит-порфиры; 12 – биотитовые граниты (PZ_1 - K_1); 13 – гипербазиты (PZ_1); 14 – контуры гипербазитовых массивов по геофизическим данным; 15 – разрывные нарушения.

Таблица 1. Состав метасоматических пород Усть-Депского офиолитового блока.

Оксиды	46*	57	Су 4/6	Су 4/8	Рд8	Рд9*	100	101
SiO ₂	40.91	38.66	46.16	36.86	38.31	75.69	27.76	29.57
TiO ₂	0.01	0.01	0.27	0.74	1.19	0.04	0.03	0.06
Al ₂ O ₃	1.0	0.87	15.58	1.77	8.74	12.69	1.69	1.32
Fe ₂ O ₃	13.27	6.28	1.8	13.47	8.49	0.91	1.29	1.89
FeO	н/опр	2.2	1.58	1.85	5.45	н/опр	4.42	4.2
MnO	0.25	0.06	0.04	0.16	0.26	0.05	0.03	0.04
MgO	40.89	37.83	11.8	9.68	8.08	0.87	28.9	25.59
CaO	0.27	0.08	15.7	29.54	24.63	0.9	0.29	1.32
Na ₂ O	0.14	0.02	0.36	0.13	0.14	8.44	0.05	0.11
K ₂ O	0.01	0.02	0.67	0.01	0.02	0.15	0.18	0.39
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	н/опр	н/опр	н/опр	0.05	0.05
SO ₃	н/опр	н/опр	н/опр	н/опр	0.01	н/опр	н/опр	н/опр
CO ₂	н/опр	0.2	0.15	1.07	1.03	н/опр	34.92	34.62
H ₂ O	н/опр	12.28	4.82	4.27	3.3	н/опр	0.02	0.03
Σ	96.77	98.52	98.94	99.55	99.65	99.74	99.63	99.19

Примечание. 46 и 57 – серпентиниты, Су 4/6 и 4/8, Рд8 – родингиты, Рд9 – альбитит, 100 и 101 – листвениты. * – РФА (рентгено-флуоресцентный анализ), остальные – стандартный силикатный анализ.

Таблица 2. Содержание микроэлементов (г/т) в метасоматических породах Усть-Депского блока (РФА).

Элемент	Су4/6	Су4/8	Рд8	Рд9	46
Rb	1	1	-	1	-
Sr	324	13	11	122	11
Y	18	46	28	10	-
Zr	48	86	60	87	-
Nb	3	4	3	11	2
V	238	305	312	13	49
Cr	41	85	69	10	2958
Co	20	59	38	3	91
Ni	36	67	246	18	1882
Ba	25	19	43	97	25

Примечание. Номер образца соответствует табл. 1.

Таблица 3. Благородные металлы в метасоматитах Усть-Депского офиолитового блока (г/т).

Образец	Au	Pt	Pd	Порода
Мо-40	18.8	н/опр	н/опр	Листвениит
Мо-42	3.9	н/опр	н/опр	Листвениит
Мо-52	2.56	< 0.05	< 0.09	Листвениит
Мо-102*	0.28	0.31	0.16	Листвениит
Мо-103*	0.67	0.29	0.21	Листвениит
Мо-104*	0.54	0.59	0.11	Листвениит
Мо-104а	0.85	0.19	0.05	Серпентинит
46	2.09	0.06	< 0.09	Серпентинит
Мо-25	0.17	2.82	< 0.1	Хромитит
Мо-105*	0.45	0.2	0.01	Хромитит
Мо-51	1.34	0.11	< 0.09	Родингит
Су 4/6	0.48	0.31	< 0.09	Родингит
Су 4/8	4.67	0.11	< 0.09	Родингит
Рд8	0.76	0.59	< 0.09	Родингит
Рд9	0.48	0.25	< 0.09	Альбитит

Примечание. * – атомно-абсорбционная спектроскопия с пламенной и электротермической атомизацией (спектрометр АА-6200 фирмы Shimadzu); остальные – метод АЭС-ИСП, аналитический центр ДВГИ ДВО РАН.

[13]. Установленные аномальные содержания Cr, Ni и Co в родингитах объясняются их привнесением из смежных серпентинитов при контактово-реакционном взаимодействии с базитами. Подвижность рудных компонентов энергична, благодаря биметасоматическому взаимодействию смежных пород и высокому градиенту концентраций элементов в зоне контакта. Метасоматические породы комплекса характеризуются повышенной золотоносностью, присутствием платины и, в меньшей мере, палладия (табл. 3).

Проблема источника и детали концентрирования золотой минерализации в офиолитовых комплексах по-прежнему актуальны. Существует мнение, что золото перераспределяется автохтонными флюидами, в частности, на месторождении Золотая Гора [12]. С другой стороны, концентрация золота в метасоматитах может увеличиваться в 5–10 раз благодаря

аллохтонным флюидам, связанным с внедрением более поздних гранитоидов [5]. Независимо от генезиса флюидов особый интерес представляют механизм и термодинамические параметры процессов перераспределения золота.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАССОПЕРЕНОСА ЗОЛОТА В ХОДЕ РОДИНГИТИЗАЦИИ

Родингиты сложены гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, несколькими генерациями диопсида переменной железистости, везувианом, цоизитом, тремолитом, пренитом, хлоритом, сфеном, реликтами апатита и магнетита. Весьма характерен неоднородный минеральный состав, без четкой регрессивной зональности. Многочисленные прожилки алюмосиликатов, обычных в этой обстановке, хлорита и кварца подчеркивают метасоматическую природу родингитов. Рентгеноспектральный микроанализ родингитов фиксирует значительную вариацию железистости минералов и свидетельствует о длительности и многостадийности процессов их формирования (табл. 4). Физико-химические условия образования родингитов Усть-Депского выступа описаны по результатам экспериментального изучения гранат-диопсид-везувиан-хлорит-карбонатных равновесий в работах [10, 14]. Устойчивость типичных минеральных парагенезисов родингитов ограничена крайне низкой активностью углекислоты ($X_{CO_2} < 0.003$), что иллюстрирует диаграмма T- X_{CO_2} (рис. 2), построенная по данным экспериментального изучения равновесий в модельной безжелезистой системе Ca-Mg-Al-Si-H₂O-CO₂. Даже незначительные колебания температуры и/или концентрации углекислоты в метаморфизирующем водном флюиде приводят к смене минеральных парагенезисов. Ассоциации с везувианом оказываются устойчивыми лишь при минимальной концентрации CO₂ во флюиде ($X_{CO_2} < 0.0015$). Это объясняет присутствие везувиана в обр. Су 4/6, где по данным химического анализа установлено минимальное содержание CO₂.

Высокая чувствительность Ca-алюмосиликатов к флюидному режиму обуславливает полиминеральный состав родингитов, даже на локальных участках их развития. Температура образования родингитов Усть-Депского комплекса, судя по диаграмме (рис. 2), – 370–450°C. С понижением температуры и/или увеличением мольной доли углекислоты во флюиде становится устойчивой ассоциация кварца с хлоритом и кальцитом. В железосодержащей системе парагенезис кварца с хлоритом и карбонатами Fe-Mg состава характеризует поле устойчивости листвени-

Таблица 4. Химический состав минералов из родингитов (микронзондовый анализ).

Оксиды	Рд 8					Cy 4/6			Cy4/8	
	Di ₁	Di ₂	Gr ₁	Gr ₂	Chl	Ves	Gr	Chl	Di	Gr
SiO ₂	52.75	50.58	38.43	37.34	30.40	36.92	37.01	27.56	54.60	35.73
TiO ₂	0.01	0.12	0.85	0.89	0.12	0.93	0.99	0.03	0.04	3.62
Al ₂ O ₃	0.37	1.65	10.15	11.13	15.00	16.63	12.15	20.05	0.00	1.21
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.00	0.03	0.04	0.00	0.11	0.33	0.00	0.15
FeO	5.03	9.38	14.47	16.00	30.75	4.17	12.78	16.13	1.12	27.00
MnO	0.86	0.83	0.08	0.15	0.55	0.13	2.02	0.47	0.51	0.08
MgO	16.29	13.16	0.56	0.35	13.33	2.05	0.09	23.21	17.36	0.72
CaO	24.98	24.62	34.98	34.17	0.61	35.21	34.99	0.07	25.37	32.84
Na ₂ O	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.07	0.08	0.06	0.00	0.01
NiO	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.19	0.21	0.20	0.00	0.00
Σ	100.28	100.48	99.54	100.12	90.81	97.18	100.25	87.91	99.01	100.38

Примечание. Chl – хлорит, Di – диопсид, Gr – гранат, Ves – везувиан.

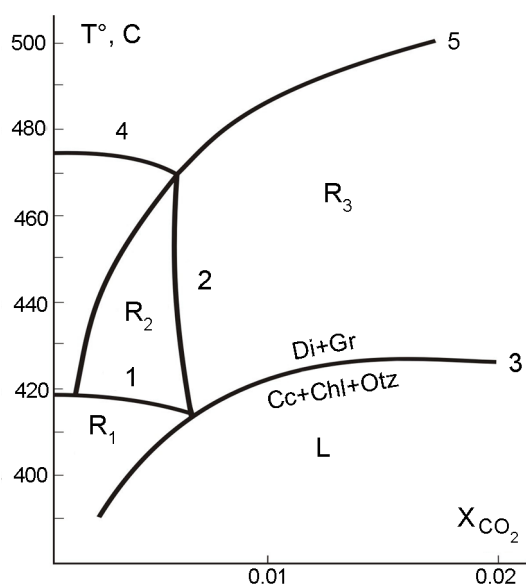


Рис. 2. Поля устойчивости ассоциаций родингитов (R) и лиственитов (L) в координатах температура (T) – мольная доля углекислоты (X_{CO_2}), $P_{общ} = 2$ кбар
Gr – гранат, Di – диопсид, Ves – везувиан, Chl – хлорит, Qtz – кварц, Cc – кальцит, Wo – волластонит. Номера реакций: 1 – $2.1Gr + 1.3Di + 2H_2O = 0.8Ves + 0.1Chl + 1.4Qtz$; 2 – $2.5Gr + Di + Cc + 2H_2O = Ves + 0.5Qtz + CO_2$; 3 – $Gr + 5Di + 4H_2O + 8CO_2 = Chl + 8Cc + 10Qtz$; 4 – $2.5Gr + Di + 0.5Wo + 2H_2O = Ves + 1.5Qtz$; 5 – $Wo + CO_2 = Cc + Qtz$; ассоциации: R₁ – Ves+Chl, R₂ – Ves+Di+Gr, R₃ – Di+Gr, L – Cc+Chl+Qtz.

тов, которое условно показано на диаграмме T– X_{CO_2} модельной системы. Следует иметь в виду, что введение в систему железа понижает температуру образования всех отмеченных ассоциаций [14]. Таким образом, листвениты формируются при температуре ниже 370°C и повышенной активности углекислоты. Температурный диапазон образования лиственитов

на месторождении Золотая гора составляет 360–390°, по [17], и 290–340°C, по [18].

Контактово-реакционные процессы между габбро и дунитом, плагиогранитом и дунитом, их влияние на подвижность золота изучены раньше при 300–500°C и $P_{общ} = 1$ кбар [14, 15]. Было показано, что исходные щелочные или кислые хлоридные растворы в этих условиях нейтрализуются. Это происходит путем насыщения их петрогенными компонентами в зоне взаимодействия контрастных по кремнекислотности пород (ультрабазит–гранитоид). Валовая моляльная концентрация золота в сосуществующем флюиде снижается примерно на 2 порядка. Кроме того, появляются растворы, пересыщенные SiO₂, из которых при концентрации Au^{aq} выше 0.03 и 0.12 мг/л (при 300 и 500°C, соответственно) отлагаются золотоносные силикситы. Взаимодействие базитов и гипербазитов, гораздо менее контрастных по кремнекислотности, генерирует слабощелочные флюиды, способствующие высокой подвижности Ca, Mg, Al и формированию родингитов в целом. В подобной обстановке между контактирующими породами возможен локальный массоперенос Au, если градиент его концентраций достигает нужных значений.

МАССОПЕРЕНОС ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ ЛИСТВЕНИТИЗАЦИИ

Листвениты формируются в ходе карбонатизации, что и определяет их кварц-карбонатный состав. Судя по включениям в лиственитах, материнские золотоносные растворы имеют бикарбонатно-сульфидно-хлоридный состав [5, 8]. Мы моделировали лиственитизацию серпентинитов под действием углекисло-хлоридных растворов. Процесс был изучен путем теоретических и физических экспериментов на

изотермах 300 и 400°C при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар в присутствии пирит-гематит-магнетитового буфера (PHM). Расчеты выполнены с помощью программного комплекса “Селектор-С” [3] со встроенной базой данных SUPCRT98 в версии ее последнего обновления. В качестве исходных растворов переменной кислотности служили: H_2O , 1mKCl, 1mKCl+0,1mHCl, 1mKCl+0,1mKOH, с мольной долей X_{CO_2} во флюиде, равной 0; 0.005 и 0.05, что определяет модельную систему составом K–Ca–Mg–Fe–Al–Si–Au–S–Cl–C–O–H. Смесь минералов твердой навески формировалась максимально приближенной к составу серпентинита Усть-Депского комплекса (№ 57, табл.1). Серпентинит, взаимодействуя с водой, формирует слабощелочную среду, для которой характерна низкая растворимость золота: $\lg \text{mAu} = -7.65$ и -6.67 при 300 и 400°C, соответственно. Добавление углекислоты еще более снижает валовую концентрацию золота в растворе, особенно при 300°C (табл. 5). С появлением KCl растворимость золота слабо растет, в том числе в присутствии CO_2 , благодаря формированию хлорокомплексов Au.

В расчетах, исходя из возможностей баз термодинамических данных программного пакета, участвовали $\text{Au}(\text{HS})^{2-}$, AuCl_3^{2-} , AuCl^{2-} , AuCl^0 , Au^+ и Au^{3+} . Содержание последнего из них оказалась ниже виртуального “порога чувствительности” (10^{-17} моля), остальные комплексы перечислены в порядке уменьшения их роли в составе валовой концентрации золота. Этот порядок оставался неизменным по всему диапазону расчетных параметров. Следует отметить, что доля хлоридной составляющей валовой растворимости Au обычно оставалась на 2–3 порядка ниже гидросульфидной и определялась комплексом AuCl_3^{2-} . Максимальную роль хлорокомплексы Au приобретали лишь в наиболее кислой среде (1mKCl + 0.1mHCl при 300°C и $X_{\text{CO}_2} = 0.05$), где уступали бигидросульфидному ($\text{Au}(\text{HS})^{2-}$) всего 0.5 порядка величины $\lg \text{mAu}$. В щелочной среде, вслед за ростом pH и самопроизвольным увеличением восстановительного потенциала, гематит исчезает, и валовая концентрация золота возрастает за счет гидросульфидной составляющей (табл. 5).

Таблица 5. Параметры сульфидно-углекисло-хлоридных растворов и валовая концентрация золота в них после взаимодействия с серпентинитом по результатам расчетов ($P_{\text{общ}} = 1$ кбар, буфер PHM).

Исходный раствор	pH	$\lg \text{mAu}$	$\lg f_{\text{CO}_2}$	$\lg f_{\text{H}_2\text{S}}$	$\lg f_{\text{O}_2}$	$\lg f_{\text{SO}_2}$
300°C,		$X_{\text{CO}_2} = 0,005$				
H_2O	5.04	-8.33	1.56	-1.19		
1mKCl	5.30	-7.70	1.75	-1.21	-30.98	-6.51
1mKCl + 0.1mHCl	4.77	-8.20	1.75	-1.21		
1mKCl + 0.1mKOH	5.96	-7.05	1.75	-1.21		
1mKCl + 0.1mKOH*	6.16	-6.80	1.75	-1.16	-31.29	-6.92
		$X_{\text{CO}_2} = 0,05$				
H_2O	4.53	-8.88	2.42	-1.21		
1mKCl	4.76	-8.27	2.73	-1.22	-30.98	-6.51
1mKCl + 0.1mHCl	4.27	-8.57	2.76	-1.22		
1mKCl + 0,1mKOH	5.96	-7.05	1.75	-1.21		
400°C,		$X_{\text{CO}_2} = 0,005$				
H_2O	5.01	-6.61	1.18	-0.27		
1mKCl	4.87	-6.03	1.57	-0.29	-24.29	-2.97
1mKCl + 0.1mHCl	4.70	-6.15	1.59	-0.29		
1mKCl + 0.1mKOH	5.01	-5.87	1.62	-0.29		
1mKCl + 0.1mKOH*	6.38	-4.37	1.59	-0.02	-25.91	-5.13
		$X_{\text{CO}_2} = 0,05$				
H_2O	4.81	-6.85	2.04	-0.29		
1mKCl	4.89	-6.08	2.42	-0.30	-24.29	-2.97
1mKCl + 0.1mHCl	4.67	-6.23	2.44	-0.30		
1mKCl + 0.1mKOH	5.29	-5.70	2.39	-0.27	-24.48	-3.23
1mKCl + 0,1mKOH*	5.93	-4.95	2.42	-0.13	-25.33	-4.36

*Примечание.**– сдвиг в поле устойчивости магнетит+пирит (Mgt+Py), гематит (Hem) растворяется со снижением f_{O_2} (см. текст).

Таблица 6. Параметры хлоридных растворов и валовая концентрация золота в них после взаимодействия с лиственитом по результатам расчетов ($P_{\text{общ}} = 1$ кбар, буфер РНМ).

Раствор	pH	lg mAu	lg f_{CO_2}	lg $f_{\text{H}_2\text{S}}$	lg f_{O_2}	lg f_{SO_2}
300°C						
H ₂ O	5.81	-7.54	1.63	-1.19		
1mKCl	5.11	-7.89	1.99	-1.21		
1mKCl + 0.1mHCl	4.29	-8.54	2.02	-1.21	-30.98	-6.51
1mKCl + 0.1mKOH	5.61	-7.40	1.95	-1.21		
400°C						
H ₂ O*	5.98	-5.58	1.32	-0.21	-24.69	-3.50
1mKCl*	5.52	-5.34	1.70	-0.13	-25.25	-4.25
1mKCl + 0.1mHCl	4.20	-6.33	1.68	-0.29	-24.29	-2.97
1mKCl + 0.1mKOH*	5.99	-4.83	1.64	-0.06	-25.68	-4.83

Примечание.* – поле устойчивости Mg+Pu, Нем растворяется

Следующая серия расчетов моделировала взаимодействие собственно лиственитов с аналогичными по составу исходными растворами. Лиственит, близкий к составу № 101 (табл. 1), включает кварц, карбонаты анкерит-магнезитового ряда, хлорит, серицит, пирит, гематит и магнетит. Следует заметить, что при формировании по серпентинитам лиственитов, судя по составу последних, помимо CO₂ привносятся также калий, кальций и глинозем. Расчетным путем были установлены равновесные с лиственитами параметры растворов “in situ”: Eh, pH, I; валовая растворимость матричных элементов системы и золота (lg mAu); фугитивность CO₂, CO, H₂, H₂S, CH₄, O₂, S₂ и SO₂. Сокращенный перечень наиболее важных из них приведен в табл. 6. Очевидно, что взаимодействие лиственита с хлоридными растворами широкого диапазона исходной кислотности (1.7 < pH < 9.8) нейтрализует их. Редокс-потенциал среды, фугитивность CH₄, SO₂ и S₂ поддерживаются буфером РНМ. Активность CO₂ в хлоридной среде без добавления углекислоты определяется растворимостью карбонатов. При этом магнезит изученного состава полностью растворяется, доломит сохраняется в незначительном количестве. Концентрация золота в сосуществующих растворах поддерживается на достаточно низком уровне, минимум наблюдается в наиболее кислых исходных растворах (1mKCl + 0.1mHCl). В этих условиях, судя по расчетам при 300°C, содержание кремнекислоты (lg mSi^{aq} = 1.865) и летучесть CO₂ (lg f_{CO_2} = 2.02) достигают максимума. При 400°C расчетная валовая растворимость золота в системе увеличивается примерно на 2 порядка. Следует отметить, что в этих условиях совмещенная рудно-силикатная ассоциация буферной уже не является, так как результирующие параметры среды оказываются напрямую связанными с составом исходных растворов (табл. 6). На изотерме 400°C в числе твердых продуктов появляются калиевый полевой шпат и мусковит,

что фиксирует переход от лиственитов к пропилитам, который сопровождается существенным увеличением растворимости золота [16].

РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКИХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В базах термодинамических данных программного пакета “Селектор-С” нет сведений о гидрооксо- и гидрооксохлорокомплексах Au, хотя в слабокислых и слабощелочных хлоридных растворах они не исключаются [1]. Кроме того, расчеты не учитывают взаимодействие между главными комплексообразующими золотом – хлором и гидросульфидами, возможность которого показана в [6]. Все это говорит в пользу большей надежности величин валовой растворимости золота, полученных в ходе физических опытов. В связи с этим мы изучили поведение золота и путем физических экспериментов. На изотермах 300 и 400 °C при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар в присутствии буферной ассоциации РНМ было изучено взаимодействие природных серпентинита и лиственита (табл. 1, образцы 57 и 101, соответственно) с исходным раствором 1mKCl+0.1mHCl.

Опыты выполнены ампульно-автоклавым методом, источником Au при растворении служили стенки золотых ампул размером (10×80×0.2 мм). Буферная смесь РНМ вместе с тонкоперетертой породой (по 150 мг каждой) помещались в ампулу, где она контактировала с раствором непосредственно. Это оптимизирует взаимодействие ампулы–раствор–навеска и работу буфера. Длительность опытов составляла 750 и 480 час при 300 и 400°C, соответственно. Закаленные после опытов растворы готовили к анализу по принятой методике, включая предварительную экстракцию золота в диоктилсульфид [6]. Содержание золота определялось методом электротермической атомизации и регистрировалось на атомно-абсорбционном спектрометре Solar. Суммарная ошибка составляла ±10% отн. Состав твердых

Таблица 7. Валовая концентрация золота в растворах, закаленных после взаимодействия с серпентинитами и лиственитами ($P_{\text{общ}} = 1$ кбар).

Серия	Исходная ассоциация	lg mAu	
		300°C	400°C
1	Серпентинит + РНМ	-7.73 ± 0.30	-7.42 ± 0.40
2	Лиственит + РНМ	-7.68 ± 0.35	-7.30 ± 0.30
3	Серпентинит + РНМ	-8.13 ± 0.30	-7.55 ± 0.20
4	Серпентинит + РНМ	-7.59 ± 0.35	-7.10 ± 0.20

Примечание. Серии: 1 – $X_{\text{CO}_2} = 0$, в продуктах – хлоритолит + РНМ; 2 – X_{CO_2} задается карбонатами породы; 3 – $X_{\text{CO}_2} = 0.005$, в продуктах – лиственит + РНМ; 4 – $X_{\text{CO}_2} = 0.05$, в продуктах – лиственит в смеси с пирротинном и магнетитом. РНМ – пирит-гематит-магнетитовый буфер.

продуктов контролировался рентгеном на аппарате ДРОН-3. Концентрация золота, измеренная в закаленных растворах, представлена в табл. 7.

В растворе $1\text{mKCl} + 0.1\text{mHCl}$ без CO_2 антигорит исходной смеси серпентинит+РНМ целиком замещался хлоритом (пеннином – $d/n = 14.03; 7.08; 4.72; 4.57; 3.55 \text{ \AA}$). Двуокись углерода задавали щавелевой кислотой путем ее разложения при выведении опытов в режим. Уже при $X_{\text{CO}_2} = 0.005$ в твердых продуктах опытов образуются карбонаты состава $(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3$ ($d/n = 2.75; 2.08; 1,71 \text{ \AA}$), кварц и примесь того же пеннина. При более высоком содержании углекислоты ($X_{\text{CO}_2} = 0,05$) исходный гематит исчезал и появлялся пирротин ($d/n = 2.08; 2.64; 2.96; 1.04 \text{ \AA}$). Параллельно несколько повышалась валовая концентрация золота, подчеркивая тем самым доминанту его гидросульфидных комплексов, что подтверждало результаты расчетов. Следует заметить, что низкая растворимость золота в углекисло-хлоридных растворах фиксируется как при взаимодействии с исходными лиственитами, так и с образованными по серпентинитам в ходе эксперимента (табл. 7).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разность между растворимостью золота, установленной путем расчетов и измеренной в ходе физических экспериментов, находится в пределах одного порядка величин $\lg \text{mAu}^{\text{aq}}$. Это практически не выходит за интегральную неопределенность каждого из методов. Таким образом, комплекс методов позволяет использовать результаты каждого из них для более полной характеристики процессов. В ходе расчетов, например, установлены *in situ* величины pH, Eh и других параметров среды, формируемой в ходе взаимодействия серпентинитов и лиственитов с хлоридными растворами переменной кислотности. С другой стороны, валовая концентрация золота более корректно измеряется в растворах при физическом эксперименте. Последнее обстоятельство связано с тем, что пока базы термодинамических данных включают не-

полную информацию по формам золота в растворе. Тем не менее, расчеты можно использовать как иллюстрацию соотношения известных форм золота в валовых значениях его растворимости. Возможная ошибка за счет неполноты баз данных и взаимного влияния лигандформирующих компонентов сложного флюида находится в пределах разницы валовых значений растворимости Au, установленных физически и расчетным путем. Эта разница достигает 1.27 и 0.86 порядка величин $\lg \text{mAu}$ при 400 и 300°C, соответственно.

Транспортная роль гидросульфидов, по крайней мере в изученной области P-T- μ параметров, остается ведущей в щелочной обстановке для золота в сульфидно-хлоридно-углекислой среде. Рост восстановительного потенциала, отмеченный выше, стабилизирует гидросульфидные комплексы и приводит к увеличению валовой концентрации Au в сосуществующих растворах. Появление пирротина вместо гематита иллюстрирует это обстоятельство на твердых продуктах физических экспериментов. Наблюдается полная аналогия и с результатами расчетов, которые позволяют считать, кроме того, что эта картина связана исключительно с активностью кислорода в системе. Растворимость Au, измеренная нами физически во флюиде с углекислотой, подтвердила выводы о снижении подвижности золота в подобных условиях, сделанные ранее расчетным путем [4]. В более низкотемпературной области (150–250°C), где в присутствии CO_2 также фиксируется весьма низкая растворимость золота, авторы говорят о “барьерной роли карбонатных пород”, осаждающих золото [7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование поведения золота в сульфидно-хлоридно-углекислой среде позволяет считать, что гидросульфидные его комплексы доминируют как в ходе образования лиственитов, так и в присутствии их. Щелочные растворы подобного состава могут, благодаря спонтанному эффекту восстановления сре-

ды, даже выносить золото из серпентинитов и лиственитов.

Подтверждается, в том числе и физическими экспериментами, отрицательное влияние углекислоты на растворимость золота в хлоридном флюиде. Рост активности CO_2 при поступлении нейтральных и кислых рудоносных растворов способствует, таким образом, отложению золота. Формирующиеся или существующие к моменту поступления рудоносных растворов листвениты служат эффективным барьером, на котором осаждается золото. И это барьер многократного действия, в отличие от родингитов.

Температурный диапазон формирования родингитов Усть-Депского комплекса составляет 370–450°C. Материнский флюид характеризует в этом случае водный состав при крайне низком потенциале CO_2 . При формирования родингитов и соответствующем градиенте концентрации золота между смежными базитами и гипербазитами возможен лишь локальный его перенос, в границах области взаимодействия. Перераспределение и концентрирование золота в этих случаях синхронны биметасоматическим процессам формирования родингитов. Образовавшиеся, родингиты, в отличие от лиственитов, уже не могут служить эффективным барьером для осаждения золота.

Листвениты, связанные в нашем случае с внедрением гранитоидов, формируются в условиях высокой активности углекислоты при более низкой, по сравнению с родингитами, температуре (290–370°C). Установлено, что в метасоматических породах Усть-Депского комплекса концентрация золота существенно выше содержания платины и палладия, источником которых, скорее всего, являются гипербазиты. Перенос золота и его концентрирование обусловлены в этом случае не только субстратом, но и гидротермами, связанными с гранитоидным магматизмом. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке перспектив оруденения. Таким образом, самый молодой, по сравнению со временем образования серпентинитов и родингитов, процесс лиственитизации оказывает влияние на перенос и отложение золота при метасоматическом преобразовании пород Усть-Депского офиолитового комплекса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН, грант 06-2-СО-08-029.

ЛИТЕРАТУРА

- Акинфиев Н.Н., Зотов А.В. Термодинамическое описание хлоридных, гидросульфидных и гидроксокомплексов Ag (1), Cu (1) и Au (1) в диапазоне температур 25–500°C и давлений 1–2000 бар // *Геохимия*. 2001. № 10. С. 1083–1099.
- Зимин С.С., Октябрьский Р.А., Молчанов В.П. и др. Перспективы гипербазитов Усть-Депской зоны офиолитов Среднего Приамурья на хромиты и самородные металлы. // *Рудные месторождения континентальных окраин*. Владивосток: Дальнаука, 2001. Т. 2. Вып. 2. С. 201–232.
- Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. и др. Минимизация свободной энергии Гиббса при расчете гетерогенных равновесий // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. С. 3–21.
- Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П., Моргунов Л.Г. Влияние углекислоты на внутренние равновесия во флюиде при формировании золоторудных гидротермальных месторождений // *Геохимия*. 1997. № 1. С. 46–57.
- Коробейников А.Ф., Гончаренко А.И. Золото в офиолитовых комплексах Алтае-Саянской складчатой области // *Геохимия*. 1986. № 3. С. 328–338.
- Лихойдов Г.Г., Некрасов И.Я. Растворимость золота в комплексной водной сульфидно-хлоридной среде при 300–500 °C и $P_{\text{общ}} = 1 \text{ кбар}$ // *Геохимия*. 2001. № 4. С. 394–403.
- Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф. и др. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоактивных изотопов. Новосибирск: Наука, 1989. 281 с.
- Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 302 с.
- Молчанов В.П., Зимин С.С., Октябрьский Р.А. и др. Минеральный состав и золотоносность лиственитов Усть-Депской зоны офиолитов (Амурская область) // *Рудные месторождения континентальных окраин*. Владивосток: Дальнаука, 2000. Вып. 1. С. 170–180.
- Молчанов В.П., Плюснина Л.П., Ханчук А.И. и др. Платино- и золотосодержащие родингиты в Усть-Депском офиолитовом блоке // *Докл. РАН*. 2006. Т. 406, № 5. С. 678–682.
- Мурзин В.В. Происхождение флюида при формировании золотоносных родингитов по изотопным данным (на примере Карабашского массива альпинотипных гипербазитов, Южный Урал) // *Докл. РАН*. 2006. Т. 406, № 5. С. 683–686.
- Мурзин М.М., Сазонов В.Н., Варламов Д.А., Шанина С.Н. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // *Литосфера*. 2006. № 1. С. 113–134.
- Плюснина Л.П., Некрасов И.Я., Лихойдов Г.Г. Петрогенез родингитов Мунилканского офиолитового блока Верхояно-Чукотской складчатой области // *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1991. № 8. С. 38–50.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Зарайский Г.П. Физико-химические условия формирования родингитов по экспериментальным данным // *Петрология*. 1993. Т. 1, № 5. С. 557–568.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Контактново-реакционное взаимодействие гранитоидов и габбро с гипербазитами и его влияние на подвижность золота и платины // *Тихоокеан. геология*. 1997. Т. 16, № 4. С. 95–101.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Ханчук А.И. Растворимость золота в хлоридных растворах, взаимодействующих с эпидотовыми пропилитами // *Докл. РАН*. 2003. Т. 389, № 3. С. 394–397.

17. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
18. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о “золото-родингитовой формации”). М.: Науч. мир, 2002. 219 с.
19. Auclair M., Gauthier M., Trottier J. et al. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of the Eastern metals serpentinite associated Ni-Cu-Zn deposit, Quebec Appalachians // Econ. Geology and the Bulletin of the Society of Econ. Geologists. 1993. V. 88, N 1. P. 123–138.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

L.P. Plyusnina, G.G. Likhoidov, V.P. Molchanov, Zh.A. Shcheka

Modeling of gold transfer during listwenite and rodingite formation as exemplified by the Ust'-Dep ophiolite complex (Upper Priamurye)

By experimental and thermodynamic modeling gold transfer by chloride and carbonate-chloride hydrothermal solutions at 300 and 400°C isotherms and $P_{\text{tot}} = 1$ kbar was studied. The negative effect of CO_2 on Au solubility in fluids was confirmed. The low values of gold solubility ($\text{mAu} < 10^{-8}$) measured during the experiments explain its precipitation in the process of interaction of serpentinite and listwenite with acid ore-bearing solutions. Listwenite formation was initiated by orogenic granitoids superposed in the studied case on serpentinites and rodingites, and it affects decisively gold transfer in the unified ore-geochemical system. The described metasomatic processes in the Ust'-Dep ophiolites and gold content in its metasomatic rocks confirm the conclusion.

***Key words:* ophiolite, listwenite, rodingite, gold, experiment, , thermodynamic modeling, Upper Priamurye.**

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БУРЕЙНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ
(ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

В.Ю.Забродин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

Поступила в редакцию 30 июня 2006 г.

На основе стандартной методики палеогеографического анализа составлены мелкомасштабные палеогеографические схемы Верхнебуреинской и Гуджикской впадин Буреинского краевого прогиба для плинсбаха, байоса–бата, келловея и титона. Описаны особенности обстановок морской седиментации в течение позднего триаса и большей части юрского периода.

Ключевые слова: палеогеография, поздний триас, юра, литология, стратиграфия, Буреинский краевой прогиб, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

По структурному положению, формационному выполнению и типам дислокаций Буреинский прогиб является типичным представителем краевых прогибов в понимании Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Ю.М. Пушаровского, Л.П. Зоненшайна и др. исследователей [17]. Он располагается на коре континентального типа (на окраине Буреинского микроконтинента) и выполнен молассовыми формациями – нижней (морской) поздне триасового–позднеюрского возраста и верхней, угленосной (прибрежно-морской и континентальной) поздней юры–раннего мела; в последней выделяются паралические и лимнические субформации.

Буреинский краевой прогиб объединяет частные прогибы, или впадины (рис. 1): Верхнебуреинскую (вмещает Буреинский каменноугольный бассейн) с наложенной на нее Кындальской; Гуджикскую, являющуюся юго-восточным продолжением Верхнебуреинской; Бирскую – отдельные небольшие выходы юрских угленосных отложений к югу от Гуджикской впадины. К западу от северного окончания Верхнебуреинской впадины вдоль зоны Южно-Тукурингского глубинного разлома известны юрские отложения, выполняющие небольшой Моринский прогиб, большей частью перекрытый меловыми формациями – угленосной молассой Огоджинской впадины и вулканитами Огоджинского вулканоплутонического ареала. Скорее всего, этот прогиб также является частью Буреинского краевого прогиба [11]. В целом Буреинский краевой прогиб представляет со-

бой юго-западную окраину обширного морского бассейна, занимавшего значительные площади Приамурья [14].

Ниже рассматривается палеогеография основной части Буреинского краевого прогиба – Верхнебуреинской и Гуджикской впадин, т.к. только здесь имеются перспективы выявления месторождений углеводородного сырья.

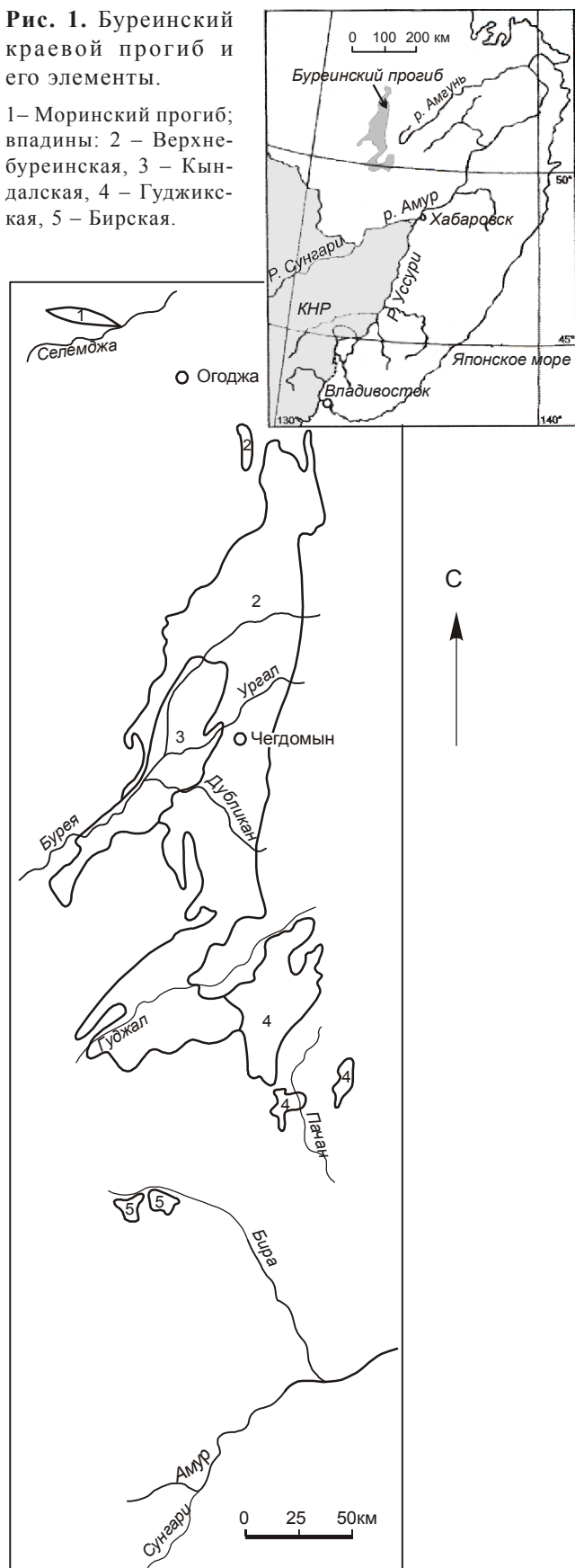
Детальный палеогеографический анализ ранее проводился практически только для области распространения угленосных отложений (верхняя юра – нижний мел) центральной и южной частей Верхнебуреинской впадины. Основные результаты заключены в основополагающей работе Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольдштейн [6]. Более поздние работы, среди которых наиболее полные результаты принадлежат И.И. Шарудо с соавторами [19], В.Г. Варнавскому и В.В. Крапивенцевой [5], также затрагивали только угленосные отложения. Интересные результаты Ю.Г. Морозова, обобщившего материалы крупномасштабных геолого-съёмочных работ, в значительной мере использованы в [1, 2].

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфия морских отложений Буреинского краевого прогиба в последние десятилетия XX была существенно уточнена ([4, 7–9, 13, 16, 18, 19, 21]; материалы геолого-съёмочных работ, проведенных под руководством Ю.Г. Морозова, В.И. Корниенко, Ю.П. Змиевского, А.И. Буханченко и др., биостратиграфических работ И.И. Сей и Е.Д. Калачевой [15],

Рис. 1. Буреинский краевой прогиб и его элементы.

1 – Моринский прогиб; впадины: 2 – Верхнебуреинская, 3 – Кындальская, 4 – Гуджикская, 5 – Бирская.



Е.А. Брудницкой и др.). Наиболее поздние сведения, полученные в 80-х гг. прошлого столетия, содержатся в работах [1–3, 11] и в Легенде Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Все стратоны охарактеризованы органическими остатками (в основном морской фауны), уточненная номенклатура и возраст которых приведены в работе [3]. Верхнетриасовые и юрские отложения прогиба сейчас расчленяются следующим образом.

Триасовая система, нижний норий. Демкуканская толща. Конгломераты от мелкогалечных до валунных, конглобрекнии, песчаники от мелкозернистых до гравелистых аркозовые и граувакковые, местами с дрсевой подстилающих гранитоидов; гравелиты, алевролиты. Характерные черты толщи – резкие колебания состава в разных выходах как по разрезу, так и по простиранию. Мощность – 350–700 м. Заметное преобладание гранитоидов, распространенных в пределах Буреинского массива, в обломочном материале псефитовых пород отличает демкуканскую толщу от одновозрастных образований соседних складчатых областей.

Эти отложения являются связующим звеном между Урмийским и Буреинским краевыми прогибами. Они сохранились в небольших тектонических блоках только у юго-восточной окраины Буреинского краевого прогиба, на северо-западной оконечности Урмийского прогиба и в пределах Сынчугинского выступа фундамента Буреинского массива [1, 2].

Юрская система. Верхний синемюр. Синемюрские отложения расчленены на 2 согласно залегающие толщи. **Хавадгинская толща** известна только в восточной части Гуджикской впадины и (совместно с демкуканской толщей) на Сынчугинском выступе фундамента Буреинского массива. Непосредственные соотношения ее с подстилающими образованиями нигде не наблюдались. Сложена она [2] резко преобладающими алевролитами, мелко-среднезернистыми аркозовыми песчаниками с единичными пластами литокластических туфов андезитов и кристалловитрокластических туфов кислого состава и линзами известняков. Мощность толщи составляет 1250 м.

Таксинская толща распространена в восточной части Гуджикской впадины. Доминируют в составе толщи разномзернистые граувакковые песчаники, но встречаются и аркозовые разности. Алевролиты слагают сравнительно мощные пласты и линзы. Линзы гравелитов и конгломератов приурочены к нижней части разреза. Мощность отложений меняется от 675 до 1020 м [1, 2]

Вышележащие отложения известны в пределах большей части рассматриваемой области Буреинского краевого прогиба.

Дешская свита (плинсбах–нижний тоар). На восточном крыле Гуджикской впадины свита согласно наращивает разрез таксинской толщи, на западном – трансгрессивно налегает на породы фундамента Буреинского массива [2]. В восточной части Верхнебуреинской впадины иногда наблюдается трансгрессивное залегание свиты на фундаменте массива в пределах Чегдомынского выступа, чаще же контакты ее с подстилающими образованиями дизъюнктивные. В составе свиты в нижней части преобладают разнозернистые аркозовые и граувакковые песчаники с пластами и линзами конгломератов, брекчий и гравелитов; песчаники местами содержат примесь пирокластики. В верхней части разреза свиты преобладают алевролиты, нередко песчаные, реже встречаются разнозернистые аркозовые и граувакковые песчаники; отмечаются линзы конгломератов и гравелитов, прослойки туфоалевролитов и аргиллитов. В бассейне р. Такса алевролиты нередко содержат углефицированный растительный детрит. На севере Верхнебуреинской впадины в верхней части разреза фиксируется пачка однообразных алевритовых песчаников, в которых встречаются обломки обуглившейся древесины, редкие отпечатки веток и стволов растений, марказитовые конкреции [11]. Мощность свиты составляет 570–800 м. Считается [3, 13], что нижнеплинсбахские отложения в Буреинском прогибе отсутствуют, однако следует заметить, что эти представления основываются только на отсутствии находок органических остатков соответствующего возраста. Видимая непрерывность разреза и согласное залегание отложений позволяют предполагать присутствие нижнего плинсбаха хотя бы в некоторых частях Буреинского прогиба.

Синкальтинская свита (аален–нижний байос). В основании свиты иногда фиксируется местный размыв. На западном крыле северного замыкания Верхнебуреинской впадины свита трансгрессивно залегает на гранитоидных интрузивах Буреинского массива. Нижняя подсвита: алевролиты, нередко песчаные, известковистые, горизонтально- и линзовиднослоистые, песчаники разнозернистые граувакковые и аркозовые, конгломераты, гравелиты, брекчии, единичные линзы известняков. Мощность – 80–645 м. Верхняя подсвита: песчаники разнозернистые аркозовые и граувакковые, с пластами и линзами алевролитов, лав и пепловых туфов кислого состава. Мощность – 400–1100 м. В песчаниках и алевролитах часто встречается углефицированный и лимонитизированный растительный детрит. Состав свиты,

как и всех вышележащих стратонев, испытывает резкие фациальные колебания. Все стратонев литологически неоднородны и выделяются, в основном, по биостратиграфическим критериям.

Эпиканская свита (нижний байос) согласно наращивает синкальтинскую. Нижняя подсвита: алевролиты, нередко песчаные, слоистые, с прослоями мелкозернистых аркозовых и граувакковых песчаников, туфоалевролитов и аргиллитов, песчаники аркозовые и граувакковые с пластами песчаников с текстурами взмучивания осадка, риолиты и их лавобрекчии. Мощность подсвиты – 450–900 м. Верхняя подсвита: валунные конгломераты, песчаники граувакковые мелкозернистые и алевритистые линзовиднослоистые с текстурами взмучивания и оползания осадка, с линзами алевролитов и конгломератов, песчаники разнозернистые аркозовые, нередко известковистые, алевролиты однородные и тонкослоистые с марказитовыми конкрециями, с линзовидными прослоями песчаников и аргиллитов. Характерной чертой пород подсвиты является очень темная, почти черная окраска, а также скорлуповатая отдельность. Мощность – 500–990 м.

Эльгинская свита (верхний байос–бат) согласно или с небольшими местными размывами перекрывает эпиканскую, на западе северного окончания Верхнебуреинской впадины трансгрессивно налегает на граниты [11]. Нижняя подсвита: песчаники граувакковые от алевритистых до среднезернистых с пачками тонкого и грубого переслаивания их с алевролитами, содержащими растительный детрит, с линзами и пластами кислых эффузивов, туфопесчаников, аргиллитов, брекчий и конгломератов; в верхней части подсвиты в породах нередко марказитовые конкреции. В алевролитах видны текстуры взмучивания осадка, в песчаниках иногда встречаются следы ползания илоедов. Местами в основании подсвиты залегают мелкогалечные конгломераты, конгломератовидные и гравелистые аркозовые песчаники. Мощность отложений – 830–1480 м. Верхняя подсвита: алевролиты, песчаники аркозовые и граувакковые, разнозернистые, часто известковистые и туфогенные, с пластами алевролитов, туфоалевролитов, аргиллитов, туфопесчаников, гравелитов, линзами пепловых туфов кислого состава и углей; в верхах подсвиты – пачка переслаивающихся алевролитов, туфоалевролитов, пепловых туффов и туфов кислого состава, аркозовых песчаников. Очень редко встречаются линзы кварцевых песчаников. Мощность подсвиты – 805–960 м.

Чеганыйская свита (бат). Тонкое и грубое переслаивание зеленовато-серых граувакковых песчаников с алевролитами, прослойки туфопесчаников,

линзы аркозовых песчаников с многочисленными конкрециями марказита, алевролиты, часто песчаные, с растительным детритом и марказитовыми конкрециями, с редкими пластами и прослоями песчаников, аргиллитов, туфоалевролитов, брекчий. Примесь пирокластики в породах чаганыйской свиты незначительна [1]. Мощность – 580–1000 м.

Талынжанская свита (келловой–нижний оксфорд) на востоке Буреинского прогиба согласно залегает на чаганыйской, а на западе с базальным горизонтом конгломератов перекрывает позднепалеозойские граниты и нижнюю подсвиту эльгинской свиты. Представления об объеме, составе и площадях распространения талынжанской и вышележащей дубликанской свит в конце прошлого века были пересмотрены на основании материалов геологических съемок ([1, 2, 11]; легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты 1000/3) и заметно отличаются, например, от приведенных в работе И.И. Шарудо и др. [20]. Нижняя подсвита (келловой): песчаники мелко-среднезернистые граувакковые и аркозовые с пачками тонкого переслаивания граувакковых песчаников с алевролитами, пласты и линзы туфопесчаников, аргиллитов, брекчий. Характерны горизонтально- и линзовиднослоистые текстуры и текстуры взмучивания осадка, в верхней части подсвиты присутствуют породы с растительным детритом и слюдой на плоскостях напластования. На правом берегу р. Ургал, по данным Ю.Г. Морозова, в верхней части подсвиты в песчаниках исчезают текстуры взмучивания осадка, а зеленоватый цвет пород сменяется буровато-серым. Здесь присутствуют углефицированные остатки корней растений, которые пронизывают породы перпендикулярно плоскостям напластования. Эти отложения, по мнению Ю.Г. Морозова, фиксируют постепенную смену морского режима осадконакопления континентальным; в них появляются остатки двустворок, характерных для опресненных бассейнов лагунного типа. Мощность отложений колеблется от 100 до 300 м.

Верхняя подсвита (нижний оксфорд): пепловые туффиты и туфы кислого состава, иногда углистые, аргиллиты, алевролиты, туфоконгломераты, разноморные аркозовые песчаники; встречаются углистые аргиллиты и прослои (2–30 см) матовых и блестящих каменных углей, пласты алевролитистых песчаников с растительным детритом и углефицированными остатками корней растений. Мощность – до 335 м. Такой состав отложений подсвиты, характерный для района Ургальского каменноугольного месторождения, где для терригенных пород типичны хорошие сортировка и окатанность обломков, гори-

зонтальная и волнисто-горизонтальная слоистость, Ю.Г. Морозов связывает с фациями рек, озер и болот. К северо-востоку от р. Ургал отложения подсвиты становятся более грубыми.

Дубликанская свита (титон, континентальные лимнические отложения). Конгломераты, разноморные аркозовые песчаники, пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей, пласты каменных углей и пепловых туфов кислого состава. Мощность резко колеблется, достигая 600 м.

В Бирской впадине распространены прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения, расчлененные [13] на свиты лангарийскую (300–960 м; аналог дешской свиты), катонскую (400–850 м; аналог эльгинской свиты) и будаканскую (180–300 м; аналог чаганыйской свиты). В Моринском прогибе мелководные терригенные отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты с предполагаемой мощностью не менее 2150 м) не имеют надежной палеонтологической характеристики. Возраст их условно принят среднеюрским [11], а по составу они могут быть скореллированы практически с любым стратоном нижней и средней юры Верхнебуреинской впадины.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Следующий текст является кратким пояснением к палеогеографическим схемам, составленным для 4 временных срезов (рис. 2–9). Необходимо иметь в виду, что любые палеогеографические построения, будучи реконструкциями, всегда содержат тот или иной элемент условности и неопределенности.

Весь период морской седиментации характеризуется обстановками неглубокого шельфового моря, дно которого время от времени испытывало воздымания и превращалось в сушу (рэт, геттанг, ранний плинсбах, поздний тоар), видимо, островную в течение двух последних временных интервалов. В целом это была окраинная часть раннемезозойского моря, занимавшего обширные площади к востоку и северу от современного Туранского блока Буреинского массива [14]. Учитывая особенности распространения нижнеюрских отложений (в первую очередь, хавадинской и таксинской толщ), можно полагать, что восточный край бассейна располагался восточнее современной границы Буреинского прогиба. Анализ фаций, мощностей осадков и фауны, а также дизъюнктивный характер большей части контактов дешской и синкальтинской свит с породами фундамента Буреинского массива позволяют предположить, что в раннеюрскую эпоху (рис. 2, 3) и в начале среднеюрской

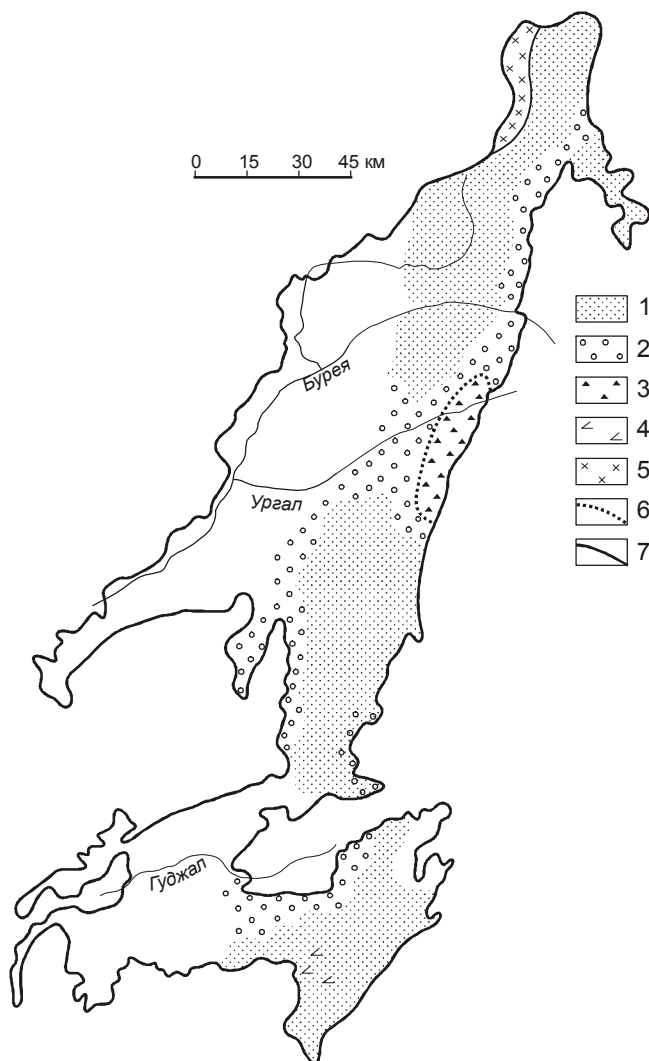


Рис. 2. Литолого-фациальная схема нижнеюрских (плинсбах, дешская свита) отложений.

1 – песчаные и алевито-песчаные отложения, 2 – грубо-обломочные отложения, 3 – древние коры выветривания, 4 – растительный детрит, 5 – граниты, 6 – фациальные границы, 7 – современные границы Буреинского прогиба.

эпохи (рис. 4, 5) ось максимального прогибания располагалась на месте современного Чегдомынского выступа фундамента. Западная граница бассейна осадконакопления располагалась значительно восточнее современной западной границы Буреинского краевого прогиба. Ее положение устанавливается на основании того, что верхнебайосские отложения (нижнеэльгинская подсвита) трансгрессивно залегают на выступах фундамента прогиба (установленных бурением и геофизическими методами), полоса которых фиксирует положение западной береговой линии позднебайосского моря.

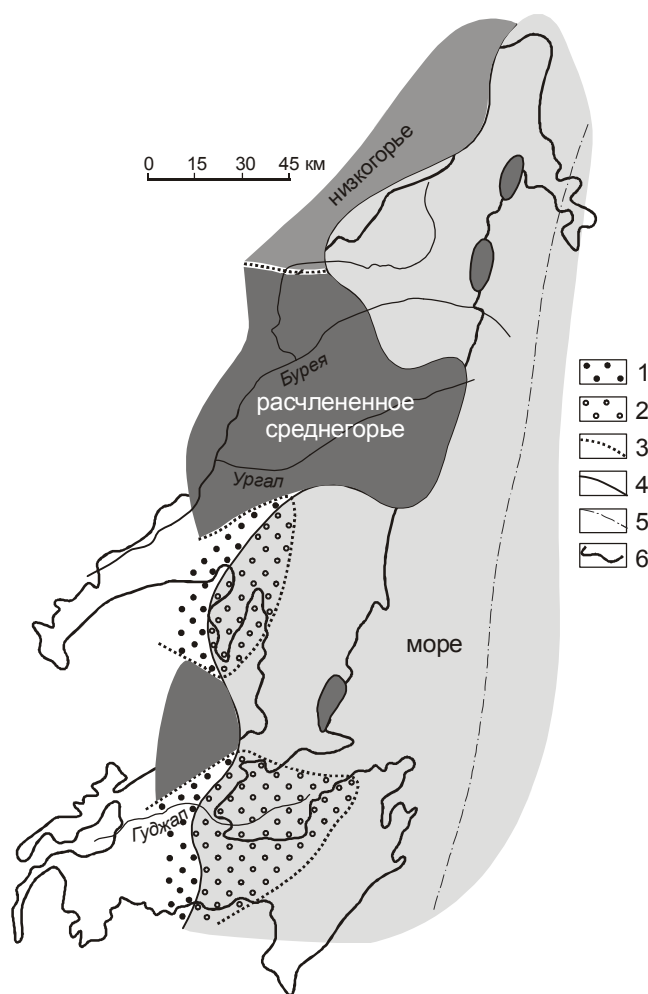


Рис. 3. Палеогеографическая схема Буреинского прогиба для плинсбахского века.

1 – палеодельты и палеоконусы выноса на суше, 2 – то же, подводные, 3 – границы форм рельефа, 4 – реконструируемое положение береговой линии, 5 – ось максимального прогибания бассейна, 6 – современные границы Буреинского бассейна.

В батский век особенности распределения мощностей отложений четко фиксируют смещение к западу не только западного края, но и оси наибольшего прогибания бассейна. Последний, по-видимому, с востока постепенно отшнуровывается от открытого моря, а район Чегдомынского выступа становится уже областью сноса (рис. 5). Такая миграция вызвала изменение формы дна водоема, и с этого времени уже хорошо прослеживается возникновение конседиментационной структуры Буреинского краевого прогиба в целом. Присутствие среди песчаных слоев с морской фауной в верхнеэльгинской подсвите маломощных

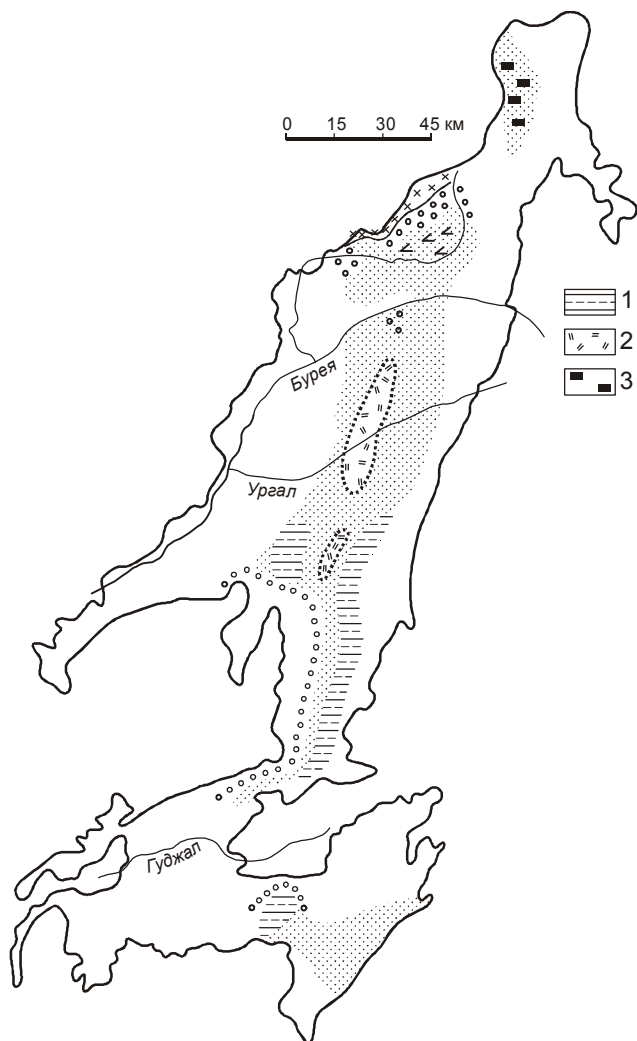


Рис. 4. Литолого-фациальная схема среднеюрских (байос–бат, эльгинская свита) отложений.

1 – песчано-алеврито-глинистые отложения, 2 – риолиты, 3 – углистые отложения. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

прослоев углистых пород, иногда с линзочками угля, с отпечатками *Coniopteris* и *Hausmania* позволяет сделать вывод: в начале батского века море обмелело настолько, что появились острова, а по присутствию кислых вулканитов можно заключить, что эти острова были вулканическими. Однако вторая половина этого временного интервала характеризуется вновь увеличением глубины бассейна, в котором отлагался в основном глинисто-алевритовый материал.

С позднебатского времени, когда накапливались осадки чаганыйской свиты, общее воздымание территории и сокращение площади морского бассейна принимает необратимый характер; обстановки осадконакопления в чаганыйское время в целом соответ-

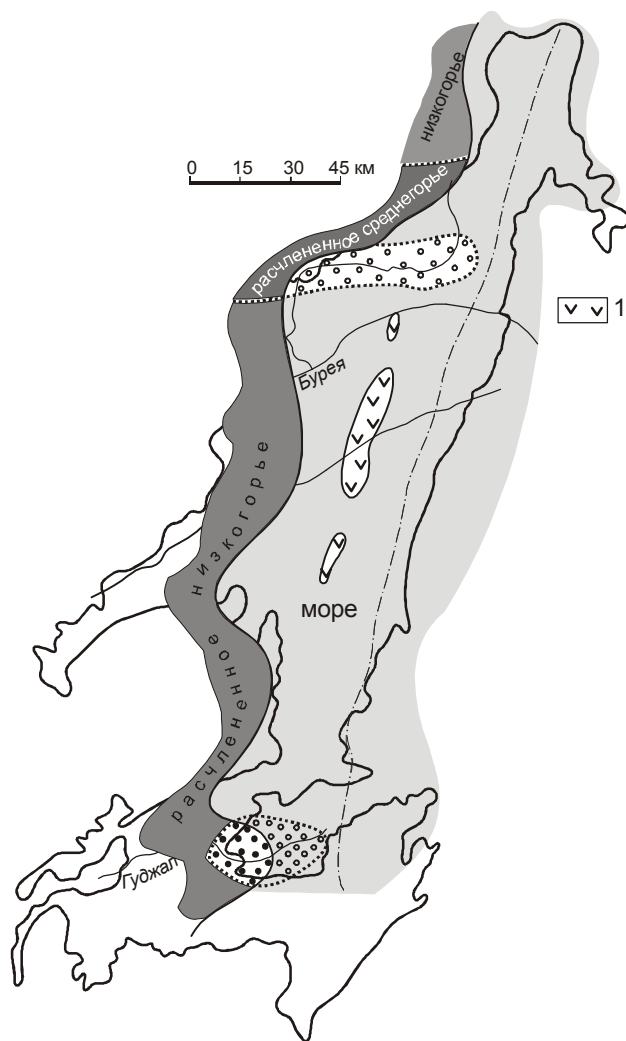


Рис. 5. Палеогеографическая схема Буреинского прогиба для рубежа байосского и батского веков.

1 – вулканические острова. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3.

ствуют лагунным фациям. На востоке реконструируется нагорье, оконтуривающее водоем в границах, близких к современным границам Буреинского прогиба. И на востоке, и на западе верхнеэльгинские образования выводятся на поверхность, т.е. чаганыйский бассейн не выходит за контуры эльгинского. Область наибольшего прогибания чаганыйского бассейна реконструируется в районе современных поселков Чегдомын и Ср. Ургал, совпадая с Ургальским палеоподнятием, которое в это время было относительно опущено, возможно, в связи с заложением Ургальского разлома. В области современной Иорекской горст-антиклинальной зоны происходит воздымание фундамента прогиба, вследствие чего сокращаются мощ-

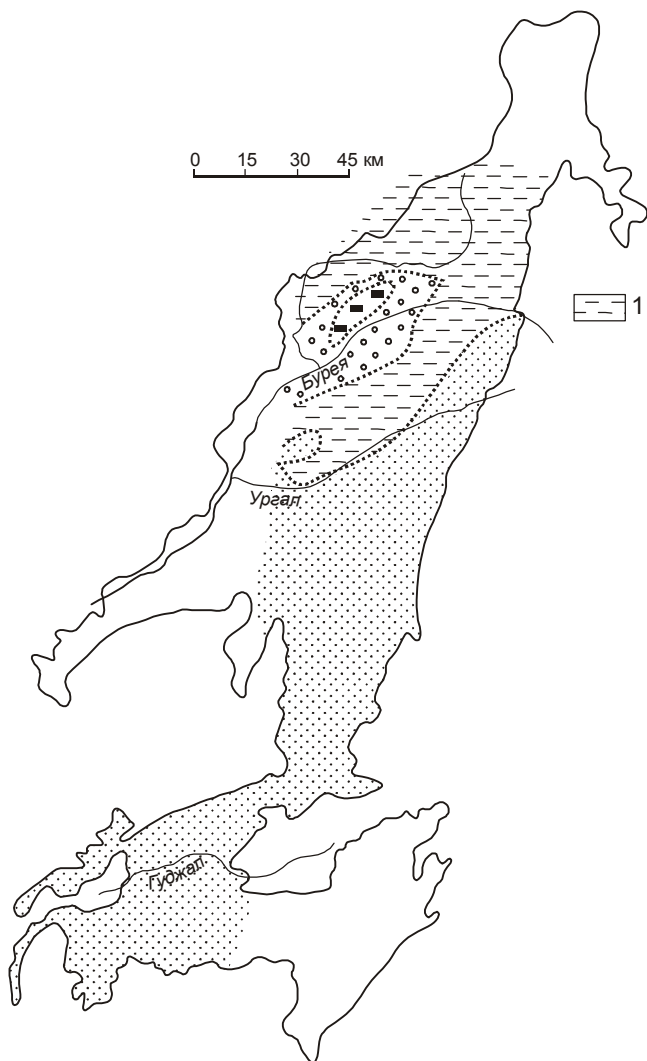


Рис. 6. Литолого-фациальная схема верхнеюрских (келловей, талынжанская свита) отложений.

1 – алевроито-глинистые отложения. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2, 4.

ности осадков вплоть до их полного выклинивания. По краям воздымающегося участка заложилась конседиментационные флексуобразные изгибы, развитие которых, видимо, привело к образованию дизъюнктивов.

Не совсем точные представления об особенностях литологии псаммитовых и псефитовых образований (представлялось, что они имеют преимущественно аркозный состав; эти представления фигурируют и в последней по времени публикации работе Г.Л. Кирилловой [12]) заставили в свое время предполагать, что практически весь период морской седиментации характеризовался резко преобладающим поступлением обломочного материала с запада – из

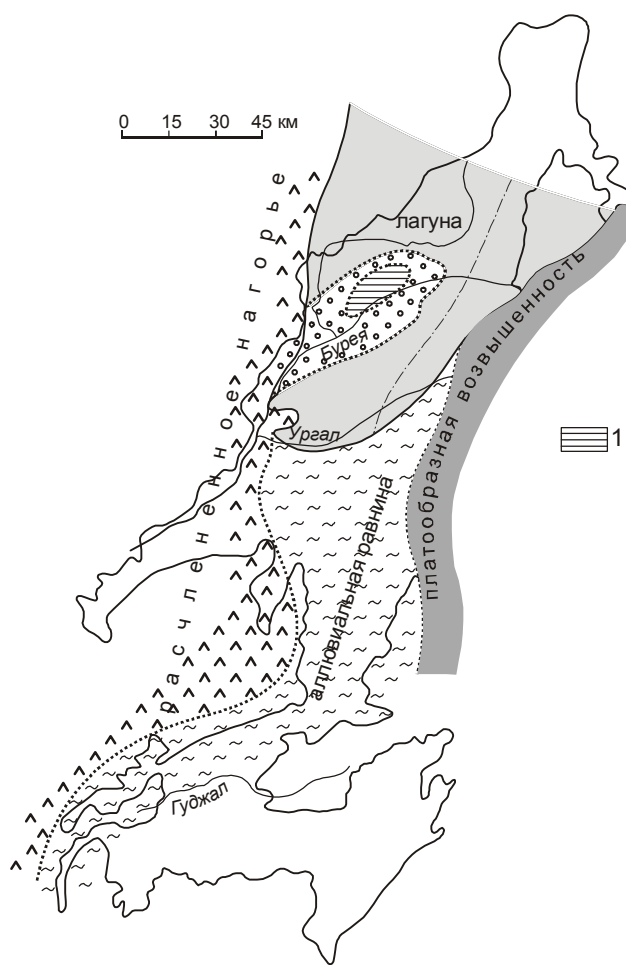


Рис. 7. Палеогеографическая схема Бурейского прогиба для келловейского века.

1 – заболочивающиеся участки, стабилизированные на конусах выноса. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3, 5.

области современного Туранского поднятия, где на основании этого предполагалось существование сильно расчлененной горной страны, в противоположность сглаженному рельефу восточного борга Бурейского палеобассейна. Резкое увеличение поступления обломочного материала с востока предполагалось лишь с талынжанского времени [6]. Выше отмечалось, что практически все стратоны содержат как аркозовые, так и граувакковые осадки. Поскольку последние, по-видимому, могли отлагаться только за счет преимущественного поступления обломочного материала с востока, можно предполагать, что в северной части Сихотэ-Алинского морского бассейна уже как минимум с ранней юры существовали круп-

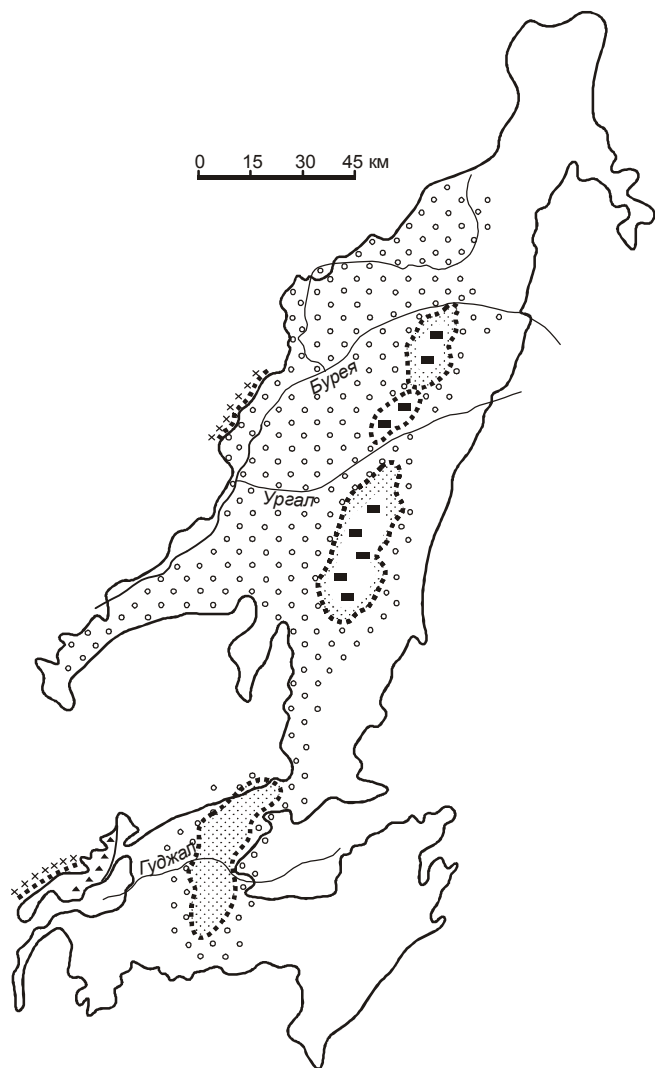


Рис. 8. Литолого-фациальная схема верхнеюрских (титонский ярус, дубликанская свита) отложений. Условные обозначения те же, что на рис. 2, 4, 6.

ные участки островной (?) суши, постепенно разделявшие бассейн на субширотно вытянутые ветви – это подчеркивается распределением грубообломочных отложений позднего триаса–ранней юры в бассейнах рр. Амгунь и Дуки [10].

Наиболее неоднозначны предлагаемые реконструкции для талынжанского времени. Большинство существующих палеогеографических построений (в том числе и наиболее поздние из опубликованных – [20]) исходили только из отсутствия остатков морской фауны в отложениях талынжанской свиты, из-за чего режим осадконакопления конца келловоя – начала оксфорда определялся как континентальный. Однако вряд ли прибрежно-морские обстановки конца

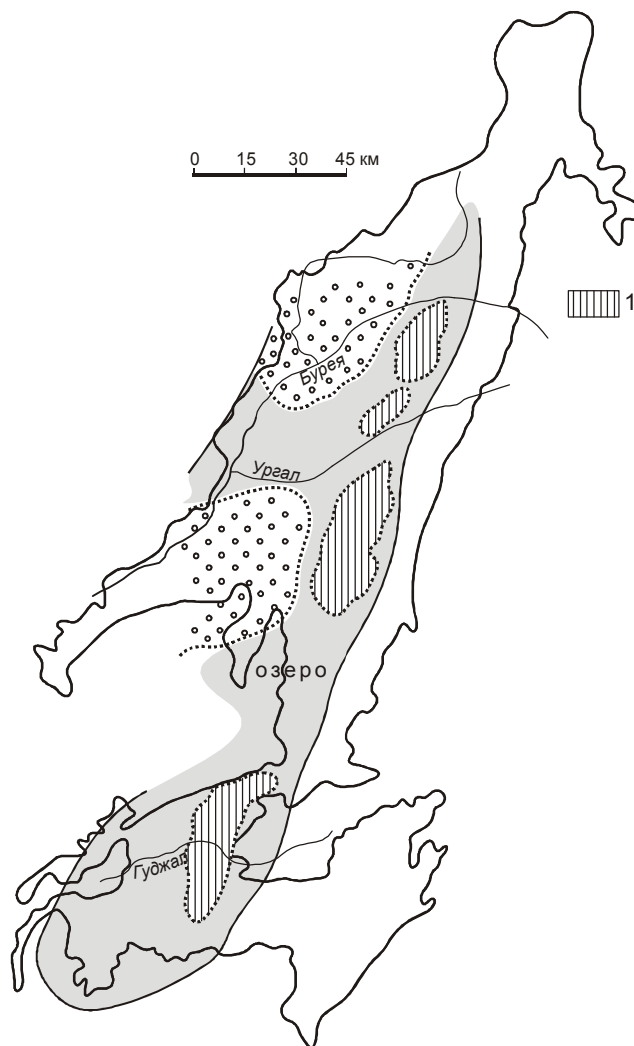


Рис. 9. Палеогеографическая схема Буреинского прогиба для титонского века.

1 – заболачивающиеся участки озера. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3, 5, 7.

чаганыйского времени резко сменились континентальными (учитывая согласное залегание чаганыйской и талынжанской свит). Скорее всего, такая смена происходила постепенно, и, как полагал Ю.Г. Морозов, алевроито-глинистые осадки нижней части талынжанской свиты отлагались в прибрежно-морских условиях. Следуя построениям Ю.Г. Морозова, ниже предлагается следующая реконструкция. Она выглядит недостаточно обоснованной, поэтому ее следует рассматривать лишь в качестве одного из вариантов, требующего подтверждения целенаправленными полевыми исследованиями.

Келловейский век (первая половина талынжанского времени) характеризуется тем, что границы

морского бассейна несколько сместились к северу (при общем его обмелении); в прогибание вовлеклись области, располагавшиеся западнее границ чаганыйского и эльгинского морей. Одновременно сместились к западу и восточная граница моря, а ось максимального прогибания бассейна для этого времени реконструируется на месте бывшего западного побережья чаганыйского моря. Вследствие этого на востоке осадки талынжанской свиты нормально залегают на чаганыйских, в то время как на западе первые налегают на эльгинские отложения и фундамент массива.

Особенности келловейских отложений (хорошая сортировка и выдержанность размерности зерен пород) позволяют предполагать, что области сноса обладали относительно сглаженным рельефом. Реконструируются следующие черты палеогеографии конца келловей–начала оксфорда (начало господства континентального режима, обстановка параличского осадконакопления; рис. 6, 7). Морская седиментация протекала в мелком заливе, открытом к северу и северо-востоку, а на юге доходившем примерно до современной р. Ургал. Южное и юго-восточное побережья представляли собой слабо приподнятую низменность, где формировались осадки лагунных и дельтовых фаций, причем на отдельных конусах выноса развивались болота, в которых началось образование угленосных отложений. В районе современного междуречья Буреи и Нимана фиксируется обстановка обширной дельты горных рек, отложения которой, заполняя морской залив, выходили на дневную поверхность и заболачивались. Западный берег залива реконструируется как расчлененное низкогорье, а восточный – как платообразная возвышенность (рис. 7).

К середине оксфордского века полностью отшнуровавшийся и сократившийся в размерах бассейн превращается в пресноводное озеро (хотя, видимо, временами и возобновлявшее связь с морем), заполнявшееся аллювиальным материалом впадавших в него рек, более мелким песчаным с севера, востока и юга, грубым и плохо сортированным – с запада. Со временем мелководное озеро начало заболачиваться, происходит накопление торфяников, из которых развивались пласты углей верхней части талынжанской свиты. Воздушные потоки приносят массу вулканического пепла, что обусловило отложение пепловых туфов и засорение углей. Наибольшее компенсационное прогибание для этого времени осадконакопления совпадает с выделяющейся в современной структуре Буреинского краевого прогиба Буре-

инской зоной складок, приуроченной практически к восточному борту прогиба.

Отложения верхов оксфорда и всего кимериджа не сохранились. Отсутствие верхнеюрских отложений в бассейне верхнего течения р. Амгунь, несогласное залегание титонской падалинской свиты на среднеюрских стратонах [10] свидетельствуют о полном господстве континентального режима (при отсутствии сколько-нибудь значительных водоемов) как на западе Сихотэ-Алинской складчатой системы, так и на всей территории Буреинского краевого прогиба в течение большей части поздней юры.

Титонский век (рис. 8, 9) характеризуется обстановкой лимнической седиментации (дубликанская свита). Происходит воздымание западных, северных и южных частей обрамления Буреинского прогиба, что вызывает резкую активизацию деятельности талынжанских рек. Озерный бассейн заносится плохо сортированным грубообломочным материалом, в составе которого преобладают граниты. Лишь для сравнительно небольших участков для кратких промежутков времени реконструируются условия озерного осадконакопления, сменяющиеся обстановками торфяных проточных болот. Но к самому концу юрского периода, видимо, вновь устанавливаются условия, близкие к условиям формирования отложений верхней части талынжанской свиты – крупный озерный бассейн, постепенно превращающийся в озерную равнину [20]. Есть, однако, и существенные различия. В титоне значительно уменьшается поступление пеплового материала, и в то же время значительно улучшаются условия для устойчивого углеобразования – формируется заболоченная плоская долина дряхлеющей реки [6, 20].

Представляет интерес выявление источника поступления вулканического материала (преимущественно пеплового) в бассейны всех рассмотренных этапов юрской седиментации. Ю.Г. Морозов предполагал существование центров вулканической деятельности в пределах современного Чегдомынского выступа, т.е. образование там островной дуги. Доказательства такого предположения отсутствуют – в этом районе нет никаких следов юрского вулканизма, нет даже интрузивных тел соответствующего возраста, которые хотя бы могли рассматриваться как корневые зоны и области питания вулканов. Ближайшая область проявления юрского вулканизма располагается в северном Китае. Несмотря на значительные расстояния, именно там и следует, видимо, искать основную источник поступления пеплового материала в большую часть юрских отложений Буреинского про-

гиба. Возможно, впрочем, существование вулканической суши (архипелаги?) в пределах Сихотэ-Алинского юрского бассейна – не даром туфы и туффиты кислого состава достаточно широко представлены во всех юрских стратонах северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы [10].

Палеогеодинамический анализ показывает, что Буреинский краевой прогиб заложился, развивался и завершил свое существование на коре континентального типа, в условиях стабильной пассивной континентальной окраины [12]. Практически все достоверно восстанавливаемые движения, предопределившие структуру и формационное выполнение прогиба, были вертикальными, в большинстве случаев – малоамплитудными сбросовыми [1, 2]. Единственно надежно фиксируемыми горизонтальными движениями были малоамплитудные левые сдвиги, проявившиеся, видимо, на поздних этапах геологической истории прогиба, возможно, как отголоски крупных сдвигов, расколовших восточную часть Буреинского массива по дизъюнктивам системы Тан-Лу. Сказанное, конечно, не следует понимать как отрицание возможности значительных горизонтальных перемещений Буреинского массива как целого (см., например, [12] и др.).

Проведенный анализ палеогеографических обстановок большей части юрского периода, как представляется, может служить для прогнозирования общего объема углеводородного сырья в Буреинском краевом прогибе, т.к. морские отложения юры, по видимому, являлись источником поступления углеводородов в верхние части отложений прогиба, где и формировались их месторождения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Считаю своим приятным долгом выразить признательность И.И. Сей и Е.Д. Калачевой, чьи замечания подвигли меня на устранение недочетов и неясностей в предлагаемой работе. Особую благодарность выражаю А.П. Сорокину, инициировавшему и поддерживавшему настоящую работу и заинтересованно обсуждавшему результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. (Изд-ние 2-ое). Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын): Объясн. зап. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.+5 вкл.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. (Изд-ние 2-ое). Серия Буреинская. Лист М-53-XIV (Сулук): Объясн. зап. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.+5 вкл.
3. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России /И.И.Сей, Т.М.Окунева, Т.Д.Зонова, Е.Д.Калачева, Е.А.Языкова. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
4. Брагинский С.М. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-VII: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 91 с.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины //Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 107–121.
6. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне (методы и результаты). М.: Госгеолиздат. 1949. 230 с. (Тр. ВИМС. Вып. 176).
7. Дарбинян С.С. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-VIII: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 84 с.
8. Дарбинян С.С. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-XX: Объясн. зап. М.: Недра, 1962. 60 с.
9. Дыренко В.А. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-I: Объясн. зап. М.: Недра, 1964. 76 с.
10. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. (Изд-ние 2-ое). Серия Комсомольская. Лист М-53-X (верховье р. Дуки). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 149 с.+5 вкл.
11. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 1 000 000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист N-53 (Шантарские острова). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2006 (в печати): Объясн. зап. (510 с).
12. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские–кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
13. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.+38 сх.
14. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья (К 50-летию ФГУГПП “Хабаровск-геология”). Хабаровск: Магеллан. 1999. С. 80–94.
15. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.
16. Сигов В.Ф. Геологическая карта СССР. 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-II: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 94 с.
17. Структура континентов и океанов (терминологический справочник). (Изд-ние 2-ое, перераб. и дополн.) / В.Ю. Забродин, Г.Л. Кириллова, В.А. Кулындышев, Л.А.Кулындышева, В.И. Синюков, В.А. Соловьев, Р.Ф. Черкасов. М.: Недра, 1979. 511 с.

18. Сухов В.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-ХІІІ: Объясн. зап. М.: Недра, 1963. 68 с.
19. Тонян Р.М. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-ХХХІІ: Объясн. зап.. М.: Недра, 1965. 84 с.
20. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.
21. Школьник Э.Л. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-ХІV: Объясн. зап. М.: Недра, 1962. 64 с.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

V.Yu. Zabrodin

Paleogeography of the Bureya foredeep in the Jurassic period (Far East)

Based on standard methods of paleogeographic analysis, small-scale paleogeographic sketch maps of the Upper Bureya and Gudzhik depressions of the Bureya foredeep have been compiled for the Pliensbachian, Bajocian, Bathian, Callovian, and Tithonian. The features of settings and marine sedimentation in the Late Triassic and major part of the Jurassic period are described.

***Key words:* paleogeography, Late Triassic, Jurassic, lithology, stratigraphy, Bureya foredeep, Far East.**

ПОЗДНЕТРИАСОВАЯ (МОНГУГАЙСКАЯ) ФЛОРА ПРИМОРЬЯ И ЕЕ ПОЛОЖЕНИЕ СРЕДИ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ФЛОР ЕВРАЗИИ

Е.Б. Волынец¹, С.А. Шорохова²

¹Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Дальневосточный государственный технический университет, институт инженерной и социальной экологии, г. Владивосток

Поступила в редакцию 11 декабря 2006 г.

Уточнен таксономический состав позднетриасовой флоры Приморья. Выделено четыре флористических комплекса и дана их характеристика. Проведено сопоставление изученной флоры с одновозрастными флорами Евразии. С карния по ранний норий включительно флора произрастала в переходных (эко-тонных) условиях между умеренной и субтропической палеоклиматическими областями, тогда как в среднем нории доминировал субтропический климат.

Ключевые слова: флора, триас, период, флористический комплекс, Приморье, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Триасовый период – первая ступень в истории мезозойской эры Земли, время крупнейших перестроек органического мира на рубеже палеозоя и мезозоя. Изменения в составе биоты начались со второй половины пермского периода и продолжались в течение всего триаса. Сформировавшиеся флоры являлись переходными от палеофита к мезофиту и несли в себе как черты предшествующей флоры, так и специфические особенности, характерные для форм переходного этапа. Состав переходных флор на протяжении небольшого отрезка времени сильно менялся, происходила смена характера распределения флористических комплексов, что связано с вымиранием главных компонентов предыдущих флор, довольно быстрым распространением на их месте форм, переживших кризис, появлением новых растений, которые стали колонизировать освободившиеся пространства.

В позднетриасовых флорах Приморья ход эволюционных изменений до последнего времени реконструировался не в полной мере, так как не были опубликованы все данные. Монография “Триас и юра Сихотэ-Алиня” [15] содержит полные сведения по триасовой биоте, с подробнейшей стратиграфической выкладкой данных.

В Приморье отложения верхнего триаса представлены переслаивающимися морскими, прибрежно-морскими и континентальными образова-

ниями, охарактеризованными флористическими комплексами (ФК), известными под названием “монгугайская флора”. Она считается одной из наиболее хорошо изученных позднетриасовых флор Востока Азии. Ее первыми исследователями были А.Н. Криштофович и В.Д. Принада, которые изучили растительные остатки из отложений “монгугайского яруса” [8]. В дальнейшем флора исследовалась И.Н. Сребродольской, С.А. Шороховой и В.А. Красиловым. Ими было установлено два этапа в формировании монгугайской флоры – карнийский и норийский [9, 10], а также выделено и изучено два флористических комплекса (ФК), сформировавшихся в это время, – карнийский и средне-норийский [6, 10, 16, 18, 36]. В результате изучения их таксономического состава было установлено, что для карнийского ФК характерны виды умеренных флор Сибирской палеофлористической области, а для средненорийского – тропическо-субтропических флор Европы и Юго-Восточной Азии [6, 18]. Возраст вмещающих флору отложений определялся по морским моллюскам.

Последующее детальное изучение растительных остатков, критический анализ их систематического состава, составление более полного таксономического списка, а также сравнительный анализ с флорами из одновозрастных отложений сопредельных регионов и определили основную цель настоящего исследования.

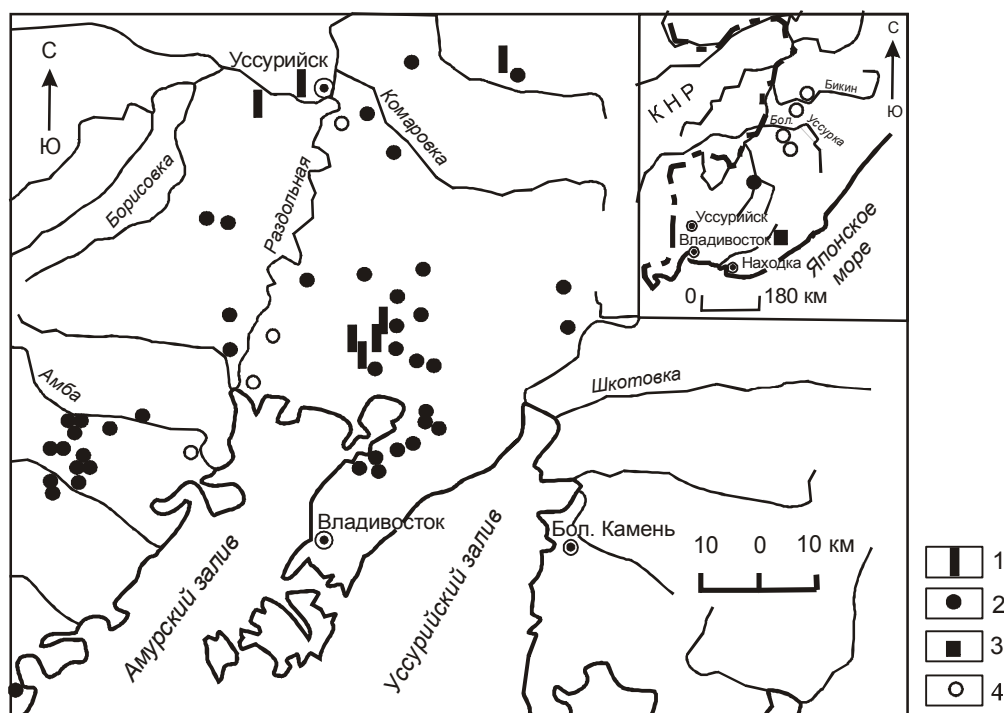


Рис. 1. Группы местонахождений позднетриасовой флоры Приморья.

1 – кипарисовская флора, 2 – садгородская флора, 3 – ималиновская флора, 4 – амбинская флора.

МАТЕРИАЛ

Материалом для настоящего исследования послужили остатки ископаемых растений из 64 групп местонахождений (рис. 1). Их сборы проводились на протяжении 1958–1993 гг. В них принимали участие многие геологи Приморской поисково-съёмочной экспедиции – Ю.Б. Евланов, А.А. Асипов, Н.Г. Мельников, А.Ф. Лысюк, А.В. Олейников, А.И. Бурого, И.В. Бурый, В.А. Бажанов и др., а также палеонтологи – С.А. Шорохова, Н.К. Жарникова, С.И. Неволина, В.И. Бурого, Э.А. Доруховская, Е.Б. Волынец и Сунь Ге (КНР). Материал имеет удовлетворительную сохранность и представлен, главным образом, отпечатками листьев, облиственными побегами и репродуктивными структурами. Коллекции хранятся в г. Владивостоке – в ДВГТУ под № 1–60, в БПИ ДВО РАН под №№ 2653, 2501, 2503, в г. Санкт-Петербурге, ВСЕГЕИ под №10264, а также в г. Москве, ПИН РАН под №№ 4685.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В составе позднетриасовой флоры Приморья принимают участие мохообразные, плауновидные, членистостебельные, папоротники и голосеменные. К настоящему времени установлено 115 таксонов.

До недавнего времени позднетриасовая флора Приморья подразделялась на два флористических комплекса (ФК): карнийский из отложений кипарисовской и садгородской свит и средненорийский амбинский из отложений амбинской свиты на юге и ее аналогов на севере Приморья [5, 6, 9, 10, 16–18]. В последние годы, в результате ревизии коллекционного материала [15] и новых сборов растительных остатков, детально проанализирован таксономический состав и выделено четыре ФК – кипарисовский, садгородской, ималиновский и амбинский (рис. 2) [41], с учетом участия характерных видов, появления и исчезновения определенных таксонов, смены доминантов, субдоминантов и сопутствующих им групп растений.

Кипарисовский ФК установлен из отложений одноименной свиты на юге Приморья [41]. Всего исследовано семь тафоценозов (рис. 1). Таксономическое разнообразие комплекса невелико – установлено 29 таксонов (табл. 1). Доминируют цикадофиты (9 таксонов), представленные родами *Anomozamites*, *Pseudoctenis*, *Otozamites*, *Ctenozamites*, *Nilssonia* и *Taeniopteris*, все они немногочисленны. Субдоминанты – хвойные (7 таксонов), в составе которых разнообразны представители рода *Podozamites* (6 таксонов), а особенно обильны *P. kiparisovkensis* и появляются цикадокарпидиевые. Им сопутствуют хвоицы (4

Ярус	Подъярус	Локальная зона (по моллюскам)	Горизонт	Флористический комплекс	Свита (толща)
Рэтский	-	-	Перевозненский	-	-
Норийский	Верхний	<i>Monotis ochotica</i>		Песчанкинский	-
	Средний	<i>Eomonotis scutiformis</i>	Амбинский		Амбинская
		<i>Otapiria ussuriensis</i>			
Нижний	<i>Pterosirenites tenuistriatus</i>	Ималиновский	Ималиновская		
Карнийский	Верхний	<i>Striatosirenites arietoceltites</i>	Садгородской	Садгородской	Садгородская
	Нижний		Кипарисовский	Кипарисовский	Кипарисовская

Рис. 2. Стратиграфические подразделения и флористические комплексы.

таксона), папоротники (5 таксонов) родов *Todites*, *Clathropteris*, *Cladophlebis* и *Sphenopteris*, а также единичные птеридоспермовые (*Ctenozamites*), семени (*Carpolithes*) и стробилы (*Conites*). Гинкговые единичны и представлены ?*Baierella* sp., остатки которой обильны в тафоценозе на г. Земляничная.

Впервые в раннем карнии появляются: *Neocalamites hoerensis*, *Neocalamites* sp., *Equisetum* sp.1, *Equisetum* sp., *Todites* sp., *Clathropteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Ctenozamites* sp., *Otozamites* sp., *Anomozamites* sp., *Pseudoctenis mongugaica*, *Nilssonia* sp., *Taeniopteris stenophylla*, *T.* cf. *tianqiaolingensis*, *T. paraspathulata*, *Taeniopteris* sp., ?*Baierella* sp., *Podozamites* ex gr. *lanceolatus*, *P.* ex gr. *schenkii*, *P. angustifolius*, *P. kiparisovkensis*, *P. mongugaicus*, *Podozamites* sp., *Cycadocarpidium erdmannii*, *Carpolithes heeri*, *Carpolithes* sp. и *Conites* sp.

Руководящими видами ФК являются *Taeniopteris stenophylla* и *Podozamites kiparisovkensis*.

Исчезающими таксонами ФК являются *Otozamites* sp., *Ctenozamites* sp. и *Taeniopteris* cf. *tianqiaolingensis*.

В целом для комплекса характерно разнообразие цикадофитов, значительное участие *Podozamites*–*Baierella*, появление камптоптероидных папоротников и цикадокарпидиевых.

Садгородской ФК установлен из отложений садгородской свиты на юге Приморья [16, 41]. Всего исследовано более 50 тафоценозов (рис. 1, табл. 2). Садгородской ФК несколько разнообразнее (43 таксона) кипарисовского ФК. В нем принимают участие мохообразные (1 таксон), хвощи (4 таксона), папоротники (7 таксонов), цикадофиты (7 таксонов), гинкговые (3 таксона), чекановские (5 таксонов), хвойные (11 таксонов) и изолированные семена и шишки (4 таксона). В составе хвойных выявлены представители семейства *Podozamitaceae*, среди которых обильны *Podozamites mongugaicus* и *P.* ex gr. *lanceolatus*, отмечается появление сосновых с многочисленными *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*, *Pityophyllum* sp., а также редких цикадокарпидиевых – *Cycadocarpidium erdmannii* и *Cycadocarpidium* sp.

Среди папоротников наиболее обильны *Todites mongugaicus*, принимают участие *Dictyophyllum*, *Clathropteris meniscioides* и *Hausmannia ussuriensis*. Разнообразие цикадофитов несколько сокращается, но в их составе обильны *Taeniopteris stenophylla* и *T. paraspathulata*, появляются единичные представители рода *Pterophyllum*. Из гинкговых известны представители родов *Baiera*, ?*Baierella* и *Glossophyllum*. Впервые принимают участие чекановские, представленные *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *P.* cf. *angustifolia*, *Phoenicopsis* sp., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* и *Czekanowskia* sp. Для комплекса характерно незначительное участие мохообразных и хвощей (наиболее заметны по численности *Neocalamites hoerensis*), но значительное участие изолированных семян (*Carpolithes*).

Характерными видами комплекса являются *Clathropteris meniscioides*, *Hausmannia (Protorhipis) ussuriensis*, *Podozamites nobilis*, *P. mongugaicus* и *Nilssonia mongugaica*.

В комплексе впервые принимают участие следующие таксоны: *Thallites* sp.1, *Clathropteris meniscioides*, *Todites mongugaicus*, *Dictyophyllum* sp.1, *Hausmannia ussuriensis*, *Cladophlebis nebbensis*, *Pterophyllum* sp., *Sphenozamites* sp., *Nilssonia mongugaica*, *Taeniopteris tianqialingensis*, *Baiera* sp., *Glossophyllum* sp., *Czekanowskia* ex gr. *rigida*, *Czekanowskia* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *P.* cf. *angustifolia*, *Phoenicopsis* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii*, *Pityophyllum* sp., *Cycadocarpidium* sp., *Podozamites* cf. *distans*, *P. nobilis*, *Carpolithes mongugaicus* и *C. cinctus*.

К числу исчезающих таксонов ФК относятся: *Thallites* sp.1, *Todites mongugaicus*, *Clathropteris* sp., *Dictyophyllum* sp.1, *Hausmannia ussuriensis*, *Sphenozamites* sp., *Nilssonia mongugaica*, ?*Baierella* sp., *Czekanowskia* ex gr. *rigida*, *Czekanowskia* sp., *Phoenicopsis* sp., *P.* cf. *angustifolia*, *Podozamites* cf. *distans*, *P.* ex gr. *schenkii*, *P. mongugaicus* и *P. nobilis*.

Характерной особенностью ФК является появление чекановских и сосновых – характерных элементов умеренных “северных” флор, рост разно-

Таблица 1. Таксономический состав кипарисовского ФК.

Таксон	Местонахождения						
	с. Борисовка	руч. Тракторный	г. Земляничная	р. Перевозная	Бас. р. Кневичанка	г. Уссурийск	р. Осиновка
Членистостебельные							
<i>Neocalamites hoerensis</i> (Schimp.) Halle	*	*					
<i>Neocalamites</i> sp.		*				*	*
<i>Equisetum</i> sp.1			*				
<i>Equisetum</i> sp.		*					
Папоротники							
<i>Todites mongugaicus</i> Schor.	*	*				*	*
<i>Clathropteris</i> sp.					*		
<i>Cladophlebis nebbensis</i> (Brongn.) Nath.		*				*	*
<i>Cladophlebis</i> sp.	*		*				
<i>Sphenopteris</i> sp.			*				
Цикадофиты							
<i>Stenozamites</i> sp.			*				
<i>Otozamites</i> sp.			*				
<i>Anomozamites</i> sp.			*				
<i>Pseudoctenis mongugaica</i> Pryn.			*				
<i>Nilssonia</i> sp.			*				
<i>Taeniopteris stenophylla</i> Krysht.		*	*			*	*
<i>Taeniopteris</i> cf. <i>tianqiaolingensis</i> Sun			*				
<i>Taeniopteris paraspathulata</i> Srebrod. (MS)					*		
<i>Taeniopteris</i> sp.			*				
Гинкговые							
? <i>Baierella</i> sp.			*				
Хвойные							
<i>Cycadocarpidium erdmannii</i> Nath.			*				
<i>Podozamites</i> ex gr. <i>Lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.			*				
<i>Podozamites</i> ex gr. <i>schenkii</i> Heer	*						
<i>Podozamites angustifolius</i> (Eichw.) Heer			*				
<i>Podozamites kiparisovkensis</i> Srebrod. et Schor.		*	*				
<i>Podozamites mongugaicus</i> Pryn.	*						
<i>Podozamites</i> sp.	*	*					
Изолированные семена, стробилы, шишки							
<i>Carpolithes heeri</i> Tur.-Ket.			*				
<i>Carpolithes</i> sp.			*				
<i>Conites</i> sp.		*					

образия папоротников семейства *Samptopteridaceae* (*Clathropteris meniscioides*, *Hausmannia ussuriensis*) и хвойных *Podozamites*–*Cycadocarpidium* – основных компонентов “южных” флор.

Ималиновский ФК изучен из отложений одноименной толщи в бассейне р. Партизанской (рис. 1). Всего исследовано три тафоценоза, в которых уста-

новлено 26 таксонов [42]. В комплексе доминируют цикадофиты и хвойные, принимают участие папоротники и чекановские, редки хвощи, птеридоспермовые, гинкговые (табл. 3). Наиболее разнообразны цикадофиты и хвойные, составляющие по 32 % каждый. Среди цикадофитов обильны *Taeniopteris tianqiaolingensis* и *Pterophyllum ctenoides*, принимают участие редкие *Ctenis elegantum* и единичные *Taeniopteris* cf. *linearis*, *Taeniopteris* sp., *Taeniopteris* sp. 1, *Nilssonia* sp. и *Pseudoctenis mongugaica*. В составе хвойных многочисленны *Elatocladus elegantus* и *Podozamites* sp., но редки *Podozamites distans*, *P. giganteum*, *P. kiparisovkensis*, *Podozamites* sp. и представители *Cycadocarpidium*, единичны *Cheirolepidium* sp. и *Elatocladus prynadae*. Особенно необходимо обратить внимание на разнообразие в составе семейства *Podozamitaceae*: *Podozamites distans*, *P. kiparisovkensis*, *P. giganteum*, *Podozamites* sp., а с их листьями ассоциируют *Cycadocarpidium* sp. В составе ФК редко (12 %) принимают участие чекановские (*Phoenicopsis*, *Leptostrobus* и *Ixostrobus*) и папоротники. Стробилы *Ixostrobus pacificus* и *Leptostrobus* cf. *mollis* находятся в одних и тех же слоях с пучками листьев *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*. Среди папоротников чаще встречаются *Cladophlebis* sp. и крайне редко *Acrostichopteris rara*, *Sphenopteris* sp. Единичны (по 4 %) хвощи – *Equisetum* sp., птеридоспермовые – *Thinnfeldia incisa* и гинкговые – *Baiera* sp.

Характерными видами ФК являются *Thinnfeldia incisa*, *Taeniopteris tianqiaolingensis* и *Pterophyllum ctenoides*.

Из таксонов, впервые участвующих в комплексе, можно назвать: *Acrostichopteris rara*, *Thinnfeldia incisa*, *Pterophyllum ctenoides*, *Ctenis elegantum*, *Taeniopteris* cf. *linearis*, *Taeniopteris* sp., *Taeniopteris* sp.1, *Leptostrobus* cf. *mollis*, *Ixostrobus pacificus*, *Podozamites distans*, *P. giganteum*, *Elatocladus elegantus*, *E. prynadae*, *Cheirolepidium* sp.

К числу исчезающих таксонов относятся *Equisetum* sp., *Sphenopteris* sp., *Pseudoctenis mongugaica*, *Taeniopteris tianqialingensis*, *Taeniopteris* cf. *linearis*, *Taeniopteris* sp., *Taeniopteris* sp.1, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *Leptostrobus* cf. *mollis*, *Ixostrobus pacificus*, *Podozamites distans*, *P. kiparisovkensis*, *P. giganteum*, *Elatocladus elegantus*, *Cheirolepidium* sp.

Характерной особенностью ФК является равное участие представителей “северных” (*Baiera* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia*, *Ixostrobus pacificus*, *Leptostrobus* cf. *mollis*, *Podozamites distans*) и “южных” (*Thinnfeldia incisa*, *Pterophyllum ctenoides*, *Ctenis elegantum*, *Taeniopteris tianqiaolingensis*, *Cheirolepidium* sp.) флор.

Таблица 3. Таксономический состав ималиновского ФК.

Таксон	Местонахождения		
	2653	2501	2503
Хвощовые			
<i>Equisetum</i> sp.		*	*
Папоротники			
<i>Cladophlebis</i> sp.	*	*	
<i>Acrostichopteris</i> cf. <i>rara</i> Schor.			*
<i>Sphenopteris</i> sp.			*
Птеридоспермовые			
<i>Thinnfeldia incisa</i> Saporta		*	*
Цикадофиты			
<i>Pterophyllum ctenoides</i> Oishi		*	*
<i>Pterophyllum</i> sp.		*	
<i>Nilssonia</i> sp.		*	
<i>Ctenis elegantum</i> Volyn. et Schor.			*
<i>Pseudoctenis mongugaica</i> Pryn.		*	*
<i>Taeniopteris tianqiaolingensis</i> Sun		*	*
<i>Taeniopteris</i> sp.	*	*	*
<i>Taeniopteris</i> cf. <i>linearis</i> Mi et Sun			*
<i>Taeniopteris</i> sp. 1		*	*
Гинкговые			
<i>Baiera</i> sp.			*
Чекановские			
<i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer		*	
<i>Leptostrobus</i> cf. <i>mollis</i> Pryn.			*
<i>Ixostrobus pacificus</i> Volyn. et Schor.		*	*
Хвойные			
<i>Podozamites distans</i> (Presl) Braun		*	*
<i>P. kiparisovkensis</i> Srebrod. et Schor.			*
<i>Podozamites giganteum</i> Sun			*
<i>Podozamites</i> sp.	*	*	*
<i>Cycadocarpidium</i> sp.		*	
<i>Cheirolepidium</i> sp.			*
<i>Elatocladus elegantus</i> Volyn. et Schor.	*	*	*
<i>Elatocladus prynadae</i> Schor. et Volyn.			*

Амбинский ФК установлен из отложений одноименной свиты и ее аналогов (рис. 1) [16, 17, 41]. Всего исследовано более 30 тафоценозов (табл. 4). Комплекс характеризуется высоким таксономическим разнообразием (73 таксона). В составе ФК принимают участие мохообразные, плауновидные, хвощи, папоротники, птеридоспермовые, цикадофиты, гинкговые, хвойные, изолированные семена и шишки. Доминируют цикадофиты (18 таксонов), представленные родами *Williamsoniella*, *Pterophyllum*, *Anozamites*, *Ctenis*, *Nilssonia* и *Taeniopteris*, среди которых наиболее разнообразны представители рода *Pterophyllum* (8 таксонов). В составе последних, в отдельных тафоценозах, обильны *P. marginatum*, *P. innae*, *P. ambabiraensis*, *P. sinense*, *P. nathorstii*, также многочисленны *Taeniopteris ambabiraensis*. Субдоминантами ФК являются хвойные (14 таксонов), представленные родами *Pityophyllum*, *Drepanolepis*, *Cycadocarpidium*, *Swedenborgia*, *Podozamites*, *Stachyotaxus* и *Elatocladus*. В отдельных тафоценозах,

обильны *Podozamites* ex gr. *lanceolatus*, *P. suifunensis* и многочисленны *Elatocladus prynadae*. Им сопутствуют *Cycadocarpidium* (*C. erdmannii*, *C. parvum* и *Cycadocarpidium* sp.). Среди папоротников известны представители родов *Todites*, *Clathropteris*, *Dictyophyllum*, *Camptopteris*, *Cladophlebis* и *Acrostichopteris*, среди которых в отдельных тафоценозах обильны *Todites mongugaicus*, *Clathropteris meniscioides*, *Dictyophyllum nathorstii*, *Camptopteris spiralis*, также многочисленны *Dictyophyllum kryshtofovichii*, *Camptopteris japonica*, *Todites ussuriensis*, *Cladophlebis pseudodelicatula* и *C. macrophylla*. Разнообразны хвощевые (6 таксонов), по-прежнему многочисленны *Neocalamites hoerensis* и обильны представители рода *Equisetum*, но редки птеридоспермовые и гинкговые. Среди птеридоспермовых принимают участие *Thinnfeldia ambabiraensis*, *Tudovakia papillosa*, *Imania* sp. и *Imania heterophylla*. Гинкговые представлены редкими *Ginkgoites* sp., *Baiera* sp., *Glossophyllum* sp., а также обильными *Baiera minuta* (р. Малиновка), *Sphenobaiera* sp. (р. Амба). Встречаются разнообразные семена – *Carpolithes* (5 таксонов), среди которых обильны *C. minor*, которые ассоциируют совместно с *Baiera minuta* в тафоценозе р. Малиновки. Характерными видами ФК являются *Todites pseudoraciborskii*, *Dictyophyllum kryshtofovichii*, *Camptopteris spiralis*, *C. japonica*, *Thinnfeldia ambabiraensis*, *Imania heterophylla*, *Pterophyllum ambabiraensis* и *Baiera minuta*.

Таксоны, впервые появляющиеся только в этом ФК: *Lycopodites* sp., *Equisetum angustum*, *Todites pseudoraciborskii*, *T. ussuriensis*, *Dictyophyllum nathorstii*, *D. kryshtofovichii*, *Camptopteris spiralis*, *C. japonica*, *Cladophlebis pseudodenticulata*, *C. macrophylla*, *Thinnfeldia ambabiraensis*, *Tudovakia papillosa*, *Imania heterophylla*, *Williamsoniella kryshtofovichii*, *Pterophyllum marginatum*, *P. nathorstii*, *P. sinensis*, *P. ambabiraensis*, *P. innae*, *P. pseudopinatifidum*, *P. parvifolium*, *P. vittiformis*, *Taeniopteris ambabiraensis*, *T. linearis*, *Ctenis* sp., *Ginkgoites* sp., *Baiera minuta*, *Sphenobaiera* sp., *S. ambabiraensis*, *Drepanolepis squatulosa*, *Cycadocarpidium parvum*, *Swedenborgia* sp., *Podozamites ussuriensis*, *Podozamites suifunensis*, *Stachyotaxus* (?) *gracilis*, *Carpolithes minor*, *Conites ambabiraensis* и *Strobilithes* sp.

Характерная особенность ФК состоит в разнообразии цикадофитов за счет новых представителей рода *Pterophyllum*, возросшем видовом разнообразии семейства *Camptopteridaceae*, появлении птеридоспермовых родов *Imania* и *Tudovakia*, а также сфенобайер, обновлении и росте видового разнообразия родов *Todites*, *Cladophlebis*, *Podozamites* и *Cycadocarpidium* и исчезновении чекановских, что указывает на формирование комплекса в субтропических условиях.

Таблица 4. Таксономический состав амбинского ФК.

Таксон	Местонахождения						
	Бассейн р. Амбы, юж. Провалово	Левый берег ниж. теч. р. Раздольной	Бассейн р. Комаровки	Бассейн р. Быстрой	Бассейн р. Малиновки, напротив с. Малиново	Бас. р. Бикин, сред. течение	Бассейн р. Маревки
1	2	3	4	5	6	7	8
Мохообразные							
<i>Thallites</i> sp. 1					*		
<i>Thallites</i> sp. 2					*		
Плауновидные							
<i>Lycopodites</i> sp.	*						*
<i>Lycopodiales</i> sp.					*		
Членистостебельные							
<i>Neocalamites hoerensis</i> (Schimp.) Halle	*		*		*	*	*
<i>Neocalamites</i> sp.							*
<i>Equisetum angustum</i> Schor.		*					
<i>Equisetum</i> sp.1	*	*		*			*
<i>Equisetum</i> sp. 2	*						
<i>Equisetostachys</i> sp.							
Папоротники							
<i>Todites pseudoraciborskii</i> (Srebrod.) Schor.	*	*					
<i>Todites ussuriensis</i> (Schor.) Volyn.		*			*		*
<i>Clathropteris meniscioides</i> Brongn.	*	*		*	*		
<i>Dictyophyllum nathorstii</i> Zeil.	*	*					
<i>Dictyophyllum kryshstofovichii</i> Srebrod.		*			*	*	
<i>Dictyophyllum</i> sp.2	*			*		*	
<i>Camptopteris spiralis</i> Nathorst		*					
<i>Camptopteris japonica</i> (Yok.) Kon'no					*		
<i>Camptopteris</i> sp.				*			
<i>Cladophlebis nebbensis</i> (Brongn.) Nath.		*				*	*
<i>Cladophlebis pseudodelicatula</i> Oishi					*		
<i>Cladophlebis macrophylla</i> Schor.	*						
<i>Cladophlebis</i> sp.	*		*	*	*	*	*
<i>Acrostichopteris rara</i> Schor.					*		
Птеридоспермовые							
<i>Thinnfeldia ambabiraensis</i> Srebrod.	*				*		
<i>Thinnfeldia</i> sp.	*						*
<i>Imania heterophylla</i> Krassil. et Schor.					*		
<i>Imania</i> sp.	*	*					
<i>Tudovakia papillosa</i> Schor. et Krassil.					*		
Цикадофиты							
<i>Pterophyllum marginatum</i> Unger	*						
<i>Pterophyllum nathorstii</i> Sew.					*		
<i>Pterophyllum sinense</i> Lee	*						
<i>Pterophyllum ambabiraensis</i> (Srebrod.) Schor.	*						
<i>Pterophyllum innae</i> Schor.	*						
<i>Pterophyllum pseudopinnatifidum</i> Schor.					*		
<i>Pterophyllum parvifolium</i> Schor.					*		
<i>Pterophyllum vittiformis</i> Schor. et Volyn.					*		
<i>Pterophyllum</i> sp.	*				*		
<i>Pterophyllum</i> sp.A					*		
<i>Williamsoniella kryshstofovichii</i> Volyn.					*		
<i>Anomozamites</i> sp.	*						
<i>Ctenis</i> sp.					*		
<i>Nilssonia petiolata</i> Schor. et Volyn.					*		
<i>Nilssonia</i> sp.A					*		
<i>Nilssonia</i> sp.Б					*		

Таблица 4. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Nilssonia</i> sp.					*		
<i>Taeniopteris ambabiraensis</i> Srebrd.	*	*			*		
<i>Taeniopteris stenophylla</i> Krysh.	*	*		*	*	*	*
<i>Taeniopteris linearis</i> Li et Sun.					*		
<i>Taeniopteris paraspathulata</i> Srebrd. (MS)		*			*		
<i>Taeniopteris</i> (?) sp.1				*	*	*	*
Гинкговые							
<i>Ginkgoites</i> sp.					*		
<i>Baiera minuta</i> Nath.					*		*
<i>Baiera</i> sp.	*						
<i>Sphenobaiera ambabiraensis</i> Srebrd.	*						
<i>Sphenobaiera</i> sp.	*						*
<i>Glossophyllum</i> sp.		*		*			*
Хвойные							
<i>Pityophyllum</i> ex gr. <i>nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	*				*	*	
<i>Pityophyllum</i> sp.						*	
<i>Drepanolepis squamulosa</i> Srebrd.							
<i>Cycadocarpidium erdmannii</i> Nath.		*			*		
<i>Cycadocarpidium parvum</i> Krysh. et Pryn.		*					
<i>Cycadocarpidium</i> sp.				*			
<i>Swedenborgia</i> sp.	*						
<i>Podozamites</i> ex gr. <i>lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.	*				*	*	*
<i>Podozamites angustifolius</i> (Eichw.) Heer					*		
<i>Podozamites ussuriensis</i> Pryn.		*					
<i>Podozamites suffunensis</i> Pryn. (MS)		*					
<i>Podozamites</i> sp.	*	*		*		*	*
<i>Stachyotaxus?</i> <i>gracilis</i> Srebrd.		*					
<i>Elatocladus prynadae</i> Schor. et Volyn.					*		
<i>Elatocladus</i> sp.					*	*	
Изолированные семена, стробилы, шишки							
<i>Carpolithes heeri</i> Tur.-Ket.		*			*		
<i>Carpolithes minor</i> Pryn.					*		
<i>Carpolithes monguicaus</i> Srebrd.					*		
<i>Carpolithes cinctus</i> Nath.							*
<i>Carpolithes</i> sp.	*			*			
<i>Strobilithes</i> sp.					*		
<i>Conites ambabiraensis</i> Srebrd.	*						
<i>Conites</i> sp.		*				*	

Для всех частей ареала амбинского ФК характерны общие виды цикадофитов, папоротников и птеридоспермовых, но в северной его части в составе хвойных не принимают участия представители семейства сосновых, тогда как в южной части – представители родов *Elatocladus* и *Tudovakia*. Эти отличия, возможно, обусловлены экологическими факторами.

СРАВНЕНИЕ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ФЛОРЫ ПРИМОРЬЯ С ОДНОВОЗРАСТНЫМИ ФЛОРАМИ ЕВРАЗИИ

Установлено, что верхний триас Приморья сопоставим со средним кейпером Центральной Европы [1]. Флора кейпера Южной Германии последние два десятилетия изучалась Кельбером К.-Р. и ван Кони-

ненбург–ван Циттерт [22, 23]. Выделено четыре зоны с макрофлорой, которые привязаны стратиграфически [40]. По данным этих авторов, флоры из формаций Эрфурт (ранний кейпер) и Штутгарт (карний) одинаковы по таксономическому составу. В них доминируют хвощевые (*Schizoneura*, *Neocalamites*, *Equisetum* и *Phyllothea*), реже принимают участие папоротники (*Danaeopsis*, *Dictyophyllum*, *Pecopteris*) и цикадофиты (*Pterophyllum*), еще реже – птеридоспермовые (*Lepidopteris*) и хвойные (*Swedenborgia* и другие фруктификации). Флора из песчаников Кобургер (поздний карний (?)/норий (?)) интересна тем, что в составе папоротников появляются представители рода *Clathropteris*, наиболее часто стали принимать участие птеридоспермовые родов *Lepidopteris* и *Thinnfeldia* (*Pachypteris*), а также представители

хвойных – *Elatocladus*, *Widdringtonites* и *Voltzia*. Флора позднего кейпера наряду с вышеуказанными таксонами содержит и более “молодые” элементы: *Phlebopteris*, *Umkomasia*, *Nilssonina*, *Schizolepis*, *Stachyotaxus*, *Palyssia* [4].

Таксономический состав поздне триасовой флоры Приморья несколько отличается от такового из кейпера Южной Германии, и в первую очередь отсутствием таких родов, как *Schizoneura*, *Phyllothesa*, *Danaeopsis*, *Pecopteris*, *Lepidopteris*. Однако общими для них являются роды *Equisetum*, *Neocalamites*, *Clathropteris*, *Thinnfeldia*, *Pterophyllum*, *Swedenborgia* и *Elatocladus*. Провести более полное сравнение близких по возрасту флор Приморья и Южной Германии затруднительно, т.к. наблюдаются большие различия в их таксономическом составе, которые можно объяснить принадлежностью этих флор к разным фитогеографическим областям.

Поздне триасовая флора Приморья имеет также некоторое сходство с одновозрастными флорами Донбасса [1, 12–14]. Во флоре Николаевки общими для обеих являются роды *Neocalamites*, *Anomozamites*, *Pterophyllum*, *Ctenis*, *Taeniopteris*, *Sphenobaiera* и *Podozamites*. Во флоре Гаражовки общие таксоны следующие: *Podozamites angustifolius*, *Cycadocarpidium erdmannii*, *Neocalamites*, *Equisetum*, *Todites*, *Clathropteris Dictyophyllum*, *Cladophlebis*, *Thinnfeldia*, *Sphenobaiera* и *Pityophyllum*. Наибольшее сходство с ФК Приморья обнаруживает флора Новорайского: *Neocalamites hoerensis*, *Clathropteris meniscioides*, *Baiera minuta*, *Czekanowskia rigida*, *Phoenicopsis angustifolia*, *Podozamites distans*, *P. ex gr. lanceolatus*, *P. schenkii*, *P. angustifolius*, *Cycadocarpidium erdmannii*, *Pityophyllum nordenskioldii*, *Carpolithes cinctus*, а также представители родов *Equisetum*, *Todites*, *Dictyophyllum*, *Hausmannia*, *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Ctenozamites*, *Anomozamites*, *Pterophyllum*, *Nilssonina*, *Taeniopteris*, *Sphenobaiera*, *Desmiophyllum*, *Ixostrobus* и *Swedenborgia*. Однако, кроме выше перечисленных сходств, между поздне триасовыми флорами Донбасса и Приморья имеются и значительные различия. Они выражаются в том, что во ФК Приморья отсутствуют такие представители родов, как *Schizoneura*, *Thaumatopteris*, *Osmundopsis*, *Lepidopteris*, *Callipteridium*, *Peltaspermum*, *Sagenopteris*, *Miassia*, *Ptilozamites*, *Sagenopteridium*, *Subzamites*, *Weltrichia*, *Zamites* и *Voltzia*. Это также объясняется развитием флор в разных фитогеографических областях.

Триасовая флора Восточного Урала подразделена на два крупных этапа: птеридоспермовый и хвощово-папоротниково-гинкговый [2–4]. Первый из них датируется ладин-карнийским, а второй – норий-

ско-рэтским веками. В составе этапов выделены категории низшего порядка – стадии. Некоторое сходство с карнийскими ФК Приморья обнаруживает батуринская стадия птеридоспермовой палеофлоры. В ней заметную роль играют общие с монгугайской флорой таксоны папоротников *Cladophlebis* (*C. nebbensis*), хвощовых *Neocalamites*, *Equisetum*, а из хвойных – представители рода *Podozamites* (*P. ex gr. lanceolatus*, *P. distans* и *P. angustifolius*). Также несколько близки тафофлоры булашанской стадии второго этапа с норийскими ФК Приморья, имея при этом общие таксоны хвощовых (*Neocalamites hoerensis*), папоротников (*Todites*, *Cladophlebis*), гинкговых (*Sphenobaiera*) и хвойных (*Podozamites*, *Swedenborgia* и *Cycadocarpidium*). Однако в этих тафофлорах Восточного Урала значительны участие и разнообразие других родов хвощовых и папоротников, а также птеридоспермовых. В них не принимают участие камптотероидные папоротники, цикадофиты и чекановские, которые получили свое развитие в более высоких (конец нория–рэт) стадиях хвощово-папоротниково-гинкгового этапа Восточного Урала и являются обязательными компонентами монгугайской флоры Приморья.

Сходство монгугайской флоры Приморья с раннемезозойскими флорами Японии, Китая, Вьетнама отмечали многие исследователи [1, 5, 8–11, 16, 24, 25, 27, 36, 37].

В Японии наиболее богатый ФК (104 вида) известен из отложений группы Нарива [32, 34, 35]. На первом этапе исследования эту флору относили к рэтскому ярусу [32, 35]. Позднее о возрасте вмещающих флору отложений не было единого мнения, что обусловлено трудностью установления взаимоотношений между флороносными толщами и морскими отложениями с норийскими двустворчатыми моллюсками *Monotis ochotica* (Tell.). Согласно данным Тераока [39], группу Нарива относят к норийскому ярусу, принимая во внимание, что на слоях с флорой согласно залегают морские отложения с вышеуказанной фауной. Другой известнейшей триасовой флорой Японии является флора Ямагути из группы Минэ формаций Момоноки [28, 31, 33, 35] и Асо [33, 38]. Ее возраст устанавливается в пределах карнийского века [24, 30].

Карнийские флоры Приморья значительно отличаются от флоры Нарива менее разнообразным родовым и видовым составом. Общими или близкими таксонами сравниваемых флор являются *Neocalamites hoerensis*, *Hausmannia ussuriensis* (= *H. nariwense* Oishi), *Clathropteris meniscioides*, *Nilssonina mongugaica* (*N. orientalis* Heer), *Taeniopteris stenophylla*, *Czekanowskia ex gr. rigida*, а также неко-

торые представители родов *Equisetum*, *Todites*, *Otozamites*, *Phoenicopsis*, *Podozamites* и *Pityophyllum*.

Некоторое сходство с карнийским этапом развития флоры Приморья обнаруживает флора Ямагути, где общими видами сравниваемых флор являются *Neocalamites hoerensis*, *Clathropteris meniscioides*, *Todites pseudoraciborskii* (= *Cladophlebis raciborskii*), *Cladophlebis nebbensis*, *Podozamites schenkii*, *P. ex gr. lanceolatus* и представители родов *Equisetum*, *Equisetostachys*, *Nilssonia*, *Taeniopteris* и *Cycadocarpidium*. В них велико участие папоротников семейства *Camptopteridaceae*, значительна роль хвойных и цикадофитов.

Норийские флоры Приморья, и более всего амбинский ФК, сравнимы с флорой Нарива. Для них характерно значительное участие папоротников семейства *Camptopteridaceae* и цикадофитов (*Pterophyllum nathorstii*, *P. ctenoides*, некоторые виды *Nilssonia* и *Taeniopteris*), обычны хвощи (*Neocalamites hoerensis*), гинкговые (*Sphenobaiera* sp., *Baiera minuta* близки листьям, определенным как *Ginkgoites sibirica* Heer) и хвойные (*Pityophyllum*, *Ixostrobus*, *Elatocladus*, *Podozamites*), крайне редки в них чекановские вые. По мнению В.А. Красиловой и С.А. Шороховой, к *Imania heterophylla* из бассейна р. Малиновки близок *Sagenopteris nariwaensis* Huzioka [5, 21]. В целом родовой состав ФК Приморья этого этапа несколько ограничен, так как в нем не принимают участие представители родов *Marattiopsis*, *Thaumatopteris*, *Goepfertella*, *Otozamites* и *Ptilozamites*.

В Китае выделяются, главным образом, два типа поздне триасовой флоры: “северный тип” с *Danaeopsis-Bernoullia* и “южный тип” с *Dictyophyllum-Clathropteris* [20]. “Северный тип” составляют флоры Яньчан (Yanchang) и Сяохэкоу (Xiaohekou), изученные из более 20 местонахождений. В их составе более 100 видов, принадлежащих 50 родам. По родовому и видовому составу эти флоры значительно отличаются от монгугайской. Характерными видами для китайских флор являются *Bernoullia zeileri* P’an, *Danaeopsis fecunda* Halle, *Glossophyllum shensiense* Sze, *Sinozamites leeiana* Sze, *Todites shensiensis* Sze, *Thinnfeldia rigida* Sze, *Sphenozamites changii* Sze, *Ginkgoites chiwii* Sze, которые не принимают участия в ФК позднего триаса Приморья.

“Южный тип” флоры широко распространен на юге Китая и в небольшой области (провинция Цзилинь) на северо-востоке Китая [20]. Это, главным образом, флоры Сюйцзяхэ (Xujiahe), Байодин (Baoding) из Сычуаня (Sichuan), Шацяо (Shaquaо) из Хунаня (Hunan) и Тяньцяолинская (Tianqiaoling) из провинции Цзилинь (Jilin). В составе флоры “южного типа” более чем 160 видов, принадлежащих 80 родам. До-

минируют цикадофиты и папоротники семейства *Camptopteridaceae*, что позволяет сближать ее с норийским этапом развития флоры Приморья. Однако во флоре “южного типа” принимают участие представители родов *Goepfertella*, *Abropteris*, *Ptilozamites*, *Drepanozamites*, *Doratophyllum*, *Nilssoniopteris*, которые не обнаружены в ФК Приморья. Это можно объяснить более южным ее положением. Растительность, сформировавшаяся в этом регионе Юго-Восточной Азии в поздне триасовое (норийское) время, произрастала под действием теплого, гумидного климата.

К сожалению, многие обобщающие монографические работы по триасовой флоре Китая опубликованы на китайском языке, что вызывает некоторое затруднение при их сравнении. Поэтому немного подробнее остановимся на некоторых поздне триасовых флорах, которые похожи на монгугайскую флору Приморья и данные о которых опубликованы на английском языке.

Тяньцяолинская (Tianqiaoling) флора формации Малугоу (Malugou) из провинции Цзилинь [37] находится в непосредственной близости (150 км) от средненорийской флоры из амбинской свиты (амбинский ФК) Раздольненского и ранненорийской флоры из ималиновской толщи Партизанского бассейнов Приморья. Общими таксонами упомянутых флор являются *Equisetum*, *Neocalamites* (*N. hoerensis*), *Equisetostachys*, *Dictyophyllum* (*D. nathorstii*, *D. kryshstofovichii*), *Clathropteris*, *Hausmannia* (*H. ussuriensis*), *Todites* (“*Cladophlebis*” *pseudoraciborskii*), *Cladophlebis* (*C. nebbensis*), *Thinnfeldia* (*T. incisa*), *Pterophyllum* (*P. ctenoides*), *Nilssonia*, *Ctenis*, *Pseudoctenis*, *Taeniopteris* (*T. stenophylla*, *T. tianqiaolingensis*), *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Ginkgoites*, *Phoenicopsis* (*P. ex gr. angustifolia*), *Cycadocarpidium* (*C. erdmannii*), *Podozamites* (*P. distans*, *P. shenkii*, *P. nobilis*), *Stachyotaxus* и *Elatocladus*. С амбинским ФК наибольшее сходство наблюдается в составе хвощей, папоротников, цикадофитов, гинкговых и хвойных, в доминировании цикадофитов и обилии папоротников семейства *Camptopteridaceae*, а также разнообразии цикадокарпидиевых. Однако в амбинском ФК не принимают участия чекановские вые. Большое участие представителей семейства камптоптеридиевых в обеих флорах указывает на то, что они произрастали в теплых гумидных условиях. Таксономический состав флор и процветание камптоптеридиевых и цикадофитов свидетельствует о возможном формировании их в условиях тропическо-субтропического климата. Однако участие в растительных сообществах разнообразных гинкговых и хвойных предполагает, скорее всего, преимущественно субтропические условия их формирования.

Флора из формации Лоцюаньчжань (Luocuan-zhan) в Дуннине (Dongning) из провинции Хейлуцзян [29] с монгугайской флорой Приморья имеет следующие общие таксоны: *Neocalamites* (*N. hoerensis*), *Todites*, *Thinnfeldia* (*T. incisa*), *Pterophyllum*, *Nilssonia*, *Taeniopteris*, *Anomozamites*, *Ginkgoites*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia* (*C. rigida*), *Phoenicopsis*, *Podozamites* (*P. lanceolatus*, *P. distans*, *P. giganteus*), *Cycadocarpidium* (*C. erdmannii*) и *Pityophyllum*. В этой позднеэоценовой флоре Китая доминируют хвойные (15 видов), среди которых наиболее представительны *Cycadocarpidium* (5 таксонов); субдоминанты – гинкговые (11 таксонов) с разнообразными представителями рода *Sphenobaiera* (5 таксонов). Им сопутствуют цикадофиты и чекановские, принимают участие птеридоспермовые. В целом таксономический состав этой флоры Китая очень близок к садгородскому (поздний карний) и ималиновскому ФК, хотя на видовом уровне есть определенные различия.

Флора из формации Хучиахэ (Hsuchiaho) северо-восточного Сычуаня [43] близка к монгугайской флоре и имеет общие таксоны: *Neocalamites*, *Equisetum*, *Dictyophyllum*, *Clathropteris*, *Hausmannia* (*H. ussuriensis*), *Pterophyllum* (*P. sinensis*, *P. pinnatifidum* = *P. pseudopinnatifidum*), *Ctenis*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Ixostrobus*, *Podozamites* (*P. distans*, *P. schenkii*) и *Cycadocarpidium* (*C. erdmannii*). Доминирование и разнообразие папоротников семейства *Samptopteridaceae*, участие хвойных *Podozamites*–*Cycadocarpidium* и гинкговых *Baiera*–*Sphenobaiera*, а также обилие и разнообразие цикадофитов позволяют нам сопоставить эту флору Китая с амбинской (амбинский ФК) флорой Приморья.

Флора Шацяо (Shaquaao) из провинции Хунань [44] менее разнообразна (33 таксона) по своему таксономическому составу. В ней принимают участие весьма разнообразные хвощовые (8 таксонов), папоротники (7 таксонов) и цикадофиты, которым сопутствуют хвойные (4 таксона), гинкговые и птеридоспермовые (по 2 таксона каждый). Она наиболее всего сопоставима с амбинским ФК Приморья. В них разнообразны представители родов *Pterophyllum*–*Taeniopteris* (*Nilssoniopteris*). Роды *Equisetum*, *Equisetostachys*, *Neocalamites*, *Todites*, *Dictyophyllum*, *Clathropteris*, *Cladophlebis*, *Sphenobaiera*, *Baiera*, *Podozamites*, *Cycadocarpidium* и *Elatocladus* представлены видами, близкими таковым из среднего норья Приморья. В то же время, представители родов *Phlebopteris*, *Ptilozamites*, *Sagenopteris*, *Anthrophyopsis* (*Macroglossopteris*) и *Stalagma* в монгугайской флоре Приморья не принимают участия.

Позднеэоценовая флора Дадонг п-ва Кореи известна давно, а последние десятилетия XX века интенсивно изучалась Т. Кимурой и Б.К. Кимом [25, 27]. В ее составе установлено 7 видов хвощевых, 18 видов папоротников, 2 вида птеридоспермовых, 22 вида цикадофитов, 4 вида чекановские, 3 вида гинкговых, а также 14 видов хвойных. Сравнение ее с монгугайской флорой Приморья показало, что их общими или близкими видами являются *Neocalamites hoerensis* (= *N. carrerei*), *Clathropteris meniscioides* (= *C. obovata*), *Dictyophyllum kryshstofovichii* (= *D. exile*), *Hausmannia ussuriensis*, *Todites mongugaicus* (= *T. denticulatus*), *T. pseudoraciborskii* (= *T. raciborskii*), *Phoenicopsis angustifolia*, *Podozamites distans*, *P. schenkii*, а также представители родов *Otozamites*, *Anomozamites*, *Ctenozamites*, *Ctenis*, *Taeniopteris*, *Pseudoctenis*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Czekanowskia*, *Pityophyllum*, *Elatocladus*, *Cycadocarpidium*. Для них характерно также участие разнообразных видов родов *Pterophyllum* и *Nilssonia*.

Одной из наиболее хорошо изученных флор Юго-Восточной Азии считается Тонкинская флора Северного Вьетнама [11, 19]. Наиболее многочисленную группу папоротников этой флоры составляют *Todites*, *Dictyophyllum*–*Clathropteris*, редко принимают участие *Bernoullia* и *Danaeopsis*, но наиболее характерными папоротниками являются *Pecopteris* (*Asterotheca*) *cottoni* Zeill. – *Thainguyenopteris parvipinnulata* Srebr., *Woodwardites microlobus* Schenk (с сетчатым жилкованием) и *Longcamia zeilleri* Srebr. Как и во флоре норийского этапа Приморья, среди цикадофитов этой флоры разнообразны представители родов *Pterophyllum* и *Taeniopteris*. Роды *Podozamites*, *Pterophyllum* и *Baiera* Вьетнама представлены видами близкими, таковым из среднего норья Приморья. Группа растений “*Glossopteris*–*Palaeovitaria*”, по мнению В.А. Красиловой [7], сопоставима с *Imania heterophylla* (амбинский ФК, средний норий). В то же время, цикадофиты *Taeniopteris leclerei* Zeill. (с плейчатой листовой пластинкой), а также *Ctenopteris*, *Cycadites* и *Zamites* (*Z. truncatus* Zeill.) в карнийских и норийских флорах Приморья не принимают участия.

Что касается принадлежности монгугайской флоры Приморья к определенным палеофитогеографическим областям, то существует несколько точек зрения.

И.А. Добрускина на схеме палеофлористического районирования ладин-карнийского времени карнийскую флору Приморья относит к Сибирской палеофлористической области Восточно-Азиатского сектора, при этом указывая на то, что в это время в

составе флор большую роль играли гинкговые и чекановские при почти полном неучастии диптериевых папоротников. Норийская флора Приморья рассматривается ею в пределах Индо-Европейской области гренландско-японского пояса, так как в нем широкое развитие получили диптериевые и цикадофиты, которые сосуществовали с не очень многочисленными гинкговыми и редкими чекановскими [1].

В.А. Красилов предлагает несколько иное районирование для позднего триаса Евразии. Он выделяет Арктотриасовую геофлору *Phoenicopsis* и Медиотриасовую геофлору *Lepidopteris–Goepfertella* [6]. Карнийские флоры Приморья, в составе которых принимают участие чекановские, он относит к первой из них, а норийские, в составе которых возрастает роль термофильных растений, занимают промежуточное положение между этими двумя геофлорами [7].

Т. Кимура и Сунь Ге выделяют два палеофитогеографических района: северный с *Danaeopsis–Symopteris* и южный с *Dictyophyllum–Clathropteris*. Монгугайская флора Приморья попадает в южный флористический район [24, 37].

В результате проведенного сравнительного анализа позднетриасовых флор Приморья, с учетом палеофлористического районирования, мы пришли к выводам:

1. Флора во время формирования кипарисовского, садгородского и ималиновского ФК развивалась в смешанных (экотонных) условиях, занимая промежуточное положение между Арктотриасовой (Сибирской) и Медиотриасовой (Индо-Европейской) геофлорами;

2. Амбинский ФК формировался в субтропических условиях и является наиболее “северной” Медиотриасовой геофлорой.

ВЫВОДЫ

1. Уточнен таксономический состав позднетриасовой флоры Приморья, установлено 115 таксонов.

2. Установлено четыре флористических комплекса: кипарисовский, садгородской, ималиновский и амбинский.

3. Проведено детальное сопоставление с одно-возрастными флорами Евразии, в результате которого выявлено, что с карния по ранний норий включительно флора формировалась в переходных (экотонных) условиях между умеренной и субтропической климатическими областями, тогда как в среднем нории на территории Приморья, вероятнее всего, существовали субтропики.

Как известно, в Приморье флороносные слои переслаиваются со слоями, содержащими морских моллюсков, что дает возможность наиболее точно

датировать вмещающие отложения, а детальное таксономическое изучение флоры в прибрежно-морских областях позволит надежнее коррелировать флороносные слои из континентальных толщ.

Работа поддержана грантами ДВО РАН 06-I-П11-022 и 06 -I-П18-081.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М.: Наука, 1982. 182 с.
2. Киричкова А.И. Триасово-юрская флора Восточного Урала // Палеонтол. журнал. 1990. № 1. С.110–119.
3. Киричкова А.И. Фитостратиграфия триасовых и нижнеюрских отложений Восточного Урала // Отеч. геология. 1993. № 11. С. 37–46.
4. Киричкова А.И., Куликова Н.К. Проблема корреляции континентальных отложений триаса Южной Германии, Тимано-Печорского региона и Восточного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 4. С. 86–100.
5. Красилов В.А., Шорохова С.А. Новые триасовые растения из бассейна р. Имана (Приморье) и некоторые вопросы морфогении мезозойских птеридофиллов // Триасовые беспозвоночные и растения Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1970. С. 98–121.
6. Красилов В.А., Шорохова С.А. Триасовые геофлоры и некоторые общие принципы палеофитогеографии // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 7–16.
7. Красилов В.А., Бураго В.И., Шорохова С.А. Изофлоры Северной Пацифики // Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 10–27.
8. Криштофович А.Н. Открытие эквивалентов нижнеюрских слоев Тонкина в Уссурийском крае // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Владивосток, 1921. Вып. 22. С. 1–30.
9. Сребродольская И.Н. Монгугайская флора и ее значение для стратиграфии и палеогеографии триаса Приморья: Дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ФГУ ПТФГИ, 1961. 367 с.
10. Сребродольская И.Н. Позднетриасовая (Монгугайская) флора Приморья и этапы ее развития // Труды ВСЕГЕИ. Л., 1964. Т. 107. С. 55–59.
11. Сребродольская И.Н. Новые представители позднетриасовой флоры Северного Вьетнама. Труды ВСЕГЕИ, новая серия. 1969. Т. 130. Вып. 4. С. 86–113.
12. Станиславский Ф.А. Ископаемая флора и стратиграфия верхнетриасовых отложений Донбасса. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.
13. Станиславский Ф.А. Новый род *Toretzia* из верхнего триаса Донбасса и его отношение к родам порядка Ginkgoales // Палеонтол. журнал. 1973. № 1. С. 88–96.
14. Станиславский Ф.А. Среднекейперовская флора Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1976. 168 с.
15. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга I. Терригенный комплекс. Владивосток: Дальнаука, 2004. 421 с.
16. Шорохова С.А. Раннемезозойская флора Приморья и ее значение для стратиграфии: Дис.... канд. геол.-минер. наук. М., ПТФГИ. 1975. 106 с.

17. Шорохова С.А. Палеоэкологический анализ норийской флоры р. Амбы (Южное Приморье) // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: БПИ ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 17–29.
18. Шорохова С.А. Позднетриасовая флора Приморья // Тезисы V чтений памяти А.Н. Криштофовича. Санкт-Петербург, 25–26 окт. 2004 г. СПб., 2004. С. 84–85.
19. Akagi T. On the Triassic plants from the Hongai coalfield in Tonkin, Indo-China // Natur. Sci. Rept. Ochanomizu Univ. 1954. V. 5, N 1. P. 153–174.
20. Fossil floras of China through the geological ages // Guangdong Sci. Technol. China Press. 1995. 695 p.
21. Huzioka K. A new species of *Sagenopteris* from Nariwa, S. W. Honshu, Japan // Trans. Proc. Palaeobot. Soc. Jap., N.S. 1970. N 77. P. 229–234.
22. Kelber K.-P. Phytostratigraphische Aspect der Macrofloren des Süddeutschen Keupers // Documenta nature. München. 1998. V. 117. Abb. 3. S. 89–115.
23. Kelber K.-P., van Konijnenburg – van Cittert J.H.A. Equisetite arenaceus from the Upper Triassic of Germany with evidence for reproductive strategies // Rev. Palaeobot. Palynol. 1998. T. 100. P. 1–26.
24. Kimura T. The present status of the Mesozoic land flora of Japan // Prof. Saburo Kan'no Mem. Vol. Tsukuba Univ. 1980. P. 379–413.
25. Kimura T., Kim B.K. Geological age of the Daedong in Korean Peninsula and its phytogeographical significance in Asia // Proc. Jap. Acad. 1984. B. 60, N 9. P. 337–340.
26. Kimura T. Notes of the present status of the Later Triassic Floras in East and Southeast Asia // III Congr. Latinoamer. Paleont. Mexico. 1985. P. 5–9.
27. Kimura T., Kim B.K. Outline of the Later Triassic Daedong Flora in the Korean Peninsula // III Congr. Latinoamer. Paleont. Mexico. 1985. P. 1–4.
28. Kon'no E., Naito G.A. *Adiantopteris ishidae* Kon'no and Naito, sp. nov., from the Carnic Beds in Southwestern Japan // Bull. Nat. Mus. Ser. C. 1978. V. 4, N 1. P. 7–10.
29. Mi J., Zhang C., Liu M., Luo G. On the problem of the division of Late Triassic paleobotanic provinces in the North of China // Paper for the Second Int. Organiz. Paleobot. Conf. Dep. Geol. Changchun College of Geol. China. 1984. P. 1–15.
30. Ohana T., Kimura T., Takahashi F., Naito G. *Nagatocladus wielandielloides* gen. et sp. nov., a cycadophyte, from the Carnian Momonoki Formation, West Japan // Prof. Y. Igo Commem. V. 1996. P. 121–125.
31. Oishi S. Rhaetic plants from Nagato // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1932. V. 2, N 1. P. 51–57.
32. Oishi S. Rhaetic plants from Nariwa district, province Bitchu, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1932. V. 3/4. P. 257–379.
33. Oishi S., Takahashi E. Rhaetic plants from Nagato (a supplement) // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1936. V. 3, N 2. P. 113–133.
34. Oishi S., Huzioka H. Nariwa. A supplement // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1938. V. 4, N 1-2. P. 69–101.
35. Oishi S. The Mesozoic flora of Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser. 4. 1940. V. 5, N 2-4. P. 123–480.
36. Schorokhova S. A. Late Triassic floras in the Primorye region, Russia. Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events: biostratigraphy, tectonic and ore deposits of Primorye (Far East Russia). IGCP Project 272. // Mem. Geol. (Lausanne). Sect. sci. de la terre. Univ. Lausanne. Lausanne. 1997. N 30. P. 109–119.
37. Sun Ge. Late Triassic flora from Tianqialing of Jilin, China // Jilin Sci. Technol. Publ. House. Changchun, 1993. 157 p.
38. Takahashi E. Descriptive notes on some Mesozoic plants from province Nagato // J. Geol. Soc. Jap. 1951. V. 664. P. 29–33.
39. Teraoka Y. Palaeozoic and Mesozoic formation in the southern area of Nariwa-machi, Okayama prefecture, with special reference to the Upper Triassic Nariwa group (JwE) // J. Geol. Soc. Jap. 1959. V. 65, N 765. P. 494–504.
40. Trias. Eine ganz andere Welt Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter // Herausberger: N. Hauschke, V. Wilde. München, 1999. 647 s.
41. Volynets E.B., Schorokhova S.A. Changes in floral taxonomic diversity reflecting climatic fluctuations in the late Triassic of the Primorye region // Abstr. Second Internat. Palaeontol. Congress June 17-21, 2006, Beijing, China. Univ. Sci. Technol. China Press. 2006. P. 404–409.
42. Volynets E.B., Schorokhova S.A., Sun Ge. Early Norian flora from Partizansk River Basin of Primorye, Russia // Global Geology. 2006. V. 9, N 1. P. 1–12.
43. Ye M., Liu X., Huang G., Chen L., Peng S., Xu A., Zannig B. Late Triassic and Early-Middle Jurassic fossil plants from northeastern Sichuan // Anh. Sci. Technic. Pub. House. Hefei, 1986. 141 p.
44. Zhou Z. Late Triassic plants from Shaqiao, Hengyang, Hunan Province // Palaeontologia Cathayana. 1989. N 4. P. 131–197.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Ye.B. Volynets, S.A Shorokhova

Late Triassic (Mongugayan) flora of Primorye, and its location within coeval floras of Eurasia

The taxonomical composition of Late Triassic floras of Primorye is specified. Four floral assemblages are established, and their brief characteristic is given. A comparison is made between the studied flora and coeval floras of Eurasia. It is shown that in the Carnian through the Early Norian flora formed in transitive (ecotone) conditions between the moderate and the subtropical paleoclimatic areas, while in the Middle Norian flora formation most likely occurred under a subtropical climate.

Key words: flora, Triassic, period, floral assemblage, Primorye.

ДИСКУССИЯ

УДК 553.2(6)

ВИТВАТЕРСРАНД И ПРОБЛЕМА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н.А. Шило

Президиум РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 2 апреля 2007 г.

Рассматривается проблема рудообразования золото-уранового месторождения Витватерсранд. Отрицается аллювиальное и эксплозивно-гидротермальное происхождение сфероидальных пиритов и, соответственно, золотосодержащих псевдоконгломератов. Доказывается первичность сфероидальных форм и кристаллизация пирита *in situ* в эндогенных условиях. Ассоциация Au с углеродсодержащими породами объясняется с точки зрения ядерно-магнитных физико-химических явлений. Делается вывод о гидротермально-метасоматическом генезисе месторождения.

Ключевые слова: золото, углерод, рудообразование, крупные месторождения, Витватерсранд.

Бесконечные, хотя может быть и увлекательные споры о генезисе некоторых южно-африканских золоторудных месторождений к 60-м годам XX века, казалось, однозначно завершились признанием их осадочного происхождения [3]. Однако продолжавшиеся исследования различных аспектов рудообразующего процесса поколебали складывавшиеся в ожесточенных дискуссиях представления. Работы второй половины XX века вскрыли сложную природу этих месторождений. Их рудная минерализация оказалась наложенной на сложную структуру, прошедшую стадию сжатия, определившего агрегатное состояние кварц-пиритового материала. Это привело к появлению в месторождениях противоречивых признаков, позволявших относить их то к осадочным, то к постмагматическим гидротермальным, то к гидротермально-осадочным образованиям.

Продуктивный горизонт Витватерсранда представлен объектами, к которым относятся единственные в своем роде, уникальные золото-урановые месторождения Трансвааля и Оранжевой провинции ЮАР. Их геологическая позиция широко известна, поэтому напомним о ней лишь в общих чертах, придерживаясь схемы Л.Т. Нела, доказывающего, что металлоносные конгломераты — метаморфизованные россыпи золота. Структура, с которой связаны

месторождения указанных провинций, представлена четырьмя геологическими системами с несогласным взаимоотношением, залегающими на глубоко эродированном фундаменте архейского возраста (от древних к более молодым): Доминион-Риф, Витватерсранд, Винтерсдорф, Трансвааль. В их составе присутствуют базальные и внутрiformационные пачки конгломератов, аркозовые песчаники, кварциты, лавы андезитов, туфы, сланцы, тиллиты (? – Н.Ш.). В осадочно-вулканогенную толщу внедрены интрузии Бушвельдского комплекса, дайки, межпластовые гипербазиты и т. д. Архейское основание сложено гнейсами и гранитами. На нем несогласно залегают Доминион-Риф и Витватерсранд и трансгрессивно – слои Винтерсдорфа и Трансвааля.

Золото-урановые месторождения связаны с конгломератовой толщей Витватерсранда. Конгломератами слагаются линзовидные тела, расположенные на внутрiformационных эрозионных поверхностях или депрессиях древнего гранитного ложа (система Доминион-Риф). Как считает Л.Т. Нел, конгломераты отлагались в замкнутом бассейне (система Витватерсранд) и образуют ленты и протяженные залежи, сформировавшиеся в древних руслах.

Золото и уран в конгломератах распределяются в зависимости от морфологических и литологичес-

ких особенностей пород. В залежах высокие концентрации золота локализуются в пределах береговой линии, как будто бы распознающей по фациальной изменчивости отложений. В песчаниках, сменяющих в латеральном направлении конгломераты, золото исчезает. В протяженных линзовидных телах максимальные его концентрации сосредоточены у подошвы (на плотике). В лентообразных отложениях русел содержание золота повышено в тех местах, где отложения пересекают золотосодержащие конгломераты более древнего возраста, за счет которых и возникли золотосодержащие отложения русел. В целом же “минерализация не выходит за пределы рудоносных конгломератов и не переходит, пересекая слоистость, в песчаные боковые породы или даже в линзовидные прослои кварцитов и песчаников, присутствующих внутри конгломератового рифа и обычно называемых “безрудными прослоями”. Для месторождения “характерной особенностью являются концентрации уранинита и золота у подошвы конгломератового пласта и вблизи нее. Наличие более богатых рудных скоплений в основании пласта наиболее обычно в конгломератах с хорошо выраженным сланцевым прослоем в их подошве и в перекрывающих их конгломератах мощностью менее одного фута” [3, с. 263].

Кроме того, допускается возможность сингенетического образования уранинита “в результате осаждения его между сцементированными гальками из вод бассейна осадконакопления в условиях застойной восстановительной среды” [3, с. 272]. Какая бы то ни было связь золотой и урановой минерализации с основными интрузиями и гранитами отрицается.

Конгломераты несут следы метаморфизма и метасоматоза, хотя эти процессы и не нарушают общей закономерности распределения металлов в зависимости от литологических и метаморфических особенностей залежей. Например, появляющиеся иногда хлорит, серицит, кальцит, доломит и сульфиды (пирит и др.) распространяются как в бедные золотом и уранинитом участки, так и в богатые. Их породы не влияют на распределение этих минералов, в парагенезисе с которыми присутствуют касситерит, колумбит-танталит, монацит, ильменит, гранат и др. Это наложенная минерализация, она связывается с внедрившимися в толщу дайками и небольшими интрузиями, местами развивается вдоль тектонических нарушений.

Таким образом, урансодержащие золотосодержащие конгломераты системы Витватерсранд и смежных осадочных формаций образовались в два этапа. На первом, как следует из изложенной выше схемы

Л.Т. Нела, золото и уранинит сингенетически накапливались в гидравлически неравновесных с ними галечниковых отложениях (подчеркнуто мною – Н.Ш.) за счет размыва минерализованного фундамента. На втором – металлоносные галечники были диагенезированы, затем метаморфизованы и претерпели воздействие мощного метасоматоза, проявления которого связывается с интрузиями как Бушвельдского комплекса, так и более молодых гранитоидов.

Тем не менее, в этой схеме обнаруживаются противоречия, заслуживающие того, чтобы на них остановиться. Как отмечалось, в золотосодержащих конгломератах Витватерсранда присутствует заметное количество пирита, который классифицирован еще П. Рамдором. В уточненном виде эта классификация изложена в статье Д.К. Хауллбауэра и Э.Дж. Кабле [12]. Ими выделяются следующие его типы: аллогенный детриальный (перетертый, окатанный) и привнесенный поздние- и псевдогидротермальными водами.

Аллогенный детриальный пирит, наиболее тесно связанный с распределением золота, представлен округлыми или сферическими “окатанными” образованиями, получившими название “пиритовой картечи”. Этот пирит, присутствуя в конгломератовой матрице, образует пограничные слои и встречается в кварцевых породах выше и ниже рифа в виде массивных полос мощностью до нескольких сантиметров. Он фиксируется в прослоях на многочисленных стратиграфических горизонтах по всей витватерсрандской толще. Сфероидальная форма пиритовых агрегатов еще на ранних стадиях изучения месторождения послужила одним из доводов в пользу его осадочного (аллювиального) происхождения.

В “галечниковом” или “окатанном” пирите присутствуют включения, которые, как полагают Д.К. Хауллбауэр и Э.Дж. Кабле, имеют первичное или гидротермальное происхождение. Они содержат кварц и биотит, их диаметр редко превышает 10 мкм. Во включениях вместе с кварцем иногда ассоциируют биотит, рутил и монацит, которые, вероятно, выступают в качестве дочерних минералов. В биотите установлены калий и магний; в “окатанном” пирите базального рифа зарегистрированы небольшие количества титана и хрома. Пирит из контакта рифа Витватерсранд (район Каргенвиль) содержит ортоклаз – один из главных силикатов во включениях. В “окатанном” пирите встречаются микронные выделения молибденита и турмалина. Они же фиксировались и в аналогичных агрегатах пирита из других районов, что, по предположению указанных авторов, свидетельствует о кварц-турмалин-золотосодержащем составе жил, которые являлись первичным источником золота.

Сопоставление связей кобальта с никелем в пирите витватерсрандского золотоносного поля и архейского комплекса показало, что для архейского пирита характерно уменьшение соотношения кобальта и никеля, тогда как в пирите Витватерсранда оно возрастает за счет увеличения содержания кобальта. Тем не менее, некоторые горизонты рифов (Базальный риф) обнаруживают большое сходство по кобальт-никелевому соотношению с архейскими породами. Полученная информация о содержании в “окатанном” пирите включений и присутствующих в них минералов привела Д.К. Хауллбауэра и Э.Дж. Кабле к выводу, что источников накопления золота в рифе Витватерсранд было несколько.

Однако при наличии так называемого окатанного пирита, или “пиритовой картечи”, возник важный вопрос, который и побудил меня провести специальные исследования, осуществленные вместе с М.С. Сахаровой из МГУ [5]. Дело в том, что в изучавшихся мною шлиховых комплексах из различных россыпей мира, среди которых аллювиальные месторождения занимали значительное место, ни в одном случае не было отмечено “окатанного” пирита, сходного с предоставленной мне Д.К. Хауллбауэром коллекцией, характеризовавшей концентраты из месторождения Витватерсранд. Это понятно, так как пирит обладает такими физическими свойствами, которые при транспортировании в водно-аллювиальной среде способствуют дроблению минерала, его крошению, поэтому он не окатывается. В этом случае возникает вопрос: как в конгломератах Витватерсранда накопилось большое количество “окатанного” пирита или “пиритовой картечи”, которому приписывается аллювиальное происхождение? И являются ли эти образования действительно аллювиальными?

Изучавшиеся мною с М.С. Сахаровой [5] образцы пирита включали два типа образований: а) округлые сферические (сфероиды) агрегаты — “пиритовая картечь”; б) сростки ограненных, преимущественно кубических кристаллов.

Их исследование показало, что сфероидальные агрегаты имеют почти правильную округлую шаровидную, иногда каплевидную форму. Размер зерен — от долей миллиметра и до нескольких сантиметров. Поверхность сфероидов ровная, без следов механических повреждений, типичных для минералов, подвергавшихся аллювиальной обработке. Они характеризуются метазернистым строением. Основная масса сложена мелкими зернистыми выделениями кубической формы, постепенно переходящими участками в крупнокристаллические, ограненные кристаллы. Поверхность мелких кристаллов и неко-

торых зернистых выделений обнаруживает губчатое строение и следы коррозии, тогда как поверхность крупных идиоморфных кристаллов пирита — гладкая, со ступенями роста, являющимися признаком первичной кристаллизации.

Наличие переходов от мелко- к среднезернистым образованиям и хорошо ограненным кристаллам позволяет считать, что последние возникли при перекристаллизации и укрупнении мелкокристаллического пирита сфероидов.

Вторая морфологическая разновидность пиритовых образований — сростки кубических кристаллов; их размер в сростках варьирует. Отмечаются сростания хорошо ограненных индивидов с агрегатами мелких кристаллов, среди которых сохраняются зернистые реликты. На гладкой поверхности граней заметны линейные ступени роста, ростовые спирали, дочерние образования, признаки перекристаллизации.

Единство морфологических и субструктурных особенностей сфероидов сростков кристаллов пирита свидетельствуют о том, что обе его разновидности принадлежат продуктам первичной кристаллизации *in situ*. Сфероидальные образования могут рассматриваться как формы роста, в последующем испытывавшие метаморфические преобразования и частично или полностью перекристаллизованные в сростки кристаллов.

Дифрактограммы сфероидальных выделений и кристаллических сростков показали, что они сложены только пиритом, примеси марказита, обычно дающего подобные формы, не обнаружены. Химический состав пирита сфероидов и кристаллических сростков оказался идентичным. В некоторых образцах отмечается наличие мышьяка (0.1–0.3 мас. %), из элементов-примесей в них присутствуют золото, серебро, кобальт, никель, висмут, медь, сурьма, цинк, титан и др. Перекристаллизованный крупнозернистый пирит обеднен элементами-примесями по сравнению со сфероидами.

В сфероидах и сростках кристаллов пирита наблюдаются выделения самородного золота и обособления сульфидов: сфалерита, эмульсионной вкрапленности халькопирита, овальных образований пирротина с халькопиритом. Золото — тонко ветвящиеся прожилки и мелкие включения в кристаллах пирита и на его контактах с другими сульфидами (подчеркнуто мною — Н.А. Шило). Во включениях отмечаются кварц, карбонаты, силлиманит. Набор элементов-примесей и типичная для гидротермальных процессов ассоциация сульфидов позволяют говорить о том, что образования сфероидов пирита (“окатанного”

пирита, “пиритовой картечи”) нужно связывать с эндогенными процессами. Известно, что подобные сфероиды или глобулы, например халцедона, деревянистого олова или марказита, часто возникают в гидротермальных условиях минералообразования.

Полученные данные позволяют, прежде всего, отвергнуть идею об аллювиальном происхождении “окатанного” пирита или “пиритовой картечи”. Сфероиды возникли в ходе метаморфогенно-метасоматической эволюции месторождения, затушевавшей главнейшие черты его генезиса.

Формация урансодержащих золотоносных месторождений в том виде, в каком она представлена в Трансваале и Оранжевой провинции, является безусловно уникальным образованием с ярко выраженными противоречивыми чертами. Парагенезис золота с уранинитом и настураном определяется геохимическими условиями отложения этих минералов. Он часто встречается и в других районах мира и, следовательно, должен рассматриваться как типичное явление. Не анализируя проблему совместного присутствия этих элементов во многих месторождениях, несмотря на резко различное их положение в системе Менделеева, укажу лишь, что в открытом мною вместе с физиком А.В. Дринковым законе Фибаначчиевого распределения элементов Au и U стоят рядом, и поэтому неудивительно, что оба они часто присутствуют совместно, образуя золото-урановые месторождения [работа находится в печати].

Итак, проблема образования сфероидов пирита однозначно решена в пользу их эндогенного происхождения. Тем не менее, “окатанность” – термин, привлекательный и укоренившийся в геологии, иногда, как это видно из некоторых работ, опубликованных в печати последней четверти XX века и в начале 21 столетия, к сожалению, переносится и в эндогенные условия.

Так, академик А.Д. Щеглов, после посещения золоторудного месторождения Витватерсранд и сбора там коллекции рудного материала, опубликовал статьи [9–11], в которых недвусмысленно пытался связать образование пиритовых сфероидов с окатыванием в эксплозивно-гидротермальных системах, ссылаясь при этом на ряд авторов, которые придерживались того же мнения. Мною [5–7] была дана критика положению, которого А.Д. Щеглов придерживался при объяснении генезиса пиритовых сфероидов из месторождения Витватерсранд. А.Д. Щеглов отозвался на мою критику с возражениями, опубликовав статью [11], в которой упрекал меня в том, что я неправильно толкую его позицию.

Однако приведу одну лишь выдержку из статьи, которая показывает, что моя критика была вполне оправданна. Так на стр. 163 он писал: “Г.И. Туговик, изучавший долгие годы эксплозивные рудные системы, в своих обобщающих монографиях на примере месторождений Забайкалья и других районов также показал, что в гидротермально-газовых струях во время взрыва происходит окатывание” (подчеркнуто мною – Н.Ш.). Именно против этого я и возражал. А.Д. Щеглов, не соглашаясь со мной, утверждал то же самое, называя месторождение Витватерсранд осадочно-гидротермальным. К осадочным образованиям он относил сфероиды кварцевой “гальки” “конгломератов”.

В августовском номере газеты “Природные ресурсы – Ведомости” (2004 г.) появилась статья профессора А.М. Портнова под названием “Глубинные золотоносные “реки” Земли”. В ней автор доказывает, что сфероиды пирита и “галька” конгломератов золоторудного месторождения Витватерсранд приобрели сфероидальную форму в ходе окатывания потоками гидротерм в эндогенных условиях. Этими же гидротермами, по его мнению, привносилось и золото в рудное поле Витватерсранда в количестве около 50 тысяч тонн этого металла.

Еще раньше образование сфероидов путем окатывания в газовой-гидротермальных средах довольно подробно рассмотрено А.М. Портновым в статье [4].

Вообще говоря, мне трудно представить подобную, довольно емкую по своей филигранности работу потоков гидротерм в глубинных условиях. Тем не менее, сфероидам, встречающимся во многих эндогенных месторождениях, как правило, приписывается “окатывание”, уж если не в экзогенных условиях, то в эндогенных, но все равно реками, которые якобы образуются гидротермами.

Здесь существует недопонимание того простого факта, что сфероидальные формы, действительно образуются в эндогенных условиях, но не окатыванием, а иным путем. Они возникают при очень больших давлениях, из вещества, скорее всего, имеющего гелеобразное или аморфное состояние, или магматического расплава, или пересыщенного раствора, по физическим свойствам приближающегося к расплаву. Сфероидальные формы возникают в результате перехода энергетически крайне напряженной разупорядоченной системы в упорядоченную, которой должны отвечать формы, энергетически выгодные по объему и по поверхностям. Этим условиям удовлетворяет шар. Причем это происходит в ходе развития неравновесного процесса, когда из всех фигур задан-

ного объема минимальной площадью поверхности обладает только шар.

Исследования показывают, что для этих неравновесных систем в рудообразовании характерен существенно восстановленный характер, скорее всего, определяющийся присутствием водорода. Недавно (2004 г.) я получил из месторождения Витватерсранд образец с видимым золотом, в основном выполняющим интерстиции между обломками брекчированной породы. Его изучение показало, что кроме золота он насыщен самородными Pb, Zn, Bi, Al, Sn, Ca, Mg, Sr и другими элементами, характеризующими восстановленный характер среды минералообразования.

Обратимся к пириту и гальке конгломератов Витватерсранда. Пирит имеет кубическую сингонию и должен кристаллизоваться в этом виде симметрии. Однако возьмем площадь поверхности куба, вписанного в шар. Отношение объема шара к объему куба равно $(\pi/2)\sqrt{3}$, а отношение поверхности шара к поверхности куба равно $\pi/2$. Из этого следует, что объем при переходе куба к шару в $\sqrt{3}$ раза больше изменяется, чем их поверхности. Это подтверждает, что из всех фигур заданного объема минимальной поверхностью обладает шар – это закон природы. На рудниках Витватерсранда ежегодно попутно с золотом добывается около 400 тысяч тонн пиритовой картечи, то есть сфероидальной формы пирита! Одни геологи образование этих агрегатов пирита приписывают поверхностным организованным водотокам, а другие – гидротермальным рекам! И то и другое объяснение противоречит законам природы!

Обнаруживающиеся в ряде месторождений сфероиды минералов, например, шаровидного кварца и др., подтверждают мое объяснение образования их форм. Что же касается взрывов, то они только выносят уже сформировавшиеся сфероиды при рассмотренных выше условиях. В кимберлитах часто встречаются кварцевые стяжения в форме шара, несомненно образовавшиеся при больших давлениях и, возможно, на тех же глубинах, на которых кристаллизовались и алмазы. Напомню, что в свое время предполагали, что алмазы образуются в момент взрыва и в ходе подъема кимберлитовой магмы к поверхности.

Как видим, заблуждения – это результат несовершенных знаний о природных процессах, которые к тому же трудно поддаются экспериментальной проверке, хотя именно эти процессы, ведущие к образованию сфероидов на больших глубинах, вполне объяснимы законами природы.

В связи с проблемой “окатывания” подчеркну, что, в сущности, в аллювиальном процессе чрезвы-

чайно редко встречаются породы, которые бы окатывались до формы шара. Они обычно возникают только в так называемых мельницах, в котлах, в полостях, где развиваются большой силы турбулентные процессы воды. Попадая в эти полости или котлы, скажем, обломок гранита “окатывается” до шара. Подобные котлы мне приходилось наблюдать на острове Тасмания. В каждом из них находился один шар гранита.

В 1936 г. я изучал в Сары-Адыре (Казахстан) конгломераты девонского возраста и согласно залегающие на них известняки того же возраста [7]. В конгломератах никогда не встречал валунно-галечникового материала, окатанного до шаровидной формы. В известняках же присутствовали кварцевые стяжения, как правило, по форме близкие к шаровидной. Разумеется, мне и в голову не приходила мысль об отнесении их к окатанным галькам кварца.

Весьма веским аргументом, подтверждающим рассмотренную выше концепцию образования в эндогенных условиях пиритовой “картечи” и “гальки” “конгломератов” золото-уранового месторождения Витватерсранд, является узкий разброс размерности как пиритовых, так и кварцевых образований (шары кварцевой “гальки” из “конгломератов” Витватерсранда не превышают по размеру куриного яйца). Общеизвестно, что в окатывание, где бы оно ни происходило, в экзогенных или эндогенных условиях, неизбежно должны вовлекаться обломки минералов или пород самой разной размерности. Узкий предел размерности пиритовых сфероидов и кварцевой “гальки” “конгломератов” Витватерсранда – свидетельство того, что их образование происходило при строгих термодинамических режимах, при которых заданному объему пиритовых и кварцевых образований должна была отвечать минимальная площадь поверхности агрегата, этому условию удовлетворяет только шар.

Из всего изложенного выше следует, что “конгломераты” Витватерсранда нельзя называть конгломератами. Для них, как я уже писал, наиболее подходящим названием будет термин “псевдоконгломераты”.

Здесь я не могу не остановиться на одном эксперименте, решающем сразу две фундаментальные проблемы. После того, как мною были опубликованы три статьи о механизме расслоения ультрабазитовых магматических расплавов, в институте высоких давлений АН СССР провели уникальный опыт: расплавили базальт и медленно охлаждали расплав под давлением в 1000 атмосфер в водородной среде. В результате была получена концентрически расслоенная

глыба. В ее центральной части раскристаллизовался пироксен, к периферической зоне сменяющийся менее основными породами. Этим экспериментом, во-первых, однозначно решается проблема ликвационного расслоения базальтоидного расплава при его остывании, протекающем в условиях стабильных высоких давлений и в основной среде. Причем в центре агрегата раскристаллизовывается ультраосновная его часть (чаще дуниты). Во-вторых, эксперимент наглядно демонстрирует образование кварцевых “галек” “конгломератов” и сфероидов пирита, более сотни лет выдававшихся в качестве доказательства аллювиального происхождения золоторудного месторождения Витватерсранд (открыто в 1886 г.), ошибочно относившегося геологами всего мира к россыпям.

Обработка месторождения Витватерсранд показала, что золото приурочено к нижним слоям псевдоконгломератов (мощностью около фута) с резким возрастанием содержания в углеродистых слоях, развитых в основании псевдоконгломератов. Их природа в течение длительного времени определялась неоднозначно, и только совсем недавно она была раскрыта в работе [8]. В ней авторы излагают результаты своих исследований углеродистых образований из месторождения Витватерсранд, которым ими уделено основное внимание, так как, во-первых, они оказались менее всего изученными, а, во-вторых, с ними связаны наибольшие концентрации золота этого месторождения. Изучение углеродистых слоев производилось сканирующим электронным микроскопом и рентгеновскими лучами с привлечением других вспомогательных методов. В итоге авторы пришли к выводу, что столбчатые слои являются фоссилизированными цианобактериальными матами с типичным для них нитчатым строением. Этот факт подтвержден американскими микробиологами, выделившими ДНК цианобактерий из руд месторождения Витватерсранд, как отмечают авторы указанной работы (стр. 24). Цианобактериальные маты формируются в лагунах в аридных или семиаридных обстановках.

Изучая золото микробиальных слоев, авторы выделили в качестве простейших форм его обособлений – пластинки, слабо гофрированные, которые располагаются между нитями. “Толщина таких пластинок – доли мкм, гофрировка отражает неровную поверхность нитей... Они в общем параллельны нитчатости” (стр. 28).

“Другой, более сложной формой проявления золота является полное копирование нитей, по сути их полное замещение, в конечном счете, и появление

форм, напоминающих слойки, пластинки из золота” (стр. 29).

“Более полной и более значительной по массе золота формой являются золотые пучки из замещенных золотом микробиальных нитей, часто в виде пустых трубочек, т.е. замещенных после ухода трихом”. “В поперечных срезах таких пучков иногда хорошо видно сочетание таких трубочек, с целыми пластинками-веерами... Видимая длина таких пучков может достигать нескольких сотен мкм... Некоторые из таких пучков в срезах напоминают, благодаря обилию пустотелых трубок, строение многоствольных минометов” (стр. 29). Эти три главные формы золота в углеродистых слоях месторождения Витватерсранд, как впрочем и многие другие, но по массе имеющие второстепенное значение, возникают, как считают авторы, в результате репликации золота по нитям микробиальных слоев и замещения углерода этих слоев золотом.

Максимальные или даже уникальные концентрации золота в породах с повышенной углеродистостью (черные сланцы, графит) общеизвестны. Я еще в 1945 г. показывал академику С.С. Смирнову образцы из разведывавшейся нами золотоносной кварцевой жилы на склоне долины Малый Ат-Юрях. В ее зальбандах, где наблюдалась расщепленная на тонкие пластинки, перемежавшиеся с кварцем, черносланцевая вмещающая порода, обычно концентрируются уникальные содержания золота. В книге [7] я отмечал, что открытие золоторудного месторождения Мурунтау (Узбекистан), а в последующем Сухого Лога (Россия) некоторые исследователи стали развивать идею об изначально осадочном их происхождении. Например, В.Г. Гарьковец [2] предложил в классе эндогенных выделять коровые (литогенные), среди которых – метаосадочные и апоосадочные месторождения. Однако в Мурунтау на глубине 4005–4300 м скважиной подсечен гранитоидный массив, в породах которого зафиксированы торит, монацит, уранинит, арсенопирит, сфалерит, магнетит, золото в ассоциации с графитом. В порообразующем кварце и плагиоклазе гранитов рудные минералы присутствуют в виде тончайших включений (3–10 мкм), образуя струйки и индивидулы, развивающиеся по трещинкам, в которых они ассоциируют с твердофазным углеродистым веществом. В золоторудном месторождении Мурунтау, сформировавшемся в алевролитах, обогащенных органическим веществом, повторяется рудный парагенезис гранитов. Рудная минерализация фиксируется в кварцевых жилах, выполняющих разломы, и в дробленных (брекчированных) алевролитах, то

есть в наиболее проницаемых зонах, связанных с системой разломных структур.

Прецизионными исследованиями руд Сухого Лога зафиксировано золото в виде включений размером в единицы микрометров в пиритах и в виде пленок (десятые доли микрометров) в сростаниях с графит-серицитовыми агрегатами, а также в неопределенных формах серебра, платина и палладий в виде включений кластерной субкристаллической размерности в золоте, пирите, халькопирите, минералах никеля и в сростаниях с графитом, антроксолитом, кварцем и алюмосиликатным материалом черных сланцев. В крупнейшем золоторудном месторождении России (Наталка, Северо-Восток), золото-пиритовая минерализация, сопровождающаяся ассоциацией других сульфидов, наложилась на высокопроницаемые зоны брекчированных дробленных черносланцевых пород, насыщенных графитом.

Причина такой избирательности золотом углеродсодержащих пород до сих пор никем не объяснена. За всю историю развития золотодобывающей промышленности золото в породах с повышенной углеродистостью представлялось как инертный компонент к последним, то есть никаких признаков физико-химических взаимодействий между золотом и углеродистым веществом не было замечено.

Тем не менее, авторы работы [8] в микробиальных слоях достоверно установили не только наличие общеизвестной связи золота с углеродом, но и псевдоморфозное замещение золотом углерода, слагающего микробиальные нити, с сохранением мельчайших скульптурных деталей последних.

Авторы указанной работы, не объясняя механизма такого взаимодействия золота с углеродом в микробиальных слоях, отнесли месторождение к россыпям, сформировавшимся в лагунах в аридных или семиаридных обстановках. В эти лагуны водотоками с окружающих территорий, по их мнению, было привнесено золото, которое и зафиксировалось в основном в углеродистых слоях, мощность которых не превышает нескольких сантиметров, часть его сконцентрировалась в нижней зоне перекрывающих эти слои “конгломератов” (в кавычки взято мною – Н.Ш.).

Однако известно, что в аридных и семиаридных условиях литогенетическая роль воды или сводится к нулю, или столь слабо проявляется, что ни о каком переносе и тем более переработке и сортировке громадных количеств аллювиального материала и речи не может быть.

Тем не менее, результаты исследований псевдоморфоз золота по микробиальным нитям столбчатых

слоек в месторождении Витватерсранд позволяют создать непротиворечивую модель генезиса этого месторождения. Их открытие для меня, длительное время занимавшегося этой проблемой, явилось последним звеном, которого не доставало в разрабатывавшейся мною концепции.

Золотовмещающий комплекс рудного поля Витватерсранд хорошо изучен, он включает: а) микробиальные углеродистые столбчатые слои, залегающие на гранитогнейсовом архейском фундаменте под псевдоконгломератами, в настоящее время всеми относимыми к конгломератам, б) псевдоконгломераты, состоящие из кварцевых шаровидных “галек”, сцементированных кварцево-каолин-серицитовым цементом, в) пирит в форме шаровидных стяжений, получивших название пиритовой картечи. Формирование этого комплекса происходило в менявшихся тектонических и физико-географических обстановках. Три из них зафиксированы в современных особенностях месторождения и являются его генетической основой. Это, во-первых, формирование микробиальных матов в семиаридных условиях, вошедших в комплекс в виде столбчатых углеродистых слоев и, видимо, полное завершение формирования всей системы Витватерсранд, перекрывшей микробиальные маты. Во-вторых, погружение всего комплекса на глубины со сдавливающими напряжениями, где и образовались сфероиды (шары) кварца и пиритовая картечь, возможно, некоторое количество алмазов. В-третьих, напряжения сжатия в комплексе сменились растягивающими напряжениями, что несомненно связано с глубинными разломами. Растяжение сопровождалось образованием микротрещиноватости и брекчированием пород*, проявившемся в некоторой его части.

В таком виде витватерсрандский комплекс пород стал матрицей, на которую наложилось золотое оруденение. В этой матрице наиболее проницаемой зоной оказался контакт органических слоев и псевдоконгломератов с архейским фундаментом. Поэтому не случайно золото-урановый гидротермально-флюидный диффузионный поток сбрасывал рудный комплекс именно в этой зоне. Золото создавало репликации вдоль нитей столбчатых слоев, формировало псевдоморфозы по углероду, заполняло интерстиции между брекчиями. Некоторая его часть сконцентрировалась в маломощном (менее фута)

*Мне недавно прислали для исследования образец витватерсрандской руды. Он брекчирован, видимое золото заполняет интерстиции, наиболее крупные его выделения тяготеют к черным сланцам.

слое псевдоконгломератов, перекрывающих микробинальные столбчатые слойки. Не подлежит сомнению, что этот процесс протекал весьма длительное время, измеряемое десятками миллионов лет, а может быть даже больше.

Итак, изучение создавших месторождение процессов однозначно показывает, что Витватерсранд имеет гидротемально-метасоматический генезис. Оно сформировалось в мезозоне земной коры, куда поступало золото, серебро, уран со значительных глубин из одного источника и в течение длительного времени. К их транспорту, скорее всего, причастны флюиды, насыщенные цианидами или другими золотосодержащими комплексами, растворимыми в термах.

Однако гидротемально-метасоматический генезис этого уникального золото-уранового месторождения вызывает, по меньшей мере, два вопроса, на которые необходимо дать ответ. Это, во-первых, почему возникло месторождение, из которого уже добыто около 50 тысяч тонн этого металла, и, как полагают эксперты, оставшиеся в нем запасы могут быть оценены еще в 50 тысяч тонн? И, во-вторых, чем можно объяснить образование золотых псевдоморфоз по углеродистым столбчатым слойкам?

На первый вопрос можно ответить только в том случае, если удастся установить причину “стягивания” или атомов, или молекул элементов. Оно проявляется во многих геологических процессах и, в том числе, например, при образовании слоев при формировании расслоенных интрузий ультраосновных пород. Нередко встречающиеся крупные самородки золота или платины, вероятнее всего, обязаны тому же процессу стягивания к центру роста агрегатов этих металлов. С процессом стягивания несомненно связаны уникальные массы металлов и, возможно, других элементов, являвшихся источниками образования месторождений полезных ископаемых, грандиозных рудных поясов и полей, имеющих планетарное значение. Их примером может служить вулкан Лакос в Чили, изучавшийся проф. В.И. Старостиним. Этот вулкан в течение длительного времени изливает чистый магнетит. Ко второму примеру условно можно отнести вулкан Кудрявый на о-ве Итуруп, который в течение длительного времени изливает андезитобазальтовые лавы, обогащенные рением. Такие источники, видимо, формируются в ходе дифференциации внутрипланетного вещества, скорее всего, в верхнемантийной зоне.

Установлено, что Р, Ag, Au при плавлении проявляют аномалии магнитных эффектов, то есть становятся парамагнитными. Вероятно этот факт можно

распространить и на пересыщенные растворы соединений Au или содержащие его радикалы, устойчивость которых в гидротермах стабилизируется щелочами или другими элементами, молекулярными и атомными соединениями или радикалами. Возможно, что парамагнетизм, подобно гравитации, образует поле, которое определяет стягивание металлов в массы, являющиеся источником для месторождений, рудных полей, поясов, металлогенических провинций. Исследования в этом направлении могут дать совершенно неожиданный результат и поэтому являются весьма перспективными.

Все сказанное выше позволяет ответить и на второй вопрос: почему в месторождении Витватерсранд максимальные концентрации золота связаны с углеродистыми слойками? Так как выше было показано на примерах золоторудных месторождений Муррунтау, Сухой Лог и Наталка, что Витватерсранд в этом отношении не является исключением, ответ на поставленный вопрос имеет общее значение: максимальные концентрации золота в присутствии углерода являются общей закономерностью образования золоторудных месторождений. Но почему? Сегодня на этот вопрос никто не может ответить. Классики геологической науки, изучавшие рудные месторождения, их геохимию, минералогию, кристаллографию, даже близко не подходили к ответу на этот sacramентальный вопрос. Всегда специалисты самого высокого ранга ассоциацию золота с кварцем или с углеродом относили к самому собой разумеющемуся факту, природному явлению, существо которого навсегда спрятано от человеческого разума.

Прочитав работу [8], я решил, что ответ на этот вопрос можно получить, если проанализировать рудообразующий процесс, основываясь на законах физической химии, на электронном и даже ядерном уровне. Общеизвестно, что в настоящее время всякий химический процесс рассматривается с двух позиций: а) энергетической и б) магнитной. Поскольку естественное рудообразование развивается по тренду затухающих тепловых эффектов, то, естественно, предпочтение мною было отдано магнитному сценарию. Такой подход к анализу проблемы оправдывается еще и тем, что, во-первых, с этих позиций она никем не изучалась, во-вторых, как известно, магнитные эффекты фиксируются во многих химических реакциях. Однако объяснение этого явления не давалось, и тем более не предпринималось даже попыток приложения его к разработке соответствующей теории развивающихся процессов.

Но прежде, чем продолжить анализ материала, дающий ответ на второй вопрос, остановлюсь, опи-

раясь на работы академика А.Л. Бучаченко [1] и др., на магнитном аспекте химических реакций. Он связан с электронами и ядрами химических элементов.

Электроны – это магнетики, обладающие угловыми вращательными моментами или квантовыми спинами, которые сохраняют в пространстве ориентацию подобно гироскопу. Во множестве органических и неорганических соединений электроны имеют попарную, противоположную друг к другу ориентацию вращательных моментов. Их электронный спин равен нулю; такое спиновое состояние получило название синглета. Однако имеется множество химических элементов и их соединений, в которых присутствуют неспаренные электроны. Если имеется один электрон, то его спин равен S , и в противоположных направлениях вращения он дает два случая организации, называемых дублетом. В случае двух неспаренных электронов происходит либо компенсация спинов, тогда сумма их равна нулю (синглет), либо сложение, дающее суммарный спин, равный 1. Такое спиновое состояние получило название триплет. Это спиновое состояние имеет три ориентации.

Спиновые состояния определяют способность вступать в реакцию химических объектов, или наоборот возникает такое спиновое состояние, которое налагает абсолютный запрет на реакцию. Реакционно способными являются объекты, в которых суммарный спин реагентов совпадает со спином продуктов реакции. Электрон обладает магнитным моментом, он чутко реагирует на всякое магнитное поле, какой бы малости оно ни было. Магнитное поле может рекомбинировать спиновое состояние участвующих в реакции объектов, переведя их из неакционно способных в реакционно способные и наоборот, то есть снять спиновый запрет на реакцию или рекомбинировать спиновое состояние таким образом, что возникнет запрет на реакцию.

Каким магнитным полям, оказывающим влияние на спиновое состояние объектов, участвующих в химических взаимодействиях, в частности в рудообразующих процессах, следует отдать предпочтение? На этот вопрос ответ лежит на поверхности. Это прежде всего магнитные ядра отдельных изотопов некоторых элементов. С точки зрения рассматриваемой мною проблемы, то есть рудообразующего процесса, в котором в качестве ведущих элементов выступают золото, серебро или уран, как это имеет место в месторождении Витватерсранд, к ним, в первую очередь, можно отнести изотоп углерода: ^{13}C . Этот изотоп имеет магнитное ядро.

В приведенных выше примерах (Витватерсранд, Мурунтау, Сухой Лог, Наталка) золотая минера-

лизация наложилась на структуры с растягивающими напряжениями, которые рассматриваются как матрицы отложения рудных минералов. Золото в эти структуры поступало, скорее всего, из единых мощнейших источников. В них запасы этого элемента должны были превосходить запасы месторождений, созданных за счет этих источников. Можно утверждать, что переход минералообразующего вещества из источников (верхнемантийная зона) в структуры минералообразования (земная кора) инициировался большой разностью напряжений. В верхнемантийной зоне, по-видимому, сохранялись сдавливающие напряжения, тогда как в рудообразующей структуре развивались растягивающие напряжения, что можно объяснить образованием разломных структур. В каком виде осуществлялся транспорт золота? В ряде золоторудных месторождений, где золото дает максимальные концентрации в связи с углеродом, набор элементов или радикалов повторяется: во включениях, как правило, обнаруживаются CO_2 , CO , N_2 , CH_4 , C_2H_4 . Это позволяет отдать предпочтение цианидам, которые могут образовывать соединения типа $[\text{Au}(\text{CN})_4]$ или другие какие то неизвестные золото-содержащие радикалы. Возможно цианид Au в присутствии N аморфотизируется. Флюид этого комплекса переносится термальными водами в матрицу, в которой присутствует углерод и его изотоп ^{13}C , содержащий магнитное ядро, то есть в магнитное поле углерода, где претерпевает рекомбинацию электронных спинов. Новая спиновая комбинация приводит к разрушению цианидного комплекса Au, и золото выпадает в магнитном поле углерода, то есть оказывается в ассоциации с углеродом (органическим или неорганическим). При формировании золоторудного месторождения Витватерсранд золото из флюида создавало репликации вдоль микробиальных нитей и даже замещало их углерод, формируя псевдоморфозы золота по углероду.

Но, как известно, значительная часть золоторудных месторождений относится к тому типу, где золото присутствует в ассоциации с кварцем. В них углерод или отсутствует, или обнаруживается в незначительных количествах в качестве жильных карбонатных минералов. Возникает вопрос: что в этом случае определяет ассоциацию золота с кварцем? Я не ошибусь, если скажу, что и в этом случае рудообразующий процесс развивается по тому же сценарию, который рассмотрен выше, где магнитные поля ядер некоторых изотопов выступают в качестве рекомбинатора электронного спинового состояния золотосодержащих комплексов. Здесь ведущую роль играют изотопы ^{29}Si , ^{17}O и, несомненно, SiO_2 , который содержит

магнитные ядра указанных изотопов. Разумеется, золотой комплекс в гидротермально-флюидном растворе может быть иным, однако повсеместное присутствие в плутоногенных золотокварцевых месторождениях альбита $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, а в вулканогенных золотокварцевых – адуляра $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ указывает на то, что в этих случаях цианиды натрия и калия играют решающую роль в миграции этого элемента в рудообразующую зону.

Здесь рассмотрены два крайних случая концентрации золота: в магнитном поле изотопа ^{13}C и в магнитных полях изотопов ^{29}Si и ^{17}O , однако существует бесчисленное количество золоторудных месторождений, в рудовмещающем комплексе которых присутствуют изотопы с магнитными ядрами ^{13}C , ^{29}Si , ^{17}O как органического, так и неорганического происхождения. В этой ситуации рудообразующий процесс протекает по той же схеме, а магнитные поля, рекомбинирующие спиновое состояние золотосодержащих комплексов, создают те же изотопы углерода, кремния и кислорода.

Можно предположить, что в развитии рудного процесса играет роль и ферромагнетизм. На эту мысль наводит тот факт, что для золоторудных провинций характерно присутствие именно пирита (FeS_2), а для оловорудных – пирротина (FeS). В жильном комплексе в первых, как правило, присутствует пенин $\{(\text{Mg,Fe})_5\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_8\}$, а для вторых характерен тюрингит $\{\text{Fe}_{3.5}(\text{Al,Fe}^{\cdot\cdot})_{3.5}[\text{Si}_{2.5}\text{Al}_{1/5}\text{O}_{10}][\text{OH}]_6 - n\text{H}_2\text{O}\}$, то есть магнезиальный и железистый силикаты.

Таким образом, в основе рудообразующих процессов лежат магнитные ядра некоторых изотопов элементов, спиновое состояние участвующих в реакциях объектов и его возможная рекомбинация магнитными полями ядер изотопов, магнитные эффекты расплавов, пара- и ферромагнетизм. Идея о переработке золота бактериями или грибами и его усвояемости этими организмами является недоразумением, так как не имеет под собой физико-химической основы. Золото в эти организмы попадает с водой, которую в больших количествах перерабатывают эти организмы. Оно присутствует в виде какого-то растворимого комплекса с соответствующей спиновой комбинацией, которая рекомбинируется ^{13}C , золотосодержащий комплекс разваливается, и золото “усваивается” организмами.

В сложном, но развивающемся неравновесном рудообразующем процессе большая роль принадлежит водороду, дегазирующему из внутренних сфер Земли. Однако его значение в геологических процессах – особая проблема, на которой я не могу останавливаться.

Из изложенного выше следует, что проблема Витватерсранда является частным случаем всех рудообразующих процессов, протекающих по единой схеме. Его уникальность определилась компактностью рудовмещающей структуры (менее 300 тысяч km^2), определившей концентрацию золота в количестве около 100 тысяч тонн в наиболее проницаемой зоне этой структуры, которой оказался контакт архейского фундамента с наложенной на него структурой (столбчатые слои цианобактерий и псевдоконгломераты), сформировавшейся в ходе тектоногенеза. Витватерсранду можно противопоставить Северо-Восток России, который, по моим подсчетам, оценивается таким же количеством золота, но его рудовмещающая структура оказалась не компактной (более 3 млн km^2), и поэтому здесь произошло рассеивание золота, поступавшего из внутрисферного, по-видимому, единого источника.

В заключение хочу отметить, что непонимание истинного существа рудообразующего процесса приводило к огромным затратам средств на поиски в Сибири аналогов Витватерсранда, и это делалось в то время, когда эти аналоги не только были известны, но и эксплуатировались.

Я весьма благодарен Э.Л. Школьнику, Е.А. Жегалло, Л.М. Гирасименко и Ю.В. Шуваловой за то, что они представили мне свою работу, которая оказалась золотым ключиком, помогшим мне открыть дверь в царство Истины, где любому, ее познающему, наденут лавровый венок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучаченко А.Л. Магнитный сценарий химической реакции. Наука и человечество, М.: Знание, 1990. С. 193–201.
2. Гарьковец В.Г. Концепция литогенного рудообразования // Отечественная геология. 1992. № 12. С. 3–8.
3. Нел Л.Т. Проблема генезиса уранинита в золотоносных конгломератах Южной Африки. Тр. XXI Международного геол. конгр. М.: Мир, 1964. Вып. 3. С. 258–274.
4. Портнов А.М. Глубинные конгломераты: месторождения золота, урана, алмазов // Природа. 1980. № 7. С. 27–33
5. Шило Н.А. Сахарова М.С. Природа пиритовых образований отложений Витватерсранда // Геология рудных месторождений. 1986. № 2. С. 85–89.
6. Шило Н.А. Проблема механизма формирования парагенезисов минералов в россыпях, образующихся в перигляциальных и аридных условиях // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 3. С. 311
7. Шило Н.А. Учение о россыпях – теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Владивосток: Дальнаука, 2002. 575 с.
8. Школьник Э.Л., Е.А.Жегалло, Л.М.Гирасименко, Ю.В.-Шувалова Углеродные породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР – исследования с помощью электронного микроскопа. М., 2005. 120 с.

9. Щеглов А.Д. О генезисе золоторудных месторождений района Витватерсранд // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 1. С. 79–82
10. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранд и проблеме открытия их аналогов в России. СПб: Изд.-во ВСЕГЕИ, 1994. 44 с.
11. Щеглов А.Д. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Витватерсранда и их эквивалентах в восточных районах России // Тихоокеан. геология. № 2. 1995. С. 160–166.
12. Hallbauer D.K., Kable E.J.D. Fluid inclusions and trace element content of quartz and pyrite pebbles from Witwatersrand conglomerates: their significance with respect to the genesis of primary deposits // Ore genesis – The State of Art / Eds Anstutz G.C. et al. Berlin; Heidelberg: New York, 1982. P. 742–752.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

N.A. Shilo

The Witwatersrand, and the problem of ore formation

The problem of ore formation at the Witwatersrand gold-uranium deposit is dealt with. The alluvial and explosive-hydrothermal origin of spheroidal pyrites and, accordingly, gold-bearing pseudoconglomerates is denied. The primary character of spheroidal forms and pyrite crystallization *in situ* under endogenic conditions is proved. The association of Au with carbonaceous rocks is explained from the point of view of nuclear magnetic physical-and-chemical phenomena.

Key words: gold, carbon, ore formation, large deposits, Witwatersrand.

РЕЦЕНЗИИ

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ПОБЕРЕЖИЙ РОССИИ*

В.С. Пушкарь

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 19 марта 2007 г.

Рецензируемая работа А.А. Свиточа представляет собой фундаментальный труд по морскому плейстоцену морей России. Это неординарное исследование в настоящее время является первым и единственным обобщением как своего собственного, так и огромного, наработанного многими специалистами фактологического материала по морским плейстоценовым отложениям российских побережий. Важным представляется и то, что сам автор – известный специалист по геологии и палеогеографии четвертичного периода – длительное время принимал участие в изучении опорных разрезов морского плейстоцена многих из них. Являясь инициатором и руководителем рабочей группы по фундаментальным исследованиям глобальной корреляции геологических и палеогеографических событий в геосистеме “материк–шельф–океан”, А.А. Свиточ внес крупный вклад в сравнительный анализ природных явлений в плейстоцене Понто-Каспия и Средиземноморья, окраинных морей северо-западной части Тихого океана и морей Арктического сектора. В частности, им были доказаны и обоснованы различия в природном процессе формирования западных и восточных побережий Арктики. В плейстоцене на побережьях Белого, Печорского и Карского морей отмечались продолжительные трансгрессии, охватывавшие обширные территории и глубоко, на сотни километров, проникавшие вглубь материка. При этом теплые воды Северной Атлантики, заходившие в межледниковые эпохи в эти морские бассейны, облегчали миграцию бореальной фауны и значительно смягчали арктический климат побережий. Восточнее же, на побережьях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Восточно-Чукот-

ского, плейстоценовые трансгрессии охватили, в основном, острова, а на материке, кроме дельтовых зон крупных речных долин, почти не отмечались. Отсюда был сделан вывод о том, что на побережьях Восточной Сибири ледники в плейстоцене отсутствовали, а территория не испытывала гляциоизостатического погружения. На Чукотке, где существовало горно-долинное оледенение, приморские предгорные депрессии заливались водами холодной среднекрестовской трансгрессии среднего плейстоцена. Однако размах межледниковых трансгрессий был весьма скромным. Причина этого кроется не столько в гляциоизостазии, сколько в отсутствии заметных тектонических опусканий прибрежных территорий.

Следует также отметить и большой вклад А.А. Свиточа в проблему истории Берингийской суши и побережий дальневосточных морей. Показано, что масштабные плейстоценовые гляциоэвстатические колебания уровня океана резко влияли на палеогидрологическую обстановку всех окраинных бассейнов северо-западной Пацифики. Во время понижений их уровня, вплоть до -100 м, совпадающих с ледниковыми эпохами, были закрыты Берингов, Татарский, Лаперуза и Цусимский проливы. В результате появления сухопутных перешейков нарушалась и вся гидрологическая ситуация. Так, Японское море превращалось почти в замкнутый водоем, а в Охотское и Берингово моря поступление тихоокеанских вод осуществлялось только по глубоководным Курильским и Алеутским проливам. Образование гигантской Берингийской суши на севере Тихого океана несомненно влияло на формирование климатов Арктики и Севера Тихого океана.

*Рецензия на монографию А.А. Свиточа “Морской плейстоцен побережий России”. Москва: Геос, 2003 г. 361 с.

Монография помимо введения и заключения состоит из двух больших разделов. В первом – региональном – дано описание строения, стратиграфии и фациального состава морских отложений всех побережий морей России. В этом разделе анализируется обширный материал по опорным разрезам морского плейстоцена, биостратиграфии, абсолютному возрасту, палеомагнетизму и реперным палеогеографическим событиям.

Второй раздел работы – это творческий синтез документального материала. В нем рассмотрены принципы и методы анализа, показано доминирующее значение биостратиграфического подхода к вопросам расчленения и корреляции морских отложений и палеогеографических событий, выполнен

корреляционный анализ сводных разрезов по бассейнам, описаны основные черты развития окраинных морей России, дана их типологическая и палеогеографическая систематизация.

Монография по добротности изложенного документального материала, методике его обработки и полученным результатам оставляет очень благоприятное впечатление. Она необходима большому кругу специалистов: геологов, океанологов, географов – и может быть рекомендована для чтения лекций в вузах.

Книга из-за небольшого тиража (300 экз.) уже стала большой библиографической редкостью, поэтому крайне необходимо ее переиздание, желательно с анализом последних работ по морскому плейстоцену России.

ЮБИЛЕИ

К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВЛАДИМИРА ГЕОРГИЕВИЧА САХНО

3 июля 2007 г. исполняется 75 лет со дня рождения известного российского ученого-вулканолога, члена-корреспондента РАН, доктора геолого-минералогических наук, профессора Владимира Георгиевича Сахно, главного научного сотрудника Дальневосточного геологического института Дальневосточного Отделения Российской Академии Наук.

Известный ученый в области геологии и петрологии вулканических поясов Востока Азии Владимир Георгиевич более 50 лет посвятил научной работе в Дальневосточном геологическом институте.

В.Г. Сахно родился и вырос в г. Владивостоке. В 1955 году

после окончания Дальневосточного политехнического института он был направлен в ДВ Филиал СО АН СССР, на базе которого в 1959 г. был создан Дальневосточный геологический институт. С 1955 по 1958 гг. В.Г. Сахно занимался изучением природных сорбентов Дальнего Востока и угленосности меловых отложений Малого Хингана. Все последующие годы он посвятил изучению мезозойского и кайнозойского вулканизма Тихоокеанского региона. В.Г. Сахно по праву является одним из организаторов палеовулканологических исследований на Дальнем Востоке.

В 1965 г. В.Г. Сахно защитил кандидатскую диссертацию “Мезозойский вулканизм Среднего Приамурья”, а в 1994 году – докторскую диссертацию по теме “Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии”. В 1995 г. ему было присвоено звание профессора по специальности “петрография, вулканология”. В 2003 году В.Г. Сахно был избран действительным членом-корреспондентом Российской академии наук по специальности “вулканология”.

В 1975 году В.Г. Сахно организовал и возглавил лабораторию петрологии вулканических поясов. Крен в направленности исследований лаборатории был сделан на изучение вещественного состава различных вулканоструктур в пределах огромной территории Дальнего Востока (Приморье, Приамурье, Камчатка, Чукотка), вопросов минералогии, петрологии, геохимии, флюидного режима вулканических процессов. В результате были разработаны петрологические модели вулканических процессов зоны сочленения континента и океана в Тихоокеанском регионе. Особое внимание было уделено оценке флюидного режима магматических процессов. На основании научных работ В.Г. Сахно в континентальной части Востока Азии выделены три структурно-генетических типа вулканических поясов и зон: окраинно-континентальные, внутриконтинентальные и зоны плюмового вулканизма, установлен новый для микрократонов Дальнего Востока генетический тип алмазонасных пород, разработана модель плюмового вулканизма Амурской плиты. В.Г. Сахно впервые в мире были описаны игнимбриды андезитового состава (1961 г.) и сделано предположение о лерцолитовых включениях в щелочных базальтах как отторженцах верхней мантии (1963 г.). Важные теоретические выводы о гетерогенном строении мантии океана и окраинных морей сделаны В.Г. Сахно при анализе данных по вулканизму западной части Тихого океана, Японского и Тасманова морей. Он неоднократно участвовал в рейсах НИС в этих регионах.

В последнее время В.Г. Сахно выполнял исследования по программе Президиума РАН “Карта новейшего вулканизма Северной Евразии и районирование территории, связь вулканизма с геодинамикой, новейшей тектоникой и горообразованием”.



В настоящее время В.Г. Сахно занимается изучением новейшего и современного вулканизма континентальной части Дальнего Востока и его влияния на состояние окружающей среды, а также детальным изучением позднеплейстоцен-голоценовых катастрофических вулканических извержений на Юге Дальнего Востока с целью прогноза возможных катастрофических извержений и экологических последствий в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН “Изменение окружающей среды и климата. Природные катастрофы”. Так на основании изучения вещественного состава четвертичных вулканических пеплов Северо-Востока России В.Г. Сахно сделано предположение о том, что большая часть пепловых горизонтов связана не с камчатскими вулканами, как считается большинством исследователей, а связана с местными (пока еще не открытыми) центрами извержений. Проведенное детальное изучение вулкана Пектусан позволило установить периодичность последних этапов его катастрофических извержений – в начале первого, в начале и конце второго тысячелетий. Это дает основание предполагать возможность мощных извержений в будущем.

В.Г. Сахно имеет 272 опубликованные научные работы, в том числе 14 монографий. В.Г. Сахно – член редколлегии журналов “Тихоокеанская геология” и “Вулканология и сейсмология”.

Большое внимание В.Г. Сахно уделяет подготовке научных кадров и научно-организационной работе. Им подготовлено 7 кандидатов и 2 доктора наук.

Научно-организационная деятельность В.Г. Сахно отмечена наградами “Бронзовая медаль ВДНХ” и медаль “За трудовую доблесть” Президиумом ВС СССР и РАН.

В.Г. Сахно – неутомимый исследователь как в сложных полевых условиях Камчатки, Приморья, так и в стенах института. Он всегда с большим интересом и оптимизмом воспринимает новые идеи и решения. В день своего юбилея В.Г. Сахно полон творческих планов и намерений.

Многочисленные друзья, коллеги и ученики поздравляют Владимира Георгиевича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, счастья, новых научных открытий.

Редколлегия, коллеги

К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ЛЕВИНА БОРИСА ВУЛЬФОВИЧА

26 августа 2007 года исполняется 70 лет со дня рождения Бориса Вульфовича Левина.

Сегодня это известный российский ученый в области геофизики, доктор физико-математических наук (1990), профессор (2000), член-корреспондент РАН (2003), директор Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (2004), талантливый исследователь, общепризнанный в мировом сообществе специалист по цунами, знаток глобальной сейсмичности и природы ее вариаций. Он автор более 150 научных работ, в том числе 5 монографий и 8 авторских свидетельств.

Б.В. Левин родился в г. Москве 26 августа 1937 года, окончил Московскую среднюю школу № 82 с серебряной медалью и поступил в Московский горный институт, который и окончил в 1959 г. с дипломом горного инженера. Работал инженером-взрывником, конструктором и научным сотрудником в разных организациях.

Свой научный путь он начал в Институте горного дела им. А.А. Скочинского (г. Люберцы, Московской области), где в 1970 году защитил диссертацию «Исследование эффективности разрушения пласта в зоне отжима при совместном воздействии взрыва и горного давления» и получил степень кандидата технических наук. После этого получил приглашение от профессора Л.В. Альтшулера – одного из основателей советского атомного проекта – перейти на работу в его лабораторию во ВНИИ оптико-физических измерений Госстандарта СССР (Москва). Там он работал в течение 1970–1972 гг. вместе с В.Е. Фортовым (ныне – академиком), занимаясь экспериментальными исследованиями по физике взрыва.

В конце 1972 года заключил контракт с Сахалинским комплексным НИИ ДВНЦ АН СССР и был принят на работу в качестве заведующего сейсмо-цунамистанцией «Курильск», расположенной в г. Курильск, на острове Итуруп, Сахалинской области, где и проработал в течении двух лет. После этого был приглашен директором СахКНИИ ДВНЦ АН СССР С.Л. Соловьевым на должность зав. сектором, а затем зав. лабораторией гидромеханики института в г. Южно-Сахалинске, где трудился до конца 1980 года. В течение Сахалинского периода работы начал активно заниматься изучением физики цунами и наблюдательной сейсмологией. Организовал испытательный полигон в п. Новиково (Южный Сахалин) для взрывного моделирования процессов генерации цунами, а также возглавил несколько экспедиций на Курильских островах. В этот период познакомился и активно сотрудничал с академиком М.А. Лаврентьевым.

В 1980 г. был приглашен на работу в Институт горного дела им. А.А. Скочинского и развернул там работы по экспериментальному изучению процессов генерации цунами, нелинейных эффектов в сейсмологии и методов лазерного инициирования взрывчатых веществ. В этот период продолжал активно работать вместе с сахалинскими коллегами по прикладной тематике, участвовал в проведении крупномасштабных испытаний взрывных источников генерации модельных волн. В 1990 г. защитил диссертацию «Динамические процессы в горных породах и океане вблизи сейсмического источника» на соискание ученой степени доктора физико-математических наук, представив ее в Диссертационный совет Всесоюзного института геологических, геофизических и геохимических информационных систем (бывшего ВНИИЯГ). После защиты диссертации перешел на работу в Государственный океанографический институт (ГОИН) Госкомгидромет, а затем с 1993 г. возглавил отдел наук о Земле Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), куда был приглашен директором-организатором фонда академиком А.А. Гончаром.

В период своей работы в Москве и Московской области регулярно занимался преподавательской деятельностью, читая лекции по общей физике в Московском институте инженеров гражданской авиации и Московском горном институте. В 2000 г. получил звание и аттестат профессора по кафедре физики. В период работы по совместительству в Институте океанологии РАН (с 1994 г.) организовал и возглавил лабораторию цунами имени академика



С.Л. Соловьева, которая успешно функционирует и поныне. Постоянно действующий научный семинар по геофизике, организованный Б.В.Левиным в этой лаборатории, содействовал в значительной степени оживлению работы научной школы по цунами, которая объединила российских исследователей цунами и завоевала гранты Программы поддержки ведущих научных школ России и гранты РФФИ. За десять лет существования школы по цунами (1996–2006 гг.), возглавляемой Б.В. Левиным, членами коллектива школы защищено 7 докторских и 8 кандидатских диссертаций, в том числе 2 докторские и 5 кандидатских диссертаций подготовлено под руководством Б.В. Левина .

В 2003 г. он был избран членом-корреспондентом РАН по специальности “Геофизика” и получил приглашение от Председателя Дальневосточного отделения РАН академика В.И. Сергиенко занять пост директора Института морской геологии и геофизики ДВО РАН в г. Южно-Сахалинске. После проведения выборов занял эту должность и с января 2004 г. приступил к исполнению обязанностей директора института. За время работы на Сахалине организовал региональный Диссертационный совет ДМ 005.026.01 при ИМГиГ ДВО РАН, который согласно решению ВАК РФ получил право принимать к защите докторские и кандидатские диссертации. В результате активной работы Б.В. Левина на посту директора были достигнуты значительные успехи в привлечении молодых сотрудников. Средний возраст сотрудника института стал менее 50 лет, появились кандидаты наук в возрасте до 30 лет и доктор в возрасте до 51 года. Активность сотрудников в экспедиционной и международной деятельности значительно возросла. Активизировалась работа аспирантуры, увеличилось количество публикаций сотрудников в ведущих журналах, возросло число грантов РФФИ и ДВО РАН.

Под руководством Б.В. Левина организован регулярный научно-образовательный семинар для молодых ученых Сахалина, аспирантов, студентов и школьников. Благодаря усилиям Б.В. Левина проводятся научные экспедиции на Курильские острова с участием ученых США и Японии, подготовлена и стартовала в 2007 г. Российско-Японская программа изучения вулканизма и сейсмичности Южных Курильских островов совместно с Университетом Хоккайдо. Впервые получены результаты измерения движений островов Средних Курил с помощью спутниковой геодезии. При поддержке Губернатора Сахалинской области И.П. Малахова Б.В. Левиным были организованы совместные практики студентов Московского Госуниверситета, Дальневосточного и Сахалинского Госуниверситетов на Курильских островах и Сахалине с участием более 20 студентов.

Б.В. Левин является заместителем главного редактора журнала “Тихоокеанская геология”, членом редколлегий журналов “Вулканология и сейсмология”, “Вестник ДВО РАН”, “Вестник Северо-Восточного научного центра”. Он также является Председателем Сахалинского научного центра ДВО РАН, Председателем национальной комиссии по цунами РАН, членом ряда международных организаций, включая комиссию по цунами МОК ЮНЕСКО, Международный союз по геодезии и геофизике и другие.

Занимаясь альпинизмом, со студенческих лет Б.В. Левин получил в 1964 г. звание мастера спорта СССР, трижды поднимался на вершины выше 7 тысяч метров и подготовил 8 мастеров спорта чемпионов СССР по альпинизму.

Коллектив Института морской геологии и геофизики ДВО РАН коллеги, друзья с благодарностью, признательностью и самыми добрыми чувствами поздравляют Б.В. Левина со значительной датой в его жизни, 70-летием со дня рождения, и искренне желает сохранить здоровье, энергию и научную пылкость на долгие годы.

Редколлегия