

Барановский 8.10.

Вестник Московского университета

ISSN 0201—7385
ISSN 0579—9406



НАУЧНЫЙ
ЖУРНАЛ

Основан
в 1946 году

Серия 4
ГЕОЛОГИЯ

2/2007

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — главный редактор,
Д.Г. КОЩУГ — зам. главного редактора,
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь,
И.С. БАРСКОВ, В.А. ВСЕВОЛОЖСКИЙ, Э.Д. ЕРШОВ,
Н.В. КОРОНОВСКИЙ, А.А. МАРАКУШЕВ,
А.С. МАРФУНИН, Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ, А.М. НИКИШИН,
Л.Л. ПЕРЧУК, В.И. СТАРОСТИН, В.Т. ТРОФИМОВ,
В.С. УРУСОВ, В.Е. ХАИН, В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ, О.В. ЯПАСКУРТ

Редактор А.Е. ЛЮСТИХ

Технический редактор Н.И. Матюшина

Корректор В.В. Конкина

Адрес редакции:

125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Тел. 203-31-28, 939-49-61

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.
Свидетельство о регистрации № 1550 от 14 февраля 1991 г.*

Сдано в набор 18.01.2007. Подписано в печать 12.03.2007. Формат 60×90/8.
Бумага офс. 1. Гарнитура Таймс. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 9,5. Усл. кр.-отг. 3,6. Уч.-изд. л. 9,35.
Тираж 377 экз. Заказ № 136 . Изд. № 8386.

Ордена «Знак Почета» Издательство Московского университета.
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета» Издательства МГУ.
119992, Москва, Ленинские горы.

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 2 • 2007 • МАРТ—АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Старостин В.И., Пельмский Г.А., Сакия Д.Р. Золотоносность железистых кварцитов Восточно-Европейской платформы	3
Филатова Л.И. Главные черты и особенности строения протерозойских рифтогенных структур Восточно-Европейской и китайских древних платформ (протоавлакогены и авлакогены). Статья 3. К строению позднепротерозойских авлакогенов Восточно-Европейской платформы	15
Бородаев Ю.С., Брызгалов И.А., Мозгова Н.Н., Успенская Т.Ю. Пентландит и кобальтпентландит — типоморфные минералы современных гидротермальных сульфидных построек, связанных с серпентинизированными ультрабазитами (Срединно-Атлантический хребет)	30
Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Дергачев А.Л. Типоморфизм редких минералов колчеданных руд и их геохимический тренд	40
Соколова М.Н., Абля Э.А. Исследование биомаркеров в органическом веществе донных отложений Северного и Среднего Каспия	49
Урусов В.С., Петрова Т.Г., Леоненко Е.В., Еремин Н.Н. Компьютерное моделирование локальной структуры, свойств и стабильности твердого раствора галит NaCl—сильвин KCl	58
<i>Краткие сообщения</i>	
Красноярова Ю.Г., Тевелев А.В., Яковишина Е.В., Зайцева Е.Л. Нижнекаменноугольные карбонатные отложения бассейна р. Большая Караганка (Южный Урал)	64
Серов Р.С., Викторов М.А. Особенности низкотемпературных спектров оптического поглощения природных и обогащенных алмазов	67
<i>Рецензия</i>	
Фролов В.Т. Новое руководство по литостадийному анализу	70
<i>Юбилей</i>	
Виктор Титович Трофимов (к 70-летию со дня рождения)	73
Николай Андреевич Божко (к 70-летию со дня рождения)	76

УДК 553.2:551.243

В.И. Старостин, Г.А. Пельмский, Д.Р. Сакия

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Введение. Сокращение ресурсов и запасов золота в традиционных провинциях россыпных и коренных месторождений во второй половине XX в. во всем мире обусловило необходимость извлекать этот металл в качестве попутного компонента из комплексных медно-никелевых, медно-колчеданных, полиметаллических и меднопорфировых руд [3]. Извлечение золота из железистых кварцитов на практике осуществляется в ограниченных размерах в Канаде, Австралии, США и Японии. За XX столетие из железных руд за рубежом добыто 2900 т золота [5, 12]. Безусловно, этот вопрос актуален и для России, где сосредоточены крупнейшие в мире запасы докембрийских железистых кварцитов.

Интерес к золоту в железистых кварцитах в Советском Союзе проявился еще в начале 60-х гг. прошлого столетия. С 1966 г. стала осуществляться государственная программа по изучению золотоносности железорудных месторождений Украинского кристаллического щита (УКЩ), Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и Балтийского щита (БЩ), его восточной части — Карелии и Кольского п-ова. В этот период были исследованы многие вопросы по данной проблеме, нашедшие отражение в ряде крупных обстоятельных отчетов и в печатных изданиях [1, 4, 5, 8, 11, 23—26, 34 и др.].

Ассоциация золота с железом. Золото — типичный сидерофильный элемент, имеющий достаточно выраженные халькофильные свойства. В природе золото ассоциирует с Cu, Ni, Co, Pt, Cr и Fe. Эта группа металлов находится в тесной генетической связи с породами ультраосновного и основного состава. Наиболее высокое содержание золота характерно для железо-никелевых метеоритов (1,0 г/т). В горных породах наиболее высокое содержание отмечается в гипербазитах (0,008 г/т). Для золота характерна корреляция с Mg, Fe и Si в ультраосновных — основных породах, а также унаследованность этой корреляции в осадочных породах и глинистых сланцах. В металлогеническом плане многие исследователи отмечают связь золота с железом.

Образованию древнейших месторождений золота предшествовало формирование вмещающих эти месторождения разнородных богатых железом глубинных габбро-гипербазитовых комплексов и толщ железистых кварцитов. Сидерофильность характерна для рассеянного золота, но иногда она может способствовать возникновению заметных концентраций золота в месторождениях железа различных генетических типов,

что позволяет рассматривать его в качестве попутного компонента при обогащении руд.

Представление о сидерофильности золота получило наиболее полное развитие в трудах Ю.Г. Щербакова [31, 32 и др.]. Несмотря на то что ионные радиусы золота и железа отличаются на 37%, высказано предположение о возможности ограниченного изоморфизма этих элементов в силу близости орбитальных радиусов и потенциалов ионизации, хотя это и противоречит известному правилу В.М. Гольдшмидта [33]. Между тем, как отмечает А.Н. Шелехов [29, 30], известны многие исключения из этого правила, когда изоморфизм осуществляется между ионами, отличающимися более чем на 15% и даже более чем в два раза. Ионы Au и Fe имеют близкие значения ионизации и электроотрицательности, но значительно разные размеры для одной и той же координации. На основании этого допускается в ограниченной мере изоморфизм золота с железом.

Рассматривая поведение золота и других элементов с космогенохимической точки зрения, Ю.Г. Щербаков относит золото и его ближайших соседей по первой группе 4—6 периодов периодической системы Д.И. Менделеева к семейству фемических гетерофильных элементов, куда помимо Fe, Mn, Cr, Ni и Co внесены Cu, Zn и платиноиды (PGM) [4, 30 и др.]. Таким образом, наряду с халькофильными свойствами, объясняющими природу нахождения золота в эндогенных золоторудных месторождениях, этот металл обладает отчетливыми сидерофильными свойствами, состоящими в сходных тенденциях связи пары элементов — золота и железа. Это свойство золота еще не использовано в должной мере в практических целях, и его и познание может дать новый могучий и практически не использованный ныне резерв золота [17, 22].

Золото в железистых кварцитах. Характерной особенностью металлогении начальных этапов формирования континентальной коры является присутствие золота в железистых кварцитах большинства железорудных провинций мира. В России — это месторождения Курской магнитной аномалии (КМА), месторождения Оленегорское (Кольский п-ов), Костомукшское (Карелия), проявления золота в метаморфических комплексах Анабарского и Алданского щитов. За рубежом подобные образования установлены на Украине (месторождения УКЩ), на юге Африки (пояс Петербург и Барбетон в ЮАР и Зимбабве), на Канадском щите, в Австралии и Бразилии.

Золотоносные железистые кварциты состоят из чередующихся слоев оксидов железа и кремнезема

мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Помимо оксидов в состав могут входить и другие минералы, богатые железом (карбонаты, силикаты и сульфиды). По преобладанию того или иного минерала в составе кварцитов выделяются четыре фации: оксидная, силикатная, карбонатная и сульфидная, связанные между собой взаимными переходами. Наиболее богата золотом сульфидная фация [21]. Золотоносные железистые кварциты тесно ассоциируют с вулканогенными образованиями (алгомский тип по Гроссу). Алгомский тип не образует крупных железорудных месторождений, однако в них заключены практически все раннеархейские золото-рудные месторождения: стратиформные тонкого и ультратонкого золота, жильные и метасоматические.

Как отмечалось нами ранее [23, 34], время формирования основной массы континентальной коры (3,0—2,5 млрд лет), соответствующее беломорскому тектоническому этапу, характеризуется мощными складчатыми деформациями, охватившими всю кору. В позднем архее железистые кварциты вулканогенно-кремнистой формации формировались в пределах зеленокаменных поясов в разрезе киватинского типа: киватинский комплекс Канадского щита и серия Риудас—Валдес Бразильского щита, комплекс Калгурли в Западной Австралии, михайловская серия КМА и другие. В разрезе зеленокаменных комплексов железистые кварциты занимают различное стратиграфическое положение. Первичные эксгальационно-осадочные концентрации железа возникали в вулканических зонах на этапе стабилизации тектонического режима на общем фоне смены основного магматизма кислым и щелочным. Смена во времени в зеленокаменных поясах основного вулканизма известково-щелочным (андезитовым) и частично кислым, сопоставимым с островодужными ассоциациями позднего докембрия и фанерозоя, свидетельствует об изменении геодинамических условий — смене растяжения (раздвига плит) сжатием. Именно на этой стадии и накапливались железистые осадки с золотом в остаточных прогибах [19].

Железистые кварциты в разрезах киватинского типа имеют преимущественно амфибол-магнетитовый состав, характеризуются низким содержанием железа (4—5%), небольшой протяженностью рудных тел и относятся к вулканогенной формации [16]. Возраст золотоносных железистых кварцитов колеблется от 3,0—2,7 (кратон Сан-Франциску в Бразилии, содержание Au 10—16 г/т) до 2,7—2,6 млрд лет (кратон Йелгарн в Западной Австралии, Au до 8—14 г/т) и 2,7—2,5 млрд лет (блоки Слейв и Сьюпериор в Канаде, Au до 10 г/т).

В России в настоящее время наибольший интерес представляют золотоносные железистые кварциты Михайловского месторождения КМА, в которых содержание золота достигает 5 у.е в кварцитах и до 42 у.е в минерализованных зонах, возникших в результате наложенных процессов реювенации.

Изучение золотоносности железистых кварцитов этого месторождения, отвальной массы и хвостов всех стадий магнитной сепарации показало, что, несмотря на дробление и истирание исходной руды, сохраняется природная удлиненная форма выделений золота (0,111 мм), что позволяет надежно его извлекать. Часть золота, по данным нейтронно-активационного анализа, связана с гематитом, гидрооксидами железа, сульфидами, кварцем, амфиболами и достигает в некоторых из них (гематит, амфиболы) существенных концентраций. Однако ни один из названных минералов не обеспечивает промышленного содержания золота в исходном сырье. Золото в железистых кварцитах находится в свободном состоянии, располагаясь в межзерновых промежутках, микротрещинах, а также в виде микровключений в различных минералах [18, 20]. При тонком измельчении кварцитов (до 40—70 мкм) золото высвобождается и как немагнитный минерал попадает в отвальные хвосты мокрой магнитной сепарации. На Михайловском горнообогатительном комбинате (ГОК) ежегодно в хвостохранилище выносятся около 4 т золота, которое за 20 лет превратилось в самостоятельное техногенное месторождение золота с ресурсами около 60 т при содержании около 1 г/т. Только на КМА действуют три таких ГОКа [12]. В пределах КМА практически нет железорудных месторождений, в которых отсутствовало бы золото.

Мелкие и субмикроскопические размеры частиц золота, отсутствие избирательной приуроченности его к определенным минералам, фиксируемая ассоциация с гематитом и гидроксидами железа подтверждает точку зрения о сингенетической природе золота с начальными кремнисто-железистыми осадками, формировавшимися в зонах зарождавшегося островодужного вулканизма в краевых частях зеленокаменных поясов.

Месторождения золота в железистых кварцитах выделяются в самостоятельную рудную формацию (тип Гейта-Вубачикве). Оруденение этого типа в горизонтах железисто-кремниевых пород обычно локализовано в участках проявления наложенной сульфидизации и карбонатизации, реже наблюдается в местах окисления руд и в участках наложенных силикатов. Месторождения расположены на крыльях крупных складок, определяющих общую тектоническую структуру рудного поля. Кроме того, известны примеры, когда месторождения тяготеют к зонам разрывных нарушений, секущих складчатые дислокации. В последнем случае месторождения прослеживаются на нескольких стратиграфических уровнях, на пересечениях крупных разломов с железорудными горизонтами [18].

По предварительным оценкам [24], в железистых кварцитах раннего докембрия заключено более 5,0% всех мировых ресурсов золота (рис. 1). Как следует из этого рисунка, пики золотого оруденения (общие запасы) совпадают с эпохами накопления железа в истории Земли.

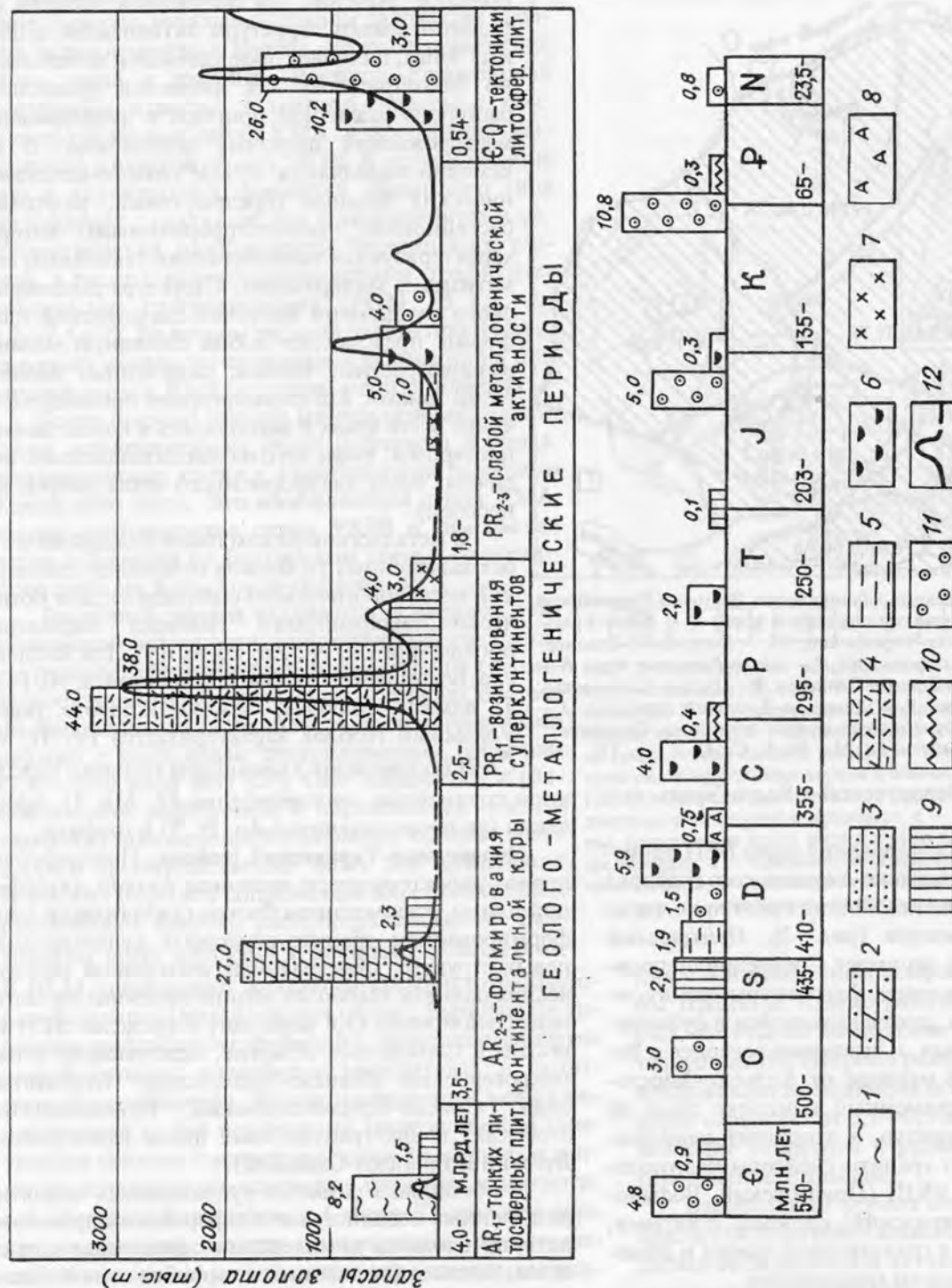


Рис. 1. Распределение общих запасов железа (млрд т) и золота (тыс. т) по геолого-металлогеническим периодам в эволюции Земли. Железорудные формации: 1 — железисто-силикатная, 2 — железисто-кремнисто-вулканогенная, 3 — железисто-кремнисто-сланцевая; рудные типы: 4 — саксаганский (гематит-мартиновый), 5 — лангильский и коргонский (гематит-магнетитовые), 6 — магнетит-скарновый, 7 — апатит-магнетитовый, 8 — апатит-магнетит-перовскитовый, 9 — титаномagnetитовый, 10 — сидеритовый, 11 — сидерит-шамозит-гидротитовый (оолитовый); 12 — общие запасы золота

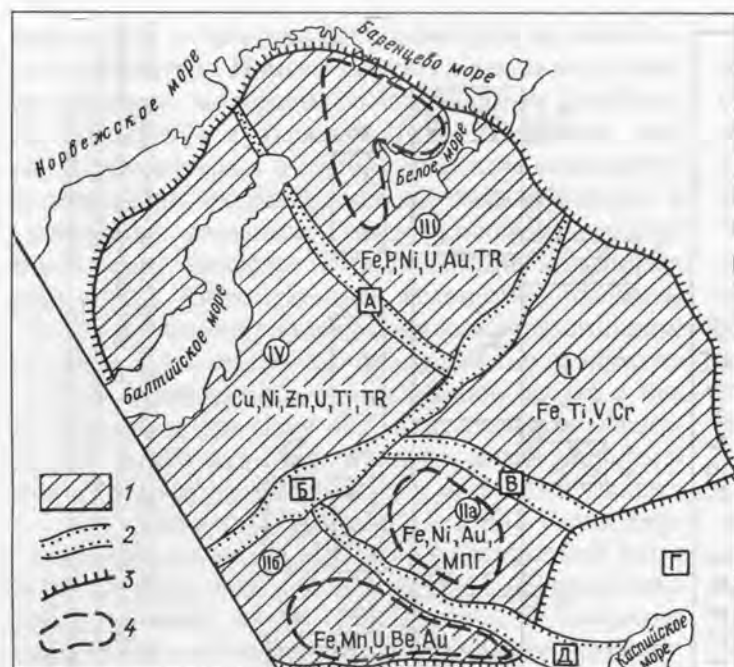


Рис. 2. Схема металлогенического районирования Восточно-Европейской платформы: 1 — геоблоки консолидированной коры: I — Волго-Уральский, IIa и IIб — Воронежско-Украинский, III — Лапландско-Беломорский, IV — Ботническо-Свекофеннский; 2 — межгеоблоковые зоны: А — Ладожско-Ботническая, Б — Волыно-Двинская, В — Рязано-Саратовская, Г — Прикаспийская впадина, Д — Днепровско-Донецкий авлакоген; 3 — граница ВЕП; 4 — прогнозируемые золоторудные провинции. Показаны ведущие рудные элементы: Fe, Mn, Ni, V, Cr, U, P, Au, TR

зойских отложений в Белорусской и Волго-Уральской антеклизях.

Ранние события формирования коры ВЕП происходили в пределах Воронежско-Украинского геоблока 3,6 млрд лет назад. Украинский щит имеет ярко выраженное блоковое строение (рис. 3). Центральное место в этом ансамбле занимает Среднеприднепровский блок, который является фрагментом гранит-зеленокаменной области, протягивающейся в субмеридиональном направлении, и выступает севернее в Воронежском массиве. В отличие от Кольско-Карельского сегмента зеленокаменный комплекс здесь не образует линейных структур, а заполняет синформные промежутки между гранито-гнейсовыми куполами. Все другие блоки УКЩ (Приазовский, Волыно-Подольский и Кировоградский) сложены породами, метаморфизованными в гранулитовой фации и включающими крупные массивы гранитоидов.

Для УКЩ и ВКМ, первоначально составлявших единый Сарматский щит, характерно чередование блоков эпиархейской консолидации, подвергшихся переработке и гранитизации в конце раннего протерозоя. Эти особенности заметно отличают сарматский сектор фундамента ВЕП от Карело-Кольской области [6].

В геологическом развитии фундамента древней платформы выделено несколько крупных эпох становления континентальной коры, существенно различающихся по характеру проявления геотектонического режима развития, типам тектонических структур и ассоциациям геологических и рудных формаций.

Большое значение для понимания истории его развития имеют структуры активизации в шовных зонах, наиболее проницаемых и потенциально благоприятных для движения рудоносных растворов различной природы и формирования месторождений полезных ископаемых. В докембрии выделяются четыре геолого-металлогенических периода (предрифтовый, рифтовый, бассейновый, протоплатформенный), которые характеризуются особенностями тектоники, магматизма и минерагении. Структура докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы представляет собой сплошную мозаику разновозрастных блоков, разделенных подвижными зонами. Его формирование протекало в течение всего архея и закончилось в конце раннего протерозоя, после чего началось накопление осадочных толщ платформенного чехла (рифей-фанерозой).

В металлогеническом плане каждый из четырех выделенных геоблоков отличается спецификой металлогенического содержания. Для Ботническо-Свекофеннского геоблока характерны проявления Cu, Ni, Zn, Pb, U и F. Для Лапландско-Беломорского геоблока типичны Cu, Ni, Fe, P, Ti, алмазы, флюорит, магнезит и золото. Волго-Уральский геоблок характеризуется Fe, Ti, V и Cr. В Воронежско-Украинском геоблоке выделяются крупнейшие месторождения Fe, Mn, U, проявления (до промышленных) Au, Pt, Ti и графита.

Воронежско-Украинский геоблок. Предрифтовый период характеризуется наличием тонкой литосферной плиты, становлением блоков стабилизации коры, формированием гранито-гнейсовых купольно-кольцевых структур, определяемых тектоникой магматических плюмов. Наиболее ранние образования континентальной коры (3,6 млрд лет) в пределах ВЕП известны в Сарматском сегменте, включающем четыре макротеррейна (Волыно-Подольский, Кировоградский, Сумско-Приднестровский, Оскольско-Приазовский) и два гранулитовых пояса (Днестровско-Бугский и Брянско-Одесский).

В обстановке развития куполовидных поднятий, разделенных извилистыми синформными прогибами, которые сложены комплексами пород основного состава, метаморфизованных в амфиболитовой фации, зарождались зеленокаменные пояса первой генерации. Подобные образования известны в Гренландии (3,87—3,80 млрд лет), Южной Африке (3,6 млрд лет), Западной Австралии (3,5—3,3 млрд лет). Формирование таких зеленокаменных поясов связано с деструкцией протоконтинентального субстрата и рифтингом, переходящим в рассеянный спрединг, и образованием коры океанического типа [27]. С зеленокаменными поясами первой генерации в Южной Африке и Западной Австралии связаны месторождения золота золото-сульфидной и золото-железисто-кварцитовых формаций, слагающих многочисленные стратиформные жилки вкрапленных руд.

Период существования тонких литосферных плит является начальным этапом заложения древних зеленокаменных поясов. Золотое оруденение этого этапа в границах Восточно-Европейской платформы известно в гранито-гнейсовом комплексе обоянской серии КМА, в центрально-приазовской и бугской сериях УКШ. В первом регионе оно в железорудной формации обоянского типа ассоциирует с платиноидами в пироксенитах и метасоматических горнблендитах бесединского разреза, а также с высокоуглеродистыми (графитизированными) плагиогнейсами ($\text{PGM} > 5 \text{ г/т}$, $\text{Au } 1,3\text{--}7,5 \text{ г/т}$). Во втором регионе золото присутствует в рудах железисто-силикатной формации на Мариупольском и Коксунгурском месторождениях.

Более широко золотая минерализация развита среди зеленокаменных серий рифтового периода, которые весьма схожи с киватинскими разрезами Канадского щита. Это михайловская серия КМА, конско-верховцевская серия УКШ и гимольская серия в Карелии на Балтийском щите и оленегорская свита на Кольском п-ове (рис. 4).

Рифтовый период отличается усилением тектонической активности, рифтогенезом, внедрением плутов, обусловивших формирование гранит-зеленокаменных областей. Начало распада Восточно-Европейского континента предположительно связано с глобальным суперплюмовым событием (2,45–2,40 млрд лет) [27]. Оно выразилось в разноплановом рифтогенезе с образованием зеленокаменных поясов второй генерации, которые заложены преимущественно вдоль зон сочленения архейских блоков и сопровождались становлением расслоенных широко распространенных на Балтийском щите интрузий и дайковых комплексов.

В ВКМ преобладают железисто-кремнисто-базальтовые формации (михайловская серия). Выделяются типичные рифтогенные формации: кристаллосланцево-амфиболитовая, эндербит-амфиболитовая и дунит-перидотит-габбровая. Редкие проявления медно-молибденовой (с Au) порфировой минерализации генетически связаны с магматическими формациями мигматит-тоналит-микроклиновых гранитов и мигматитов (Западно-Холзевское и Северо-Кисловское проявления золота). Золотая минерализация представлена прожилково-вкрапленными, реже жильными формами в зонах милонитизации, катаклаза и рассланцевания основных эффузивов, в зонах контакта метаэффузивов и плагиогранитов габбро-плагиогранитной формации (проявление Северо-Висловское), в метасоматитах карбонатного состава среди железистых кварцитов (Рыльское), в верхней части разреза в терригенных породах кварц-конгломератовой формации.

Ведущими минеральными типами руд являются пирротин-пиритовый и полиметаллический с сульфосолями сурьмы и теллуридами. Все рудопроявления тяготеют к разломным тектоническим нарушениям. Отмечается парагенетическая связь золотого орудене-

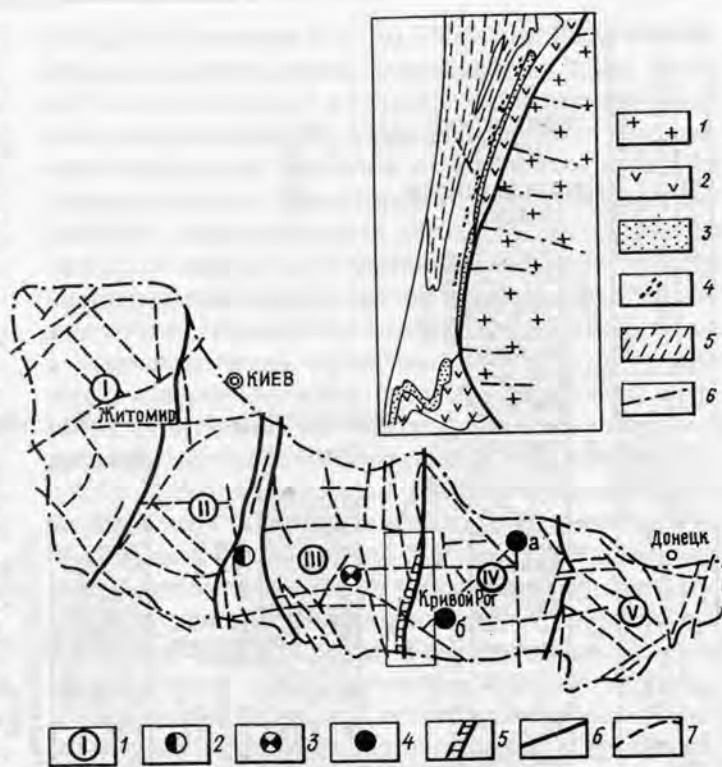


Рис. 3. Тектоническое районирование и золотонность Украинского щита (по данным [15] и др.): 1 — геотектонические блоки: I — Волинско-Подольский, II — Белоцерковско-Одесский, III — Кировоградский, IV — Приднепровский, V — Приазовский; 2 — Майское месторождение гнейсово-гранулитовой шовной зоны; 3 — Юрьевское месторождение раннепротерозойских складчатых зон и шовных прогибов; 4 — месторождения гранит-зеленокаменной зоны (а — Сергеевское, б — Балка Широкая); 5 — золотонные кварциты Кривбасса; 6 — глубинные разломы; 7 — разломы, разделяющие блоки последующего порядка. Условные обозначения для врезки вверху: 1 — Саксаганские плагиограниты; 2–5 — свиты: 2 — новокриворожская, 3 — скелеватская, 4 — саксаганская с участками богатых руд, 5 — гданцевско-глеватская; 6 — разрывные нарушения

ния с магматическими породами гранитоидной группы (граниты, плагиограниты и гранодиорит-порфиры). Из рудных минералов преобладают сульфиды и теллуриды [9]. Широко развиты хлоритизация и лиственитизация вмещающих пород. Содержание золота в рудах варьирует от 0,1–0,5 до 2,2–14,7 у.е. Последнее значение относится к рудам в карбонатных породах (проявление Рыльское).

Бассейновый период ознаменовался деструкцией архейской континентальной коры, которая сопровождалась тектонической активизацией ранее возникших структур и заложением новых зеленокаменных поясов. Широко развитие получили коры выветривания, формировались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, включающие протяженные горизонты железистых кварцитов с тонкорассеянным золотом. На этот период приходится главный пик образования месторождений железных руд в истории Земли. Проявление золотой составляющей не столь ярко выражено, нежели в предшествующий период, но, учитывая колоссальные объемы железных руд, суммарная масса заключенного в них благородного металла, вероятно, весьма значительна.

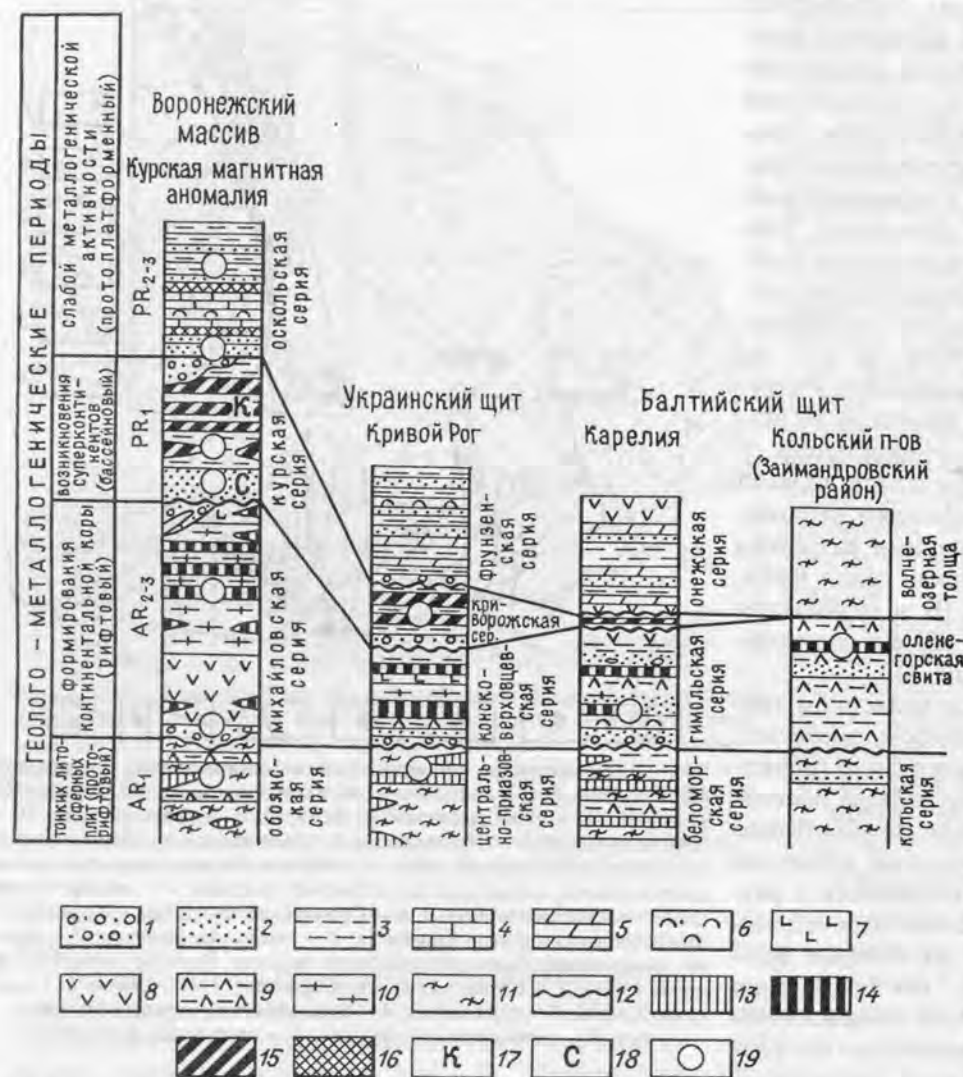


Рис. 4. Сводные разрезы и золотоносность железорудных докембрийских толщ Восточно-Европейской платформы (по данным [29, 30] с дополнениями): 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — метапесчаники; 3 — сланцы; 4 — кристаллические известняки и доломиты; 5 — мраморы, кальцифиры; 6 — лавы, туфы, брекчии; 7 — кислые вулканы; 8 — основные вулканы; 9 — амфиболиты; 10 — гнейсы, карбонатные породы нерасчлененные; 11 — гнейсы, кристаллические сланцы; 12 — несогласия; 13–16 — железорудные формации: 13 — железисто-силикатная (обоянская серия), 14 — железисто-кремнисто-вулканогенная (михайловская серия), 15 — железисто-кремнисто-сланцевая (криворожский тип), 16 — железисто-кремнисто-кластогенная (оскольская серия); 17 — коробковская свита; 18 — стойленская свита; 19 — проявления золота

В ВКМ зеленокаменные пояса сложены комплексами пород карбонатно-метаграувакковой терригенной, железисто-кремнистой (курская серия) и метаплагиобазальт-метапелитовой и габбровой формаций. Золото широко присутствует в железисто-кремнисто-сланцевой формации. В платиноидно-золоторудных проявлениях содержание платиноидов составляет до 5,1 г/т, Au до 3,4 у.е. В высокоуглеродистых сульфидсодержащих сланцах этой серии, металлогенически перспективной на U, Au и Pb, содержание Au в конгломератах достигает 3,4 у.е.

Проявления золота в раннепротерозойском комплексе наиболее широко представлены в Лебединском районе, где они тесно ассоциируют с железистыми кварцитами [30, 31]. В Южно-Кисловском, Яковлевском и других районах они приурочены к кварцито-песчаникам терригенной кварцито-конгло-

мератовой формации курской серии. Это жилы, штокверки, прожилково-вкрапленные зоны, тяготеющие к разрывным нарушениям, парагенетически рудопроявления связаны с гранитоидами и дайками среднего состава. Околорудные изменения вмещающих пород чаще всего представлены зонами окварцевания и серицитизации. Содержание золота варьирует от 0,1–0,5 до 3,0–32,3 у.е. (Лебединское восточное).

Протоплатформенный период включает готский, гренавильский и байкальский этапы. Этот интервал геологической истории характеризуется относительно стабильным геотектоническим режимом и отсутствием кардинальной перестройки планетарных структур. Заложившиеся в начале периода субмеридиональные пояса (готский этап) и в последующем субширотные структуры (гренавильский этап) не получили достаточного развития. Для готского этапа характерны образования железисто-кремнисто-кластогенной формации, источником железа для которых послужили продукты разрушения, перемыва и переотложения железистых кварцитов предшествующих периодов. Для этого времени также характерны мартитовые и дисперсно-гематитовые руды кор выветривания.

В ВКМ образования этого периода представлены железисто-кремнисто-кластогенной формацией оскольской серии, трансгрессивно (с базальными кон-

гломератами) залегающей на отложениях нижнего протерозоя. Мощность серии более 2 км, возраст 1650–1900 млн лет. Рудные тела образуют пласты и линзы мощностью до 130–170 м и протяженностью до 4,5 км. Первичными рудными минералами здесь были гетит и гематит, преобразованные последующим метаморфизмом в магнетит и железную слюду. Аналогичные кластогенные образования встречаются среди верхнепротерозойских пород фрунзенской серии Украинского щита, онежской серии Карелии и печенежской серии Кольского п-ова. Породы оскольской серии формировались в линейных наложенных прогибах (пул-апарт-бассейнах) подобно отложениям тимискаминского типа, в которых открыто золоторудное месторождение Кирклэнд-Лейк зеленокаменного пояса Абитиби.

В соответствии с современными геодинамическими представлениями [18, 21 и др.] эти структуры появились в зеленокаменных поясах в связи с разрывными нарушениями, возникавшими в процессе рифтогенеза в виде листрических разломов, ограничивающих блоки при деструкции кристаллического фундамента. В дальнейшем эти и другие аналогичные структуры служили подводными каналами для проявления магматизма и путями транспортировки рудоносных флюидов. Позже на этапах сжатия и формирования коллизионных структур часть разломов стала крутопадающими взбросо-сдвигами, а часть преобразовалась в надвиги. Современный генеральный структурный план осложнен зонами поперечных трансформных разломов. Сочетание субмеридиональных и поперечных разрывных нарушений определяет сложное блоковое строение палеорифтовых структур, что и наблюдается на Михайловской и Ястребовско-Щигровской площадях.

Образования оскольской серии КМА, наиболее полно представленные в пределах Тим-Ястребовской грабен-синклинали, расчленяются на две свиты: роговскую (нижнюю) и тимскую (верхнюю). Тимская свита разделена на две подсвиты, каждая состоит из двух толщ. Нижняя толща нижней подсвиты имеет черносланцевый состав, верхняя — сланцево-вулканогенный (основные вулканы). В верхней подсвите нижняя толща представлена метавулканиками кислого состава и их туфами, а верхняя — метавулканиками основного и ультраосновного состава.

С образованиями тимской свиты связано наибольшее число рудопроявлений золота. Углеродистые породы нижней толщи выделяются повышенным содержанием Au, PGM, Zn, Mn и P. Различаются две сингенетические генерации пирита: ранняя слабозолотоносная (0,02–0,04 у.е.) и поздняя пирит-полиметаллическая с повышенным содержанием золота (0,4–41,12 у.е.). На Тимском участке полоса зон сульфидного золото-полиметаллического оруденения прослеживается более чем на 15 км. Протяженность отдельных зон до 1,0–1,5 км, мощность до 25–30 м. Содержание золота варьирует от 0,3 до 2,6 у.е., серебра до 10 у.е. Концентрация платины в тонких фракциях достигает 0,84 у.е., палладия — 5,4 г/т.

В верхней толще верхней подсвиты, сложенной мафитами группы толеитовых базальтов, фоновое содержание золота колеблется от 0,0002 у.е. в ультрабазитах до 0,0007 у.е. в базальтах при кларке концентрации 30, а в отдельных пробах до 70 у.е. Большие перспективы возлагаются на Воскресенскую рудную зону, где выявлено пять рудопроявлений с содержанием золота от 1,0 до 14,6 у.е. Наиболее полно здесь изучено Кшенское рудопроявление. Прогнозные ресурсы этого проявления соответствуют среднему месторождению, а Воскресенской зоны — крупному месторождению [13].

Из всех перечисленных объектов, в рудах которых присутствует золото, наиболее перспективно для ком-

плексного освоения (Fe, Au, PGM) на ВКМ Михайловское месторождение, выделяющееся более высокой золотоносностью по сравнению с аналогичными месторождениями [28]. Сравнение средних содержаний благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского и Оленегорского месторождений показывает тождественность характера распределения не только золота, но и платиноидов. Однако уровень концентрации благородных элементов в рудах Михайловского месторождения в несколько раз выше. Здесь в метасоматически измененных гематит-магнетитовых и краснополосчатых (железно-сланцевых) кварцитах оконтурены два ореола золота и палладия со средним содержанием благородных металлов (Au 0,01 и 0,1 у.е., Pd 0,55 и 0,2 у.е.). Наиболее высокое содержание золота выявлено в пробах красно-полосчатых гематитовых кварцитов (до 5,5 у.е.). На Украинском щите золото установлено в трех структурно-формационных комплексах: диафторированном чарнокит-гранулитовом нижнего архея (Белоцерковско-Одесский блок), тоналит-зеленокаменном и гранулит-зеленокаменном верхнего архея (Среднеприднепровский блок и Приазовский массив соответственно) и гранитоидно-метаосадочном нижнего протерозоя (Кировоградский блок) (рис. 3).

В первом регионе рудопроявления развиты в центральной части Голованевской гнейсо-гранулитовой шовной зоны. Вмещающие породы представлены гнейсами чарнокитового комплекса, в значительной степени диафторированными. Спорадически встречаются железисто-магнезиальные скарны, железисто-кремнистые породы и гипербазиты [32]. Здесь выявлены месторождение Майское и несколько рудопроявлений, приуроченных к Синицкой меридиональной зоне раннепротерозойской тектоно-магматической протоактивизации с контрастной по составу лейкогранулитовой формацией магматитов. Положение золоторудных объектов контролируется магнитоактивными горизонтами пород (метабазиты, метультрабазиты, железистые кварциты, кальцифиры, графитовые кристаллосланцы), слагающих нижнюю часть разреза [14]. Вмещающие породы и гранитоиды интенсивно катаклазированы и окварцованы, а по зонам катаклаза биотитизированы и серицитизированы. Рудные зоны — согласные или субсогласные — имеют невысокое среднее содержание золота. Концентрация золота в рудных телах колеблется от 0,1 до 140 у.е., в отдельных столбах отмечено ураганное содержание. В узлах пересечения тектонических нарушений встречены бонанцы с содержанием золота до 1470 у.е. Самородное мелкодисперсное золото приурочено к кварцу, более крупное — по спайности в биотите, а также в виде каемок вокруг сульфидов и теллуридов.

Месторождение Майское относится к метаморфогенно-гидротермальному типу, локализованному в зонах деформированных эндо- и экзоконтактов гранито-гнейсовых куполов. Этот тип месторождений

широко распространен в мире, среди них два месторождения с запасами более 200 т (Маунт-Морган, Австралия; Грасс-Вали, США).

Выделяются два этапа в развитии оруденения: 1) формирование зон пластичных деформаций, вдоль которых проявился кварц-олигоклазовый метасоматоз с рассеянным золотом; 2) появление хрупких деформаций, сопровождавшихся ремобилизацией золота с концентрацией его в трещинных жилах.

Наиболее перспективные промышленные объекты — золоторудные месторождения архейской гранит-зеленокаменной области Среднего Приднепровья. Выделяются четыре группы месторождений: а) первая группа тяготеет к центрам проявления кислого вулканизма и размещается в экзо- и эндоконтактах субвулканических интрузий плагиигранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, дацитов, кварцевых альбитофиров; б) вторая группа локализована в зеленокаменных породах различных уровней стратиграфического разреза, в зонах рассланцевания и смятия; в) третья группа объединяет проявления золота, приуроченные к железистым кварцитам базальт-джеспилитовой ассоциации; г) четвертая группа встречается в породах дунит-перидотитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциаций.

Пространственная связь золотоносности в железорудных формациях с полями проявления риодацит-плагиигранитной ассоциации объясняется поступлением последних порций тепловой энергии, определяющей возникновение флюидной системы и связанные с ней процессы реювенации. Примерами подобных образований являются месторождения Сергеевское, Балка Золотая, Балка Широкая и Сурожское, проявления в зоне Кривбасса [11 и др.]. Содержание золота в рудах неравномерное: от 0,5—3 до 100 у.е., пробность колеблется в пределах 605—460, размер золотин до 100 мкм.

В аналогичных условиях формировались золоторудные месторождения многих других гранит-зеленокаменных областей (Канадский и Балтийский щиты, Воронежский кристаллический массив и др.).

Золотое оруденение в Среднеприднепровском блоке и Приазовском массиве проявилось в эндо- и экзоконтактных ореолах полей риодацит-плагиигранитных вулканоплутонических ассоциаций, граничащих с полями пород основного состава (коматиит-толеитовые, дацит-андезит-толеитовые и железисто-кварцевые джеспилит-коматиит-толеитовые формации). Чаще всего золото связано с относительно маломощными горизонтами железистых кварцитов в ассоциации с потоками коматиитов. Особенно благоприятной средой являются железистые кварциты силикатно-карбонатной и сульфидной фаций.

Золоторудные месторождения связаны с раннепротерозойскими складчатыми зонами и шовными прогибами центральной части УЩ (Кировоградская, Западно-Ингулецкая и Криворожско-Кременчугская зоны). Они приурочены к крупным тектоно-магмати-

ческим зонам субмеридионального простирания, обрамляющим сложнопостроенные массивы гранитов рапакиви, субщелочных гранитов, габбро-анортозитов (Кировоградский, Корсунь-Новомиргородский, Новоукраинский массивы).

Рудопроявления локализуются в зонах интенсивного дробления и катаклаза биотитовых, амфибол-биотитовых, пироксен-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, претерпевших диафторические преобразования и вмещающих пегматоидные и аплитовидные граниты и кварц-полевошпатовые жилы. Рудные тела представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными зонами и в меньшей степени жилами. Включения самородного золота в кварце имеют размеры от нескольких микрометров до 125—200 мкм, золото высокопробное (930—990).

Наиболее широко золоторудная минерализация развита в Кировоградском блоке, где известно много рудопроявлений, приуроченных к крупным тектоно-магматическим зонам субмеридионального простирания (Кировоградской, Звенигородско-Анновской, Первомайско-Трахтемировской), обрамляющим сложные плутоно-гранитоидные массивы.

Золотое оруденение гранитоидно-метаосадочного комплекса Кировоградского блока дополняет известную здесь уран-редкометалльно-редкоземельную металлогеническую специализацию этой территории. Наибольшее число проявлений золота сосредоточено в двух зонах, которые с востока окружают центральное антиклинальное поднятие, в границах которого сконцентрированы наиболее крупные массивы магматических пород (рапакиви-гранитной и габбро-анортозитовой формаций). Первая зона — Кировоградская — расположена в западной части Ингулецкой структурно-формационной зоны и совпадает с Кировоградским разломом. Вторая зона — Первомайско-Трахтемировская — входит в состав Братской структурно-формационной зоны, представляющей собой синклинорий.

С первой связаны Клиновское и Восточно-Юрьевское золоторудные месторождения [26]. В региональном плане месторождения контролируются Кировоградским разломом и зоной экзоконтакта Кировоградско-Бобринецкого массива.

Обращает на себя внимание факт, установленный на основании дешифрирования космических снимков как среднего, так и крупного масштаба, — наличие в пределах Кировоградского блока многочисленных концентрически-радиальных структур, отдельные элементы которых являются рудоконтролирующими.

В Первомайско-Трахтемировской металлогенической зоне большая часть проявлений золота встречается на участках развития вулканогенно-кремнисто-сланцевой формации, метаморфизованной и гранулитовой фации, чем отличается от монотонной флишовой метаграувакковой формации Ингулецкой зоны. Рудные проявления относятся к золото-суль-

фидно-кварцевой формации с повышенным содержанием серебра и низкой пробностью золота.

Тонковкрапленное золото (кроме золота в жильных и метасоматических образованиях) широко распространено в стратиформных залежах железистых кварцитов Криворожского бассейна, который в меридиональном направлении протягивается почти на 100 км. Структура бассейна представляет собой Криворожско-Кременчугский шовный прогиб, который унаследовал архейские синклинальные структуры, выполненные вулканогенно-осадочными архейскими породами и перекрытые нижнепротерозойской метаосадочной железорудной формацией (криворожская серия, мощность до 2000 м).

По простирацию прогиба выделено шесть районов с наиболее богатыми железными рудами, приуроченными к местам пересечения меридиональной структуры поперечными осложнениями блокового типа [2]. В направлении с севера на юг выделяются месторождения железных руд: Анновское, Первомайское, Валявкинское, Скелеватское и Ингулецкое. Содержание золота в рудах и продуктах обогащения приведено в таблице.

Если происхождение золота в архейских месторождениях и рудопроявлениях связано с эксгальационно-осадочными процессами, то в образованиях раннего протерозоя оно объясняется процессами хемогенной седиментации продуктов коры выветривания пород континента, в том числе и архейских вулканогенно-осадочных толщ (конско-верховцевская серия) Среднеприднепровского блока.

Миграция золота и его осаждение тесно связаны с процессом седиментации железисто-кремнистых компонентов. Наибольшие фоновые концентрации золота, как отмечалось выше, приурочены к сульфидной фации углистых сланцев. Вместе с тем сравнительно высокое фоновое содержание отмечается и в железистых фациях седиментации (в среднем 3–4 кларка).

В незатронутых сульфидизацией железистых кварцитах золото концентрируется в магнетите при относительно пониженном содержании в кварце. Содержание металла втрое увеличивается в продуктах конечного выветривания раннего этапа — маритовых рудах.

В остаточных продуктах позднего этапа выветривания — в охристых разновидностях бурых железняков — содержание золота по сравнению с вмещающими маритовыми рудами снижается более чем на порядок. В продуктах инфильтрации истинных растворов — в зоне цементационной пиритизации — содержание золота значительно повышается [15]. Анализ ситовых фракций мелкоизмельченной руды свидетельствует о достаточно равномерном распределении Au и других элементов по классам крупности. Аномальной оказалась наиболее тонкая (иловая) часть руды, в которой заметно меньше содержание Fe, а содержание As, S, Cu, Pb, Zn и Au существенно воз-

Содержание золота в железистых кварцитах Кривбасса и продуктах их обогащения (уточнено по данным [2])

Месторождение	Железистые кварциты	Магнетитовый концентрат	Хвосты мокрой магнитной сепарации		
			1	2	3
Анновское	0,18	29,4	20,7	32,4	31,2
Первомайское	0,18	24,5	9,3	23,5	39,3
Валявкинское	0,24	21,4	11,2	24,5	31,2
Скелеватское	0,17	24,0	7,4	29,6	30,3
Ингулецкое	0,20	38,9	17,3	15,2	38,9

Примечание. Содержание золота в железистых кварцитах — в у.е.; в других случаях — в %; 1–3 — фракции хвостов мокрой магнитной сепарации: 1 — электромагнитная; 2 — плотность >2,9; 3 — плотность <2,9.

растает. Содержание свободного золота в руде достигает 30% от общего золота. Однако тот факт, что с измельчением руды до $-0,074$ мм его количество растет незначительно, позволяет полагать, что свободное золото в руде довольно мелкое. Ситовым анализом установлено, что 90–97% золота имеет крупность 0,05 мм. Пробность варьирует от 750 до 850.

Морфология зерен золота довольно разнообразна: комковидные, крючковидные, прожилково-пластинчатые и дендритовые, реже пленочные и проводочковидные. Золотоносными являются все минералы, наиболее высокое содержание — в пирите. Связь тонкодисперсного золота с этим минералом наиболее тесная.

Анализ на золото минеральных компонентов железной руды свидетельствует о том, что богатые минералы — носители золота в ней отсутствуют (значительное количество золота содержится в свободном виде). Поэтому очевидно, что выделение их в самостоятельный продукт (даже весьма чистый) не приводит к высокой концентрации золота при механическом обогащении.

Балтийский щит. В строении восточной части щита выделены две геотектонические провинции: Карельская и Кольская. Их основанием служит саамский кристаллический комплекс, возникший в период тонких литосферных плит (AR_1), который ознаменовался внедрением крупных плюмов, разграниченных Беломорской межпалеотектонической зоной.

Сфекофеннская коллизия обусловила столкновение Кольского и Карельского эпипрометаморфических континентальных блоков, чему предшествовали раскрытие океанического бассейна и последующая субдукция океанической коры на севере под Кольский континент. Этому времени соответствует накопление супракратальных толщ в задуговых бассейнах и проявление на глубине низкобарического гранулитового метаморфизма с образованием лапландского гранулит-гнейсового пояса [6–8 и др.].

Позднеархейские зеленокаменные пояса Карелии (Водлозерско-Сегозерский, Гимольско-Костомукш-

ский, Сумозерско-Кенозерский и др.) в сочетании с саамскими блоками основания образуют гнейсово-зеленосланцевую область. Пояса протягиваются в северо-западном направлении на 400 км и более при ширине 40–60 км. Мощность разрезов зеленокаменных поясов превышает 5–7 км. В современном эрозионном срезе зеленокаменные комплексы сохранились среди гранито-гнейсовых полей в виде реликтовых структур. В составе зеленокаменных комплексов преобладают коматиит-толеитовая и известково-щелочная ассоциации вулканитов, среди осадочных образований — терригенные, включая кремнистые и железисто-кремнистые. Интрузивные образования относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-периidotитовой, габбро-диабазовой и гранитоидным формациям. Проявления золоторудной минерализации в обеих провинциях тесно связаны с развитием зеленокаменных поясов второй генерации, но в отличие от позднеархейских зеленокаменных структур Северной Америки и Австралии проявлены слабо. Крупные месторождения золота здесь до сих пор не выявлены.

Тонкодисперсная золото-сульфидная минерализация известна в архейских железистых кварцитах, углеродистых сланцах и колчеданных рудах. В более молодых протерозойских зеленокаменных складчатых структурах (бассейнового типа) выявлены Со- и Ау-руденение стратиформного типа. Коллизионная стадия развития области ознаменовалась появлениями золота в связи с поздне- и постколлизионным гранитоидным магматизмом и метаморфизмом. Сформировались не крупные месторождения метасоматических уран-ванадиевых руд с золотом в черносланцевых формациях, где преобладающим полезным компонентом является ванадий.

В Западной Карелии выявлена Костомукшская структура, включающая группу месторождений золотосных железистых кварцитов. В Гимольском и Суккоозерском месторождениях этой зоны установлена повышенная золотосность верхней части разреза железорудной формации в межозерской и надозерской свитах. В северной части Гимольского месторождения, где из разреза формации выклиниваются пласты железных руд, содержание золота в безжелезистых породах составляет 3,5 кларка, в пределах же самого месторождения — в среднем до 7,5 кларков, в отдельных пробах установлена значительная его концентрация (в среднем 0,002–0,068, местами от 0,1 до 0,69 у.е.) [10].

Более значительное содержание установлено на участках, где пласты железных руд дислоцированы интрузиями, нарушены разломами и подверглись гидротермальным изменениям. Здесь содержание золота от 0,01н до 0,4 у.е. установлено в отдельных пробах железистых кварцитов Совдозерского и Костомукшского месторождений.

На Кольском п-ове железистые кварциты развиты преимущественно в пределах двух (Печенегско-

Имандра-Варзугской и Кейвско-Поросозерской) региональных тектонических зон, разделяющих Мурманский, Центрально-Кольский, Лоттинский и Терский сегменты. Эти зоны имеют длительную историю развития и представляют собой рифтовые структуры шириной до нескольких десятков километров, выраженные интенсивной складчатостью, внедрением глубинных магм, региональным метаморфизмом, ультраметаморфизмом и гранитизацией. Значительная часть железистых кварцитов сосредоточена в Заимандровском районе (месторождения Оленегорское, Айварское и др.) В разрезе кольской серии пачки железистых кварцитов с пироксен-амфиболовыми породами залегают в виде сравнительно маломощных прослоев и линз среди двупироксеновых кристаллических сланцев, гранитовых и биотит-амфиболовых гнейсов [5].

Оленегорское месторождение является самым крупным из известных месторождений железистых кварцитов на Кольском п-ове. Золото, как и в вышеописанных регионах, приурочено к зонам сульфидизации среди железных руд, его содержание составляет 0,659 у.е. (среднее по 150 пробам). В кварцевых же жилах среди сульфидизированных железных руд содержание золота не превышает 0,3 у.е. Тонкое и высокопробное золото сконцентрировано в пирите (0,045 у.е.) и пирротине (0,047 у.е.), в магнетите его на порядок меньше (0,00612 г/т) [28, 30].

Изучение месторождения на золото было начато в 1978 г. Уже на первой стадии были выявлены две зоны золото-сульфидной минерализации. В северном борту карьера зона имеет мощность 18–30 м и крутое падение, согласное с горизонтами железистых кварцитов. Зона прослежена на 200 м в северо-западном направлении. Сульфидная минерализация представлена в виде гнезд и прожилков (мощность 2–3 см) в пластах железных руд ($Fe < 21\%$). Зона сульфидизации приурочена к участку, наиболее насыщенному жилами пегматитов, пегматитовых и плагиомиокрино-вых гранитов и метагаббродиоритов, и характеризуется заметным средним содержанием Au (1,36 у.е.) и Ag (3,2 у.е.). Максимальное содержание — 5,5 и 10,6 у.е. соответственно.

Вторая зона расположена в лежащем боку основного железорудного тела, на его контакте с подстилающими гнейсами. Ее мощность от 30 до 120 м, протяженность 800 м. Содержание Au варьирует от 0,01 до 1,5 у.е. Наиболее высокая концентрация установлена на участке Старая Варака (до 2,2 у.е.). Кварцевые жилы, залегающие среди железистых кварцитов, содержат в среднем на порядок больше золота, нежели в участках пересечения гнейсов.

Поскольку сульфидно-магнетитовые и сульфидно-силикатные кварциты не входят в контур промышленных железных руд как некондиционные по содержанию железа, то в пределы отработки попадает лишь 1–2% от объема потенциально золотосных пород. В связи с этим отметим, что в продуктах обогащения железистых кварцитов Оленегорского месторождения

концентрация Au находится в интервале 0,02—0,03 у.е. при максимуме 0,12 у.е. По мнению исследователей этого рудного объекта [30], при комплексной отработке пород продуктивного разреза выход золота может увеличиться не менее чем в 50 раз.

Заключение. Из вышеизложенного следует, что на территории Восточно-Европейской платформы прогнозируются три золотоносные провинции: Украинский кристаллический щит, Воронежский массив и северо-восточный регион Балтийского щита (Карело-Кольская провинция), природа которых определяется общим ходом геотектонического развития в раннем докембрии. По истории становления и металлогеническому облику этот крупнейший на Земле регион напоминает Северо-Американский кратон с его Канадским щитом, где выявлены крупные месторождения железа, золота, урана, а также алмазов. Эти минеральные компоненты известны и на ВЕП, но пока только железные руды (и отчасти алмазы) определяют ее промышленную ценность. Наличие обширных площадей, перекрытых мощным чехлом фанерозойских отложений, слабая разбуренность территории, как и ограниченность выполненных объемов комплексных геофизических работ, не позволяют оценить истинное состояние минеральных ресурсов. В последние годы начаты исследования ВЕП методами космического зондирования, позволяющими заглянуть на глубину, во всяком случае под платформенный чехол.

Здесь во всех древних золотоносных провинциях, как и на Канадском щите, проявление золоторудных процессов тесно увязывается с эволюцией железа в истории Земли. В раннем периоде это происходило на фоне формирования разнообразных богатых железом глубинных габбро-гипербазитовых комплексов и свит железистых кварцитов в зеленокаменных поясах первой генерации (гранито-гнейсы обоянской серии КМА, железисто-силикатная формация центрально-приазовской и бугской серий УКЩ). Более широко золотая минерализация проявилась в зеленокаменных поясах второй генерации (михайловская серия КМА, конско-верховцевская серия УКЩ, гимольская серия Карелии и оленегорская свита на Кольском п-ове). Золоторудная минерализация в нижнем протерозое связана с формированием мощных толщ железистых кварцитов. Учитывая колоссальные объемы железных руд, суммарная масса заключенного в них золота, вероятно, весьма значительна (Криворожский железорудный бассейн на УКЩ, михайловская серия Курской магнитной аномалии).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артеменко В.М., Коваль В.Б., Кобзарь В.Н. О проблеме попутного извлечения золота из железистых кварцитов Кривбасса. Киев: ГЦ РОС НАНИМИС Украины. 1999.
2. Ахказов Ю.Л., Крестников Ю.М. Рудоконтролирующие структуры Криворожского бассейна // Сов. геология. 1986. № 8. С. 45—48.

Первичные эксгальационно-осадочные концентрации железа возникли в вулканических зонах на океаническом дне палеобассейна. Смена во времени в зеленокаменных поясах основного вулканизма известково-щелочным (андезитовым) сопровождалась поступлением золота. Это свидетельствует об изменении геодинамических условий — смене растяжения (раздвига плит) сжатием. Именно на этой стадии в остаточных прогибах и накапливались золотоносные железистые осадки, которые в последующем, на стадии тектоно-магматической активизации, служили источником благородного металла в кварцевых жилах и телах метасоматитов. Спорным остается вопрос о природе мелкого, тонкого и ультратонкого золота в железистых кварцитах раннего протерозоя. Мы рассматриваем это золото как первично осадочный материал, образовавшийся за счет размыва коры, облик которой полностью изменен наложенными процессами реювенации (метаморфизм, метасоматоз). Это золото не образует промышленных концентраций, но его вполне можно рассматривать как попутный компонент при обогащении железных руд.

Согласно статистическим данным, Российская Федерация по запасам золота занимает третье место в мире, но по производству благородного металла — седьмое (после ЮАР, США, Австралии, Канады, Китая и Индонезии). Вовлечение в производство бедных и забалансовых руд, а также отвалов и хвостов обогатительных фабрик с использованием новых методов обогащения (кучного и скважинного выщелачивания) является первоочередной задачей, успешное решение которой повлечет за собой рост добычи золота в России. Существенный вклад в решение этой проблемы может дать освоение извлечения этими методами золота из железистых кварцитов.

Мировой и отечественный опыт эксплуатации некоторых железорудных месторождений в качестве источника золота представляет собой робкую попытку вовлечь этот резерв в сферу промышленного освоения по сравнению с тем, что он может дать. Учитывая, что объемы железистых кварцитов в мире огромны, есть полное основание полагать, что в недрах Земли содержатся крупные, еще невостребованные запасы золота.

Работа выполнена при поддержке гранта РНП (грант № 2.1.1.1374 “Эндогенный и экзогенный рудогенез и его эволюция в истории Земли”).

3. Беневольский Б.Н. Золото России. М.: ООО Геоинформцентр, 2002.
4. Воробьев А.Е., Гладуш А.А. Геохимия золота. М.: РУДН, 2000.
5. Гавриленко Б.В. Минералогия благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 2005.

6. Галецкий Л.С., Колосковская В.М., Шевченко Т.П. и др. Геологическое развитие и металлогения докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы // Тез. Междунар. конференции "Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр Земли". Киев, 1996. С. 138—140.
7. Глебовицкий В.А., Шемякин В.М. Расчленение и корреляция раннего докембрия // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 25—36.
8. Дерябин Н.Н. Золото докембрия. Киев, 2000.
9. Дьяченко А.П., Легедза В.Я., Шелехов А.Н. и др. Изучение перспектив золотоносности Воронежской антеклизы. Тула: ЦНИГРИ, 1973.
10. Жаднова Т.П., Писемский Г.В., Дружинин А.М. Оценка перспектив осадочных типов золотого оруденения докембрийских выступов Русской платформы и обоснование направления поисковых работ. М.: ЦНИГРИ, 1978.
11. Коваль В.Б., Коптюх Ю.М., Ярошук М.А. и др. Золоторудные месторождения Украинского щита (Украина) // Геол. рудн. месторожд. 1997. Т. 39. С. 229—246.
12. Луцаков А.В., Быховский Л.З., Тигунов Л.П. Нетрадиционные источники попутного получения золота: проблемы и пути решения. М.: Недра, 2001.
13. Лючкин В.А., Казанцев В.А. Предпосылки промышленных месторождений золота на территории Курской магнитной аномалии // Вестн. ВГУ. 1997. № 3. С. 95—99.
14. Макивчук О.Ф., Бондаренко С.Н., Сергиенко К.М. и др. Вещественный состав пород и условия локализации золоторудной минерализации на Майском месторождении (УКЩ) // Минерал. журн. 1999. Т. 21. № 4. С. 63—82.
15. Методические рекомендации по изучению железорудных месторождений отвалов и хвостохранилищ обогатительных фабрик на сопутствующие благородные металлы. М.: ЦНИГРИ, 1991.
16. Момджи Г.С. Формационная принадлежность железистых кварцитов // Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Недра, 1979. С. 7—14.
17. Некрасов Е.Н. Как бедные запасы могут стать богатыми. О прогнозе развития мировой золотодобывающей отрасли // Металлы Евразии. 2005. № 3. С. 56—59.
18. Обоснование направлений геологоразведочных работ на золотое оруденение в зеленокаменных комплексах докембрия на основе геолого-поисковых моделей рудных полей и месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1994.
19. Пельмский Г.А., Шишова С.Ф. Развитие железного оруденения в докембрии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 1. С. 55—64.
20. Петров С.В., Сентемова В.А. Благородные металлы в железистых кварцитах и возможность их извлечения // Обогащение руд. 1998. № 6. С. 37—40.
21. Ручкин Г.В., Дерюгин Ю.Н. Золотоносность ранне-докембрийских железистых кварцитов. Обзор: Геология, методы поисков и разведки. М.: ВИЭМС, 1988.
22. Сафонов Ю.Г. Нетрадиционные виды золоторудного сырья в России // Вестн. РАН. 1995. № 9. С. 790—806.
23. Старостин В.И., Пельмский Г.А., Сакия Д.Р. Железное оруденение в эволюции Земли // Изв. РАЕН. Секция наук о Земле. 2000. Вып. 5. С. 4—24.
24. Старостин В.И., Пельмский Г.А., Леоненко Е.Н., Сакия Д.Р. Геодинамические обстановки формирования золоторудных месторождений в раннем докембрии (архей—ранний протерозой) // Там же. 2003. Вып. 10. С. 3—15.
25. Старостин В.И., Трофимов А.П., Фунтиков Б.В. и др. Геолого-геохимическая оценка перспектив промышленной благороднометалльной рудоносности зеленокаменных поясов центральной части Воронежского кристаллического массива // Там же. 2004. Вып. 12. С. 40—50.
26. Фомин Ю.А. Восточно-Юрьевское месторождение золота // Минерал. журн. 1999. № 4. С. 32—44.
27. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001.
28. Чернышев Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона. Воронеж: ВГУ, 2004.
29. Шелехов А.Н., Легедза В.Я., Родионова Е.С., Блоха В.Д. Золото в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии // Онтогенез минералов и технологическая минералогия. Киев: Науков. думка, 1988. С. 157—160.
30. Шелехов А.Н., Егунов П.Е. Оценка золотоносности Оленегорского железорудного района и геолого-технологическое изучение продуктов обогащения руд на сопутствующие благородные и цветные металлы. М.: ЦНИГРИ, 1990.
31. Щербаков Ю.Г. Геохимические свойства и распределение элементов в породах // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 80—91.
32. Ярошук М.А., Мельничук Э.В., Крамских Е.П., Субботин А.Г. Золоторудные проявления гнейсо-гранулитовых зон Украинского щита // Минерал. журн. 1994. Т. 16. № 1. С. 30—36.
33. Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford: Clarendon Press, 1954.
34. Starostin V.I., Sorokhtin O.G. Evolutionary metallogeny // Izvestiya. Earth Sci. Sect. Russian Academy of Natural Sciences, Spec. Issue. (N 11), 2004. P. 27—36.

Поступила в редакцию
05.09.2006

УДК 551.24:551.72(470.1/6+510)

Л.И. Филатова

**ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ
РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И КИТАЙСКИХ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (протоавлакогены и авлакогены).
СТАТЬЯ 3. К СТРОЕНИЮ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ
АВЛАКОГЕНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

В продолжение анализа структур протерозойского континентального рифтогенеза — протоавлакогенов раннего протерозоя Восточно-Европейской и китайских платформ и позднепротерозойских авлакогенов территории Китая [58] — в статье приводится обзор некоторых данных о позднепротерозойских авлакогенах Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Позднепротерозойские авлакогены в пределах ВЕП многочисленны, как правило, они погребены под мощным плитным чехлом венд-палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений на глубину до 1,5–2,5 км в центральной части и до 3–4 км на востоке. Распространение и строение этих авлакогенов известно по данным бурения и геофизических работ в связи с исследованиями нефтегазоносности платформы. Данные обширны, в последние годы предпринимались попытки палеогеографического и геодинамического анализа [15, 26, 36, 41, 61–63] и др. Автор рассматривает структуру ряда позднепротерозойских авлакогенов ВЕП, а также особенности состава и строения выполняющих их геологических образований.

О размещении и структурных чертах позднепротерозойских авлакогенов ВЕП. Позднепротерозойские авлакогены Восточно-Европейской платформы образуют сложные разнонаправленные системы (рис. 1). С 70-х гг. прошлого века для них указывалось трехлучевое сочленение (левая врезка на рис. 1), разделяющее фундамент на Балтийский щит, Воронежский массив вместе с Украинским щитом и Волго-Уральскую область (А.А. Клевцова, М.И. Островский и др.). С 1991 г. С.В. Богданова [67] описывала их как Фенноскандию, Сарматия и Волго-Уралию соответственно (для последней области предлагалась название Волго-Бельская и др. [29]). При этом от Предтиманья до западной окраины Украинского щита отмечалась протяженная северо-восточная система авлакогенов: Котласский, Среднерусский (Рослятинский и Солигаличский), Крестцовский, Валдайский, с продолжением далее на юго-запад к Оршанскому и Волынскому авлакогенам. Юго-восточнее Крестцовского авлакогена находятся менее длинные кулисообразно расположенные Московский (Павлово-Посадский) и Гжатский авлакогены, ориентировка которых от северо-восточной сменяется к востоку на широтную. Иногда их группируют с расположенным юго-восточнее Пачелмским (Рязано-Саратовским) авлакогеном, кото-

рый от центра ВЕП протягивается до Прикаспийской синеклизы (его крайнюю юго-восточную часть нередко выделяют как Пугачевский авлакоген). Эта ветвь авлакогенов под Прикаспийской синеклизой, возможно, далее отвернута к Уралу [9]. Ряд авлакогенов северо-западной ориентировки приурочен к обрамлению Балтийского щита: Ладожский, а также более северные Канда拉克шский, Керецко-Пинежский, Лешуконский и Мезенский, которые в последнее время иногда выделяют в Беломорскую (или Мезенскую) систему [5, 25]. На востоке ВЕП находится субмеридиональный Кировский авлакоген, южнее — Камско-Бельский и Сергиевско-Абдулинский, последовательно приобретающие субширотную ориентировку и отрывающиеся к востоку.

В конце 90-х гг. Т.В. Владимирова с соавторами [13] предложила иную трактовку систем авлакогенов ВЕП (рис. 1, правая врезка). Полагают, что их северо-восточная ветвь с главным Среднерусским авлакогеном завершается на западе Крестцовским авлакогеном. Валдайский же авлакоген, который ранее считали частью последнего (нередко его отождествляли с Крестцовским), признается самостоятельным. Его вместе с Оршанским и Волынским авлакогенами на юге, а также с Ладожским авлакогеном на севере включают в единую субмеридиональную Полесско-Ладожскую систему. Это представляется справедливым по резкой смене простирания авлакогенов от собственно Крестцовского к Валдайскому с субширотного на меридиональное (рис. 2), а также по стратиграфо-литологическим и историко-геологическим связям Ладожского авлакогена с южными авлакогенами, на что указывалось еще в ранней работе Е.П. Брунс [47, с. 28]. Определенную общность в развитии Ладожской и запада Валдайской (Крестцовской) структур признают ряд исследователей [20, 39, рис. 1, 2 и др.]. Крестцовский и Валдайский авлакогены практически обособлены и в новой стратиграфической сводке по рифейским отложениям центра и юга ВЕП, представленной Ю.Т. Кузьменко и С.М. Шиком [26, рис. 1], но эти авторы оставляют за ними название Крестцовский авлакоген. Кроме уточнения систем авлакогенов Т.В. Владимирова и др. [13] выявили новые авлакогены — Тверской, а также Галицкий (Костромской) и Владимирский, отходящие

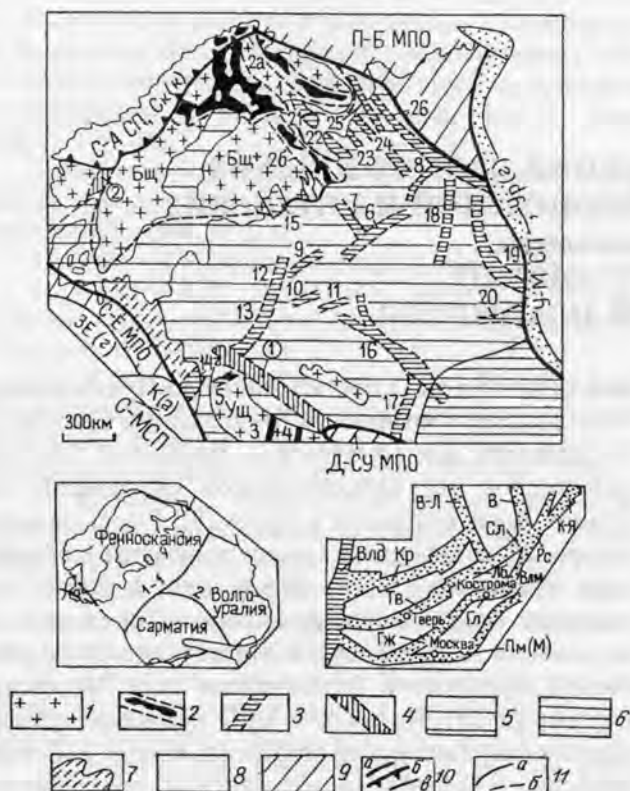


Рис. 1. Схема распространения позднепротерозойских (рифейских) авлакогенов и раннепротерозойских протоавлакогенов на Восточно-Европейской платформе (ВЕП), с использованием сводки Е.Е. Милановского [35, рис. 2], уточнение сорасположения центральных и юго-западных авлакогенов сделано по Т.В. Владимировой и др. [13], с выборочным указанием протоавлакогенов по В.С. Куликову (1988—1989) и В.А. Мележику (1997) (более поздние структуры обобщены)

1 — шиты: Балтийский (Бш), Украинский (Ущ); 2 — раннепротерозойские протоавлакогены: 1 — Печенга-Имандра-Варзуга, 2а — Северокарельско-Лапландский, 2б — Лехта-Ветреный Пояс (Бш); 3 — Криворожский, 4 — Орехово-Павлоградский, 5 — Белокоровичский вместе с рифейским Овручским (Ущ); 3 — позднепротерозойские (рифейские) авлакогены (в акватории Балтийского моря опущены): 6—11 — Центрально-Русская система: 6 — Среднерусский (Солигаличский и Рослятинский), 7 — Воже-Лачский, 8 — Котласский, 9 — Крестцовский, 10 — Московский (Павлово-Посадский), 11 — Гжатский; 12—15 — Полесьско-Ладужская система: 12 — Валдайский, 13 — Оршанский, 14 — Волинский, 15 — Ладужский; 16—17 — юго-восток ВЕП: 16 — Пачелмский (Рязано-Саратовский), 17 — Доно-Медведицкий; 18—20 — Приуралье: 18 — Кировский, 19 — Камско-Бельский, 20 — Абдулинский; 21—26 — северо-восток ВЕП: 21 — Кандакшский, 22 — Онежский, 23 — Керешко-Пинежский, 24 — Лешуконский, 25 — Нижнемезенский, 26 — Предтиманский; 4 — палеозойские авлакогены на ВЕП, частью в основе, возможно, рифейские (номера в кружках): 1 — Днепровско-Донецкий, 2 — Осло (грабен); 5 — фанерозойский плитный чехол; 6 — то же в наиболее погруженной Прикаспийской синеклизе; 7 — наложенные мезозойские впадины (выборочно на юго-западе с погруженным под них рифейским авлакогеном); 8—9 — мегаструктуры, обрамляющие древние платформы: 8 — подвижные (эпигеосинклинальные складчатые) пояса и выборочно их складчатые системы (наименования и возраст см. в подписях на схемах); складчатые пояса (СП): С-А — Северо-Атлантический, У-М — Урало-Монгольский, С-М — Средиземноморский; складчатые системы: Ск(к) — скандинавские каледониды, 3-Е(з) и Ур(з) — западноевропейские и уральские герциниды; точками показан Предуральский краевой прогиб, К(а) — карпатские альпиды; 9 — метатерриформные области (МПО): П-Б — Печоро-Баренцегоморская, С-Е — Среднеевропейская, Д-СУ — Донецко-Северо-уральская; 10 — границы платформ: а — глубинные разломы, б — надвиги (выделены частично), в — некоторые осложняющие разломы; 11 — границы главнейших структур фундамента древних платформ: а — прослеженные, б — условные.

На врезках схемы группировки рифейских авлакогенов: левая — по С.В. Богдановой [67]: 1—1 — Среднерусская и 2 — Пачелмская системы; правая — по Т.В. Владимировой и др. [13]: точки и горизонтальная штриховка — Центрально-Русская (Среднерусская) и Полесьско-Ладужская системы соответственно. Индексы отвечают авлакогенам: Кр — Крестцовский, С-Р — Среднерусский с ячеями (грабенами): Лб — Любимская, Сл — Солигаличская и Рс — Рослятинская; В-Л — Воже-Лачский, К-Я — Котласско-Яренский, Гл — Галичский (Костромской), Влд — Владимирский, Тв — Тверской, Влд — Валдайский

от Солигаличского и Рослятинского авлакогенов соответственно, что получило признание [10, 68] и др.

Среди других построений соотношения систем позднепротерозойских авлакогенов ВЕП отметим схемы Е.Е. Милановского и др. [36] и А.М. Никишина и др. [41], которые принимаются для разновременных уровней с указанием прерывающих рифтогенез эпох сжатия на рубежах раннего—среднего и среднего—позднего рифея. Сложный момент в этих построениях — признание среднерифейского перерыва в развитии приуральских авлакогенов при полном совпадении структурного плана авлакогенов раннего и позднего рифея, на что обращают внимание и сами авторы работы [36]. Но эти представления вызывают возражение уральских исследователей (см. далее). В единой зоне с авлакогенами Приуралья и Предтиманья С.Л. Костюченко и др. предложили рассматривать авлакогены Беломорья — Мезенской рифтовой провинции [25]. Центрально-Русская система, которая замыкается в этом построении Крестцовским авлакогеном (у авторов он именуется Валдайским), а также Кировский авлакоген считаются ее ответвлениями.

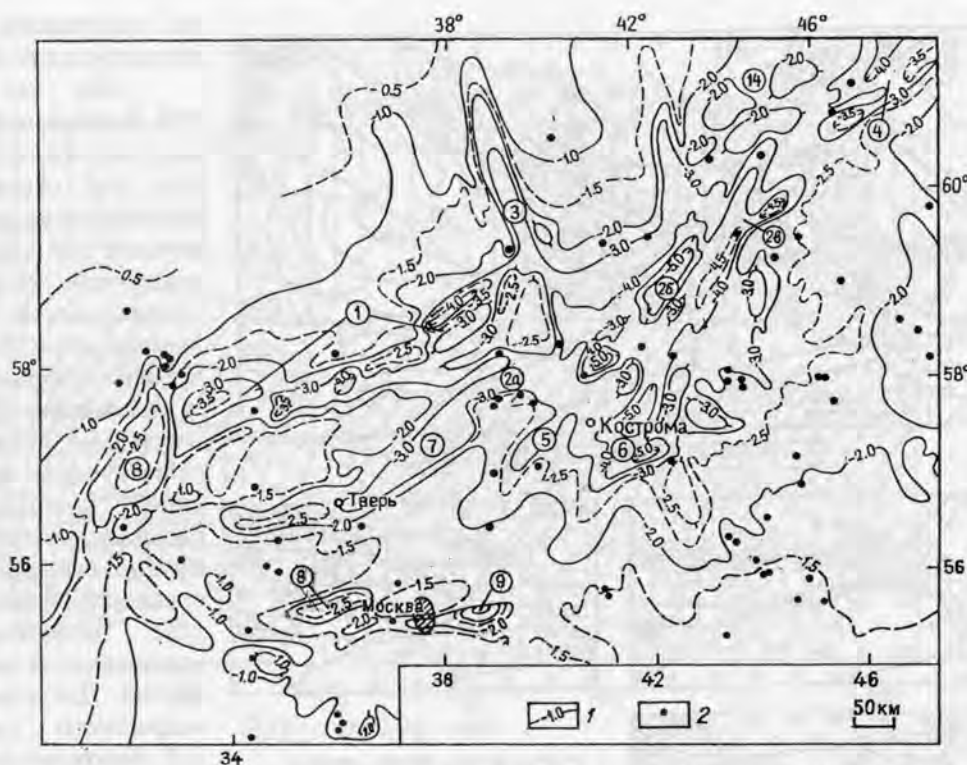
Е.Е. Милановский [33—35], развивая представления А.А. Богданова [7] о строении авлакогенов ВЕП, различает среди них внутренние и окраинные. Последние часто приурочены к входящим углам древних платформ или обращены к смежным мобильным поясам, оформившимся позднее, но заложившимся в рифее. Считается, что в окраинном положении в Приуралье и на юго-западе платформы они переходят в перикратонные впадины.

Структуру авлакогенов ВЕП сформировали в обстановке корового растяжения продольные им глубинные разломы или система параллельных разломов, определившая ступенчатое строение бортов авлакогенов, нередко асимметричных. Разломы субвертикальные, выполаживающиеся на глубине. В последние годы для позднепротерозойских авлакогенов (как и внутриконтинентальных рифтов в целом) все более утверждается мнение, что они образовались при растяжении посредством пологих внутрикоровых срывов сдвигового характера, частью достигающих кровли мантии [28, 57, 65, 66 и др.]. Авлакогены осложнены как продольными, так и поперечными поднятиями. Поперечные поднятия частично поздние и, как пра-

вило, малоамплитудные, но нередко они связаны с разломами, синхронными с главными разломами, и имеют значительную амплитуду. Структуроформирующая природа главных прибортовых разломов, как и синхронных им поперечных, подтверждается изменением литологического состава и мощности толщ, выполняющих авлакогены. Глубинные разломы, обрамляющие позднепротерозойские авлакогены ВЕП, отражены в фундаменте платформы [9, 34, рис. 3 и др.]. При этом авлакогены часто наследуют древнейшие линейные зоны фундамента, на что впервые в 70-х гг. обратил внимание К.О. Кратц. Нередко отмечается некоторое смещение во времени оси и общего плана палеоструктуры авлакогенов. Для Среднерусского авлакогена это выявлено Е.В. Васиной

[10] и В.Б. Пийп и др. [68], а ранее Р.Н. Валеевым [9], что нами показано на примере Сергиевско-Абдулинского авлакогена Приуралья (рис. 3).

Глубина палеоструктуры позднепротерозойских авлакогенов ВЕП, судя по мощности выполняющих их толщ и геофизическим данным, колеблется от нескольких километров до 5–7 км. Большая глубина отмечена в Центрально-Русской системе, особенно в отдельных ячейках на востоке Среднерусского авлакогена и в авлакогенах Приуралья, где достигает предельных значений. В Полесско-Ладужской системе южные структуры выгораживают до впадин. Рифейские авлакогены ВЕП выполнены главным образом осадочными, преимущественно терригенными толщами с преобладанием песчаников и алевропесчаников, кварцевых, аркозовых, реже полимиктовых, от красноцветных до сероцветных, которые дополняются карбонатными породами и ограниченно вулканитами основного, реже кислого состава. Литологический состав несколько меняется в авлакогенах разных систем, а также вдоль их простираения в зависимости от степени погруженности структур и в связи с синхронными поперечными поднятиями. Толщи имеют практически горизонтальное залегание, с некоторым увеличением угла наклона к прибортовым частям авлакогена, особенно вблизи разломов, иногда с образованием флексур, это отмечено в работах [9, 14, 25] и Е.В. Лозиным в [54] и др.



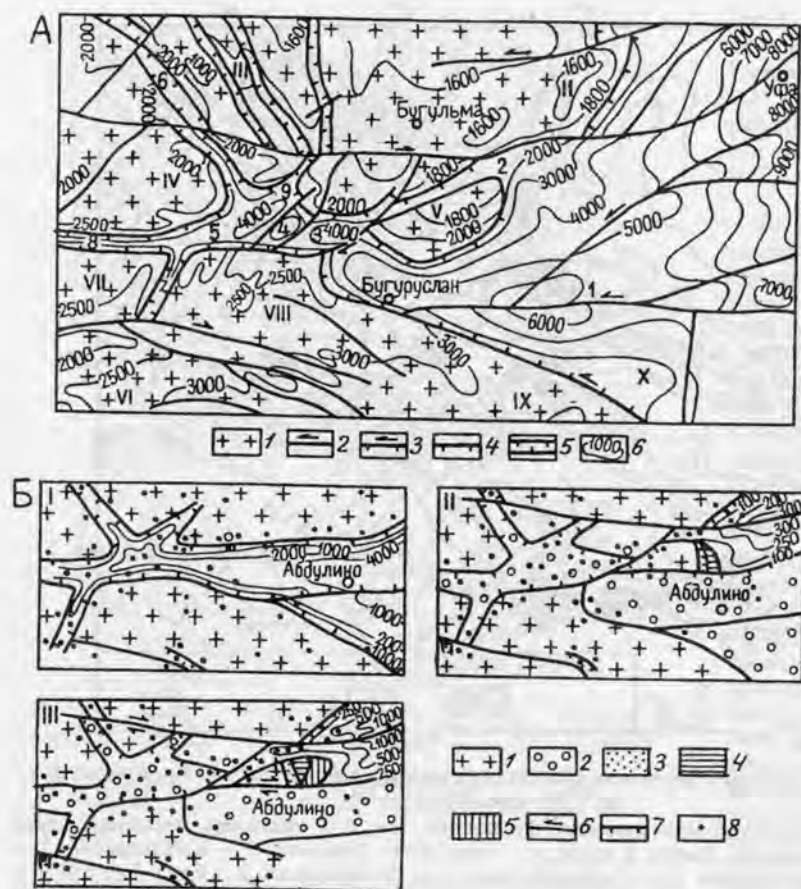


Рис. 3. Карта рельефа кристаллического фундамента (А) и схема развития (Б) Сергиевско-Абдулинского авлакогена на востоке Восточно-Европейской платформы (Приуралье), по [9], с частичным изменением условных обозначений. А: 1 — своды и выступы фундамента; 2 — предполагаемые сдвиги; 3 — сбросо-сдвиги; 4 — сбросы; 5 — границы авлакогена; 6 — изогипсы поверхности фундамента по геофизическим и буровым данным; Б: палеотектонические схемы I, II и III для раннего, среднего и позднего рифея соответственно: 1 — выступы архейско-нижнепротерозойского фундамента; 2—5 — авлакогенный комплекс, свиты боровская, троичная, мизгиревская, серафимовская соответственно; 6 — сдвиги; 7 — глубинные разломы, сбросы; 8 — глубокие скважины

образования к раннему—среднему рифею или позднему этапу раннего протерозоя—раннему рифею соответственно.

В.Г. Николаев считает промежуточный комплекс осадочно-магматической (с вулканитами и интрузивными телами) толщей, выделяет ее в Среднерусском авлакогене, а также к северо-востоку от него до Великого Устюга и юго-западнее до Оршанского и Волинского авлакогенов (впадин), южнее этой системы авлакогенов в Московском авлакогене и севернее в Приладожье (салминская и др. свиты Ладожского авлакогена), в Прионежье (вепсий), в районе Коноша и др. Высокоскоростной характер и хаотичность рисунка сейсмограмм для образований промежуточного комплекса в Среднерусском авлакогене В.Г. Николаев связывает с телами габбро-диабазов. При обосновании тектонической природы этой толщи допускается ее корреляция с крестцовской свитой среднего рифея, имеющей нарушенный рисунок сейсмограмм, в соответствии с данными по скважине Сев. Молоко-

во, содержащей наряду с терригенными и магматическими породами.

Но, как показывает проведенная В.В. Костылевой с соавторами [24] детализация литологического состава толщ, вскрытых этой скважиной, крестцовская свита одноименного авлакогена в основе имеет типичный для осадочного разреза авлакогенов аркозовый, кварцево-аркозовый состав. В Среднерусском авлакогене подобные образования находятся выше высокоскоростного комплекса фрагментированного фундамента (в понимании В.Б. Пийп и др. [68]). Соответственно утверждение, что нижние части сейсмических профилей через Среднерусский и Крестцовский авлакогены геологически равнозначны, вряд ли правомочно. Трудно согласиться и с представлением о среднерифейском верхнем возрастном пределе "осадочно-магматической толщи", принимаемом по аналогии с крестцовской свитой. Для утверждения раннерифейского возрастного предела этих образований В.Г. Николаев использует также К—Аг-датировки (1400—1570 млн лет для метаморфических сланцев и до 1500—1600 млн лет для габбро-диабазов). Однако, учитывая интрузивный характер датированных магматических тел и ограничения применявшегося геохронологического метода для метаморфических пород (из-за возможного "омоложения" возраста), вероятнее предположить для этой "толщи" дорифейский нижний возрастной предел, по крайней мере конец раннего протерозоя. На это указывает и включение В.Г. Николаевым в эту ассоциацию вепсия, для которого возраст даже прорывающих габбро определен в 1770 ± 12 млн лет [6]. В

пользу дораннерифейского возраста, кроме того, косвенно свидетельствует метаморфизм части коррелируемых образований, отсутствующий в собственно нижнерифейских толщах ВЕП и в стратотипическом разрезе рифея Башкирского антиклинория.

В последние годы В.Г. Николаев и М.А. Нагорный [40] предложили расчленять квазиплатформенный чехол на "синкратонный" дорифейский и "посткратонный" рифейский (разделенные внедрением посттектонических гранитоидов рапакиви), но проблема их сборности остается.

Бликие объем, распространение на площади ВЕП и тектоническую природу комплекса, промежуточного между фундаментом и собственно осадочными толщами авлакогенов, принимает Т.Н. Хераскова [61—64]. Доводом в пользу протоплитного характера этих образований служит их корреляция с нижней толщей кварцевых песчаников и кварцито-песчаников Московского (Павлово-Посадского) авлакогена. Эту толщу В.В. Костылева и др. [24] по признаку

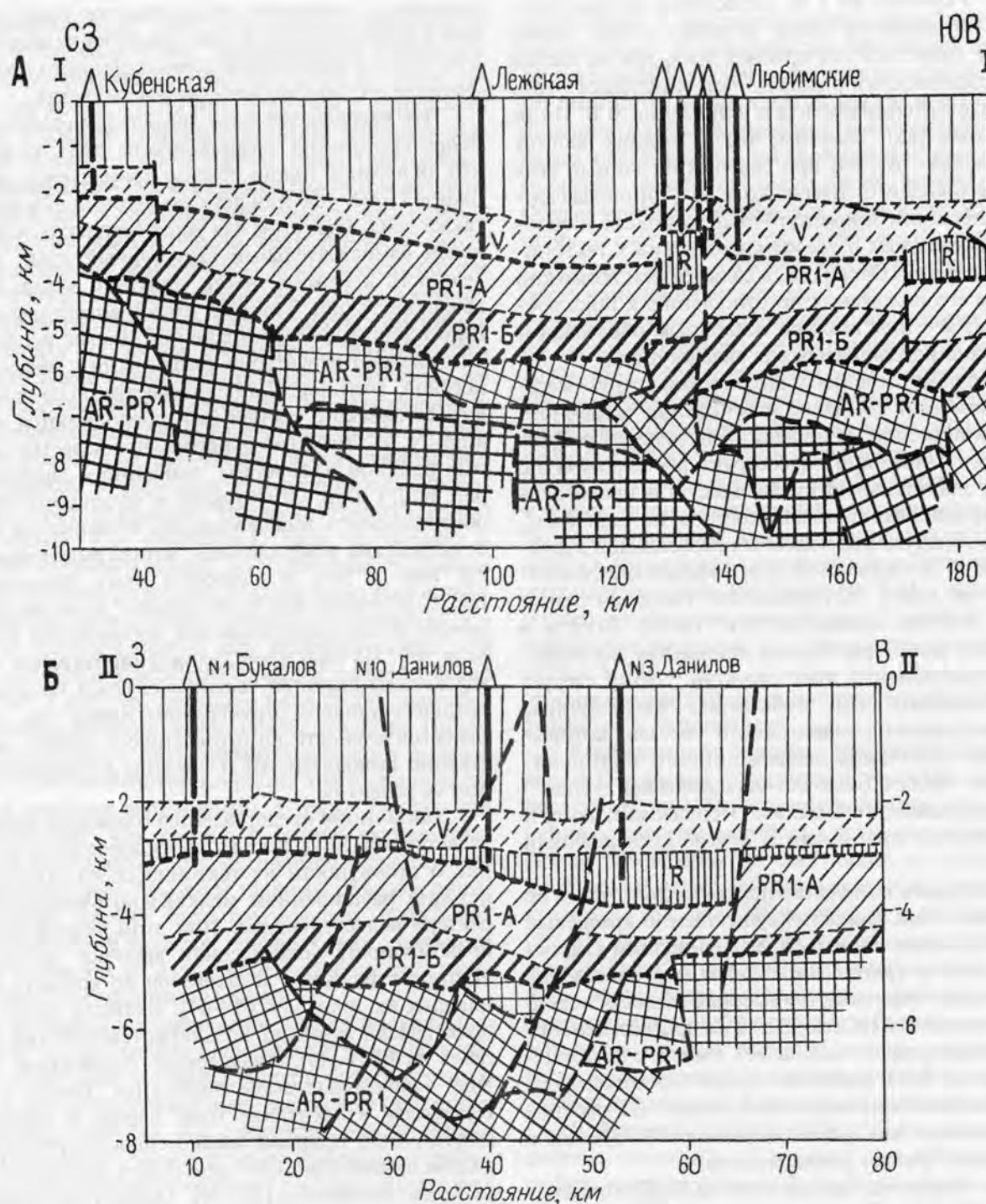


Рис. 4. Строение Среднерусского авкагена (на основе переинтерпретации данных КМПВ 60–70 гг.), по В.Б. Пийп и др. [68], с частичной корректировкой при консультации В.Б. Пийп

А, Б — сейсмические разрезы: поперечный по линии I—I — Кубенское—Кузнецово и продольный западный по линии II—II — Букалов—Данилов соответственно (с геологической интерпретацией, частично подтвержденной данными бурения); 1 — практически ненарушенная часть фундамента авкагенов (более 6,4 км/с), 2—4 — комплексы нарушенного фундамента авкагенов: 2 — архейско-раннепротерозойский (AR—PR₁, 5,7–6,4 км/с), 3—4 — раннепротерозойский, нижняя и верхняя части (PR₁ — А и Б, 5,7–5,4 и 5,4–5,0 км/с), 5 — рифейский комплекс авкагенов (5,0–4,8 км/с), 6–7 — комплексы плитного чехла: 6 — вендский (4,8–4,6 км/с), 7 — палеозойско-мезозойский; 8 — разрывные нарушения; 9 — скважины (соотношение горизонтального и вертикального масштаба 1:6 и 1:5 соответственно)

высокой зрелости обломочного материала считают доавкагенным образованием — фрагментом раннего плитного чехла и противопоставляют ее вышележащим кварцево-аркозовым и аркозовым толщам собственно авкагенного разреза. Однако и в этом постро-

ении метаморфизованные образования, относимые в числе других к проточехлу, трудно представить в единой историко-геологической и тектонической категории с неметаморфизованной терригенной высокозрелой существенно кварцевой толщей Московского ав-

лакогена. Указание же Т.Н. Херасковой на присутствие бластомилонитов среди доавлакогенных пород позволяет допустить (по крайней мере для их части) астратиграфичность и родственность комплексу фрагментированного фундамента в понимании В.Б. Пийп с соавторами [68]. Заметим, что в поздних работах Т.Н. Хераскова [61, 64] при ссылках на данные этих авторов, а также А.С. Демченко и др. [15] определеннее характеризуют промежуточный комплекс в основании авлакогенных разрезов как близкий к тектоническому меланжу. Очевидно, в дальнейшем возможно уточнение его положения по отношению к пока воссоединяемым с ним исходно осадочным образованиям, особенно находящимся вне авлакогенов.

По нашему мнению, высокоскоростной мегаолистостромовый комплекс в основании осадочного разреза авлакогенов принадлежит начальной рифейской стадии заложения палеоструктуры авлакогенов. Учитывая значительную предвендскую и предпалеозойскую эродированность авлакогенов, по-видимому, возможно обнаружение подобных образований в фундаменте ВЕП вне известной сети рифейских авлакогенов, что как будто подтверждается геофизическими данными (устное сообщение В.Б. Пийп, 2006) и в дальнейшем может расширить понимание изначального распространения этих структур. Этому следует противопоставлять как собственно авлакогенные толщи вулканогенно-терригенного состава, которые сторонники признания доавлакогенного протоплатформенного чехла ("осадочно-магматической толщи") ВЕП рассматривают в его составе (Приложение, центр и запад ВЕП), что принимают и другие исследователи [39] и др.

В отношении выявления протоплитного чехла по признаку высокой зрелости (существенно кварцевый состав), в противоположность вышележащим кварцево-аркозовым и аркозовым толщам как собственно авлакогенным, отметим, что высокая зрелость пород, по нашему мнению, не исключает их принадлежности авлакогенному разрезу (см. далее). Вместе с тем существование на ВЕП доавлакогенного протоплатформенного чехла вполне допустимо, однако его обоснование, особенно как раннерифейского (с рубежа в 1650 млн лет), требует доказательств.

Время заложения авлакогенов на ВЕП определяется неоднозначно. С начала раннего рифея (1650 млн лет) формировались авлакогены Приуралья — Камско-Бельский и Сергиевско-Абдулинский, остальные чаще считаются возникшими со среднего рифея (1350 млн лет). Однако в 1960—80-х гг. многие исследователи (И.Е. Постникова, А.А. Клевцова, В.В. Кирсанов, Р.Н. Валеев, А.С. Махнач и др.) допускали развитие авлакогенов центральной и западной частей платформы с раннего рифея, в последние годы это мнение отчасти сохраняется и подтверждается геохронологически [8, 21, 31 и др.]. Установление времени начала проявления авлакогенеза на ВЕП, особенно для Центрально-Русской системы авлакогенов, по-

видимому, осложняет рассмотренное выше допущение о принадлежности раннерифейских образований в их разрезе фрагментам доавлакогенного протоплатформенного (квазиплатформенного) чехла.

Что касается времени завершения развития позднепротерозойских авлакогенов на ВЕП, то отметим, что их верхние толщи обычно принадлежат верхнему рифею (1000—650 млн лет), но местами они включают также венд. При этом для верхневендских толщ очевиден самостоятельный структурный план, принадлежность к нижней части плитного чехла. Нижневендские толщи, которые имеют значительно меньшую площадь распространения, многие исследователи признают структурно связанными с рифеем авлакогенов, хотя нередко без существенного изменения литологического состава они продолжают из авлакогенов на смежные поднятия, что известно для разных районов платформы, особенно в Приуралье [9, рис. 6; 23] и др. Структурная и палеогеографическая обособленность нижневендских образований на ВЕП от рифейских утверждалась с начала выделения венда, т.е. еще в 50-х гг., автором этого подразделения Б.С. Соколовым, что поддерживают ведущие исследователи верхнепротерозойских образований ВЕП [11, 51 и др.]. На наш взгляд, вхождение нижнего венда в авлакогены является частным случаем наследования предшествующего структурного плана, но при его самостоятельности по отношению к рифею, соответственно авлакогены ВЕП связаны с рифейским этапом ее развития.

Указанному представлению о природе рифейских авлакогенов ВЕП иногда противопоставляется мнение о вторичности их тектонического ограничения, исходно расширенном мелководно-бассейновом характере палеоструктуры. При этом утверждается неправомерность установления времени заложения и этапности развития авлакогенов по возрасту выполняющих их толщ [24, 61—64]. Крайняя точка зрения практически отрицает позднепротерозойский рифтогенез на ВЕП [49], с чем трудно согласиться, имея в виду изложенные выше положения. Вместе с тем в Приуралье в последние годы наряду с признанием рифтогенной природы авлакогенов утверждается исходная принадлежность толщ рифея внутриконтинентальным бассейнам [29, 30]. Однако прерывистость распространения здесь рифейских отложений оставляет определенное сомнение в этих построениях, особенно для западных частей структур, хотя они заслуживают внимания для характеристики восточных площадей, где авлакогены переходят в зоны перикратонного опускания.

Особенности строения толщ рифейских авлакогенов ВЕП. В ранних исследованиях авлакогенов ВЕП большее внимание было сосредоточено на Пачелмском авлакогене, погружающемся в юго-восточном направлении и отделяющем Воронежский массив от Волго-Уральской области. Но в последние 10—15 лет значительно продвинулось исследование авлакогенов

других районов ВЕП. Ниже рассмотрены особенности состава и строения толщ, выполняющих рифейские авлакогены Центрально-Русской системы; более западные мы вслед за Т.В. Владимировой с соавторами считаем в составе субмеридиональной Полесско-Ладожской системы, а также в авлакогенах Приуралья.

В *Центрально-Русской системе* наиболее изучены Среднерусский и Крестцовский авлакогены (рис. 1, № 6, 9). Они имеют общую протяженность около 1000 км и ширину обычно в 25—30 км, с увеличением до 50—70 км на северо-востоке и до 125 км на юго-западе. Западный Крестцовский авлакоген смещен к северо-западу на 70 км Рыбинским диагональным разломом. Выше предположительно *нижнерифейского мегаolistостромового комплекса — тектонически фрагментированного архей-раннепротерозойского фундамента* мощностью 500—2000 м, присутствующего в Среднерусском и, возможно, в Крестцовском авлакогене, залегают осадочные, преимущественно *терригенные толщи*. Как отмечалось, чаще их относят к среднему—верхнему рифею, но некоторые исследователи предполагают в разрезе этих структур также *нижнерифейские образования*. Имеются разночтения и в привязке толщ к среднему или верхнему рифею или даже в разделении верхнего рифея и нижнего венда [27, 53, 65 и др.], что связано с пока слабой разработанностью их геохронологии и палеонтологии. Прием же сравнительного литостратиграфического анализа затрудняется неполнотой вскрытия толщ (лишь часть скважин достигла фундамента), а также фациальной изменчивостью, что связано с разной активностью развития авлакогенов по простиранию и осложнением их поднятиями. Мы даем главным образом принципиальную оценку литостратиграфии рифейских толщ авлакогенов, полагая, что для более детального анализа требуется их дальнейшее изучение собственными стратиграфическими методами.

В *Среднерусском авлакогене* в разрезе скважины Солигалич-2, вскрывшей рифейские отложения в интервале 2156—3863 м под валдайской серией верхнего венда, установлен трехчленный разрез красноцветных терригенных толщ [15, 44]. Нижнюю часть до уровня 2925 м (*чухломская свита*) слагают гравелиты и грубозернистые песчаники аркозового состава с плохо сортированным и неокатанным обломочным материалом мощностью около 940 м. Разные авторы принимают возраст свиты от ранне- до среднерифейского, иногда до начала позднего рифея [53]. Несмотря на отсутствие естественной подошвы, в толще имеются признаки образования ее в начальную стадию развития авлакогена с близко расположенными областями сноса. Следующие 600 м сложены мелкозернистыми кварц-полевошпатowymi песчаниками с прослоями красно-

коричневых и зеленовато-серых аргиллитов внизу и светло-серых разнозернистых песчаников вверху (*костромская свита*). Завершает разрез отделенная несогласием толща мощностью около 160 м мелко- и среднезернистых более высокостарых полевошпат-кварцевых песчаников, в нижней части с прослоями аргиллитов (*обнорская свита*, верх верхнего рифея). Общая мощность рифейских толщ в скважине Солигалич-2 составляет около 1700 м, их разрез имеет трансгрессивную, с элементами регрессии направленность изменения во времени¹.

На востоке Среднерусского авлакогена в скважине Рослятино рифейские толщи известны в интервале 2039—4552 м как *вологодская серия* среднего рифея [16, 19], или в верхней части среднего—низах верхнего рифея [62, 63]. При общей большей мощности (неполные 2500 м) эти толщи отличаются от толщ солигаличского разреза также преобладанием аргиллитов и алевролитов, подчинением красноцветной окраски пород сероцветной. Здесь развитие авлакогена, по-видимому, было более активным, а глубинность осадконакопления несколько большей. Т.Н. Хераскова указывает дополнение средней части разреза туфами и туффитами среднего—кислого состава (хотя это отрицается в [24 и др.]), а выше — примерно равное с терригенными породами проявление мелкозернистых туффитов и туфопелитов.

Контрастность строения рифейских толщ в скважинах Солигалич и Рослятино отмечали и первые их исследователи [16]. Указанную направленность изменения литологии рифейских толщ распространяют от района Рослятино на следующий к северо-востоку Котласский авлакоген (допуская расширение палеоструктуры [62, рис. 3]), а нередко и до Предтиманья [21, 25]. Между тем на востоке палеоструктура Центрально-Русской системы авлакогенов могла испытывать воздымание, синхронное осадконакоплению. Здесь происходит некоторое огрубление терригенного материала и более чем втрое уменьшается мощность толщ по отношению к вологодской серии, хотя не исключен предвандский размыв их верхней части [13].

В *Крестцовском авлакогене* Центрально-Русской системы по данным скважины Сев. Молоково разрез рифея, коррелируемый Т.Н. Херасковой с разрезом скважины Рослятино, имеет мощность 1425 м и двухчленное строение. Состав толщ оценивается также неоднозначно: аркозовый, в нижней половине аргиллит-алевролит-песчаниковый, сероцветный, в верхней — красноцветный песчаниковый [24, 65] или со значительным дополнением в нижнем подразделении туффитами и туфопелитами, а в основании — туфами среднего—кислого состава [62, 63]. По данным В.В. Костылевой с соавторами [24], для этих толщ

¹ Мы преимущественно обращаемся к конкретным описаниям разрезов, подразделения которых отражены в стратиграфическом словаре по верхнему докембрию [53], хотя имеется уточненная региональная стратиграфическая схема, разработанная с учетом ритмостратиграфического анализа и принятая МСК [27]. Однако отсутствие детального освещения новых стратиграфических подразделений не позволило нам использовать эту схему.

устанавливаются два цикла осадконакопления, отвечающие двум этапам проявления авлакогенеза: сначала трансгрессивно-регрессивный в морской обстановке, а затем континентальный, слабо трансгрессирующий. От Среднерусского авлакогена к Крестцовскому происходит огрубление терригенных толщ и нарастание их регрессивности одновременно с сокращением мощности, что усиливается также к западу и в пределах Крестцовского авлакогена (скважина Бологое) [63].

Глубина залегания нижней границы осадочных толщ Крестцовского авлакогена изменяется с востока на запад от 3170 до 2829 м. По рассмотренным разрезам скважин Рослятино, Молоково, Бологое воздымание Центрально-Русской системы авлакогенов к западу составляет более 1700 м (в современном положении, которое, как нам представляется, учитывая фациальные особенности толщ, в определенной мере отражает исходное).

Толщи, вскрытые в более западных скважинах (Крестцовские, Валдайская), принадлежат *Валдайскому авлакогену Полесско-Ладужской системы* субмеридиональной ориентировки (рис. 1, № 12), перпендикулярной по отношению к Центрально-Русской системе авлакогенов [13]. Их сочленение изучено еще недостаточно. В Валдайском авлакогене, судя по сводкам Т.Н. Херасковой и др. и более ранней работе И.Е. Постниковой [45] (эти авторы считают его структурно сопряженным с собственно Среднерусским авлакогеном), разрез отличается преобладанием красноцветных терригенных пород — песчаников с отдельными прослоями конгломератов, дополненных кислыми вулканитами, а в основании — базальтами и диабазами (интервалы мощностью 100–200 м). Присутствие основных вулканитов здесь отмечал еще в 50-х гг. прошлого века А.Н. Гейслер (крестецкая свита, выделенная им и др. [47]). Общая мощность рифейских толщ составляет около 1000 м, разрез трижды нарушен перерывами. Преобладающие преимущественно кислые вулканиты принадлежат местным извержениям, частично наземным, что отличает толщи Валдайского авлакогена от таковых в авлакогенах Центрально-Русской системы, где вулканический материал главным образом телепирокластический и накапливался в явно подводной обстановке. Эта особенность состава и строения рифейских толщ сохраняется для Полесско-Ладужской системы, исключая ее крайний юг, где если и проявлена, то лишь рассеянная пирокластическая примесь в терригенных породах [1].

Для северного *Ладужского (Ладужско-Пашского) авлакогена* этой системы (рис. 1, № 15) характерны вулканогенно-терригенные толщи. В его юго-восточной части они подстилаются гранитами рапакиви, измененными в глубокой коре выветривания, и ладужской серией свекофенния, а южнее и западнее — гнейсами архея. Толщи рифея местами несогласно перекрыты валдайской серией верхнего венда или не-

посредственно кайнозойскими ледниково-озерными отложениями мощностью несколько десятков или сотен метров, но изредка они выходят на поверхность.

В юго-восточном Приладожье, юго-восточнее г. Питкяранта в районе сел. Салми, разрез толщ авлакогена представлен двухчленной *салминской свитой*, охарактеризованной Р.А. Хазовым [14], С.И. Рыбаковым [48], а также в [17, 18, 48 и др.]. Нижнесалминская подсвита (37 м) сложена красноцветными и пестроокрашенными аркозовыми и полевошпат-кварцевыми разнозернистыми песчаниками, гравелитами, реже мелкогалечными конгломератами, иногда косо-слоистыми, с продуктами перемыва пород нижнего докембрия. Известны глинистые сланцы, выклинивающиеся к бортам авлакогена. Верхнесалминская подсвита (до 300 м), существенно вулканогенная в виде калиевой трахибазальтовой формации, состоит из ряда покровов лав, имеющих зоны закали (наземный характер извержений), покровы лав перемежаются подчиненными горизонтами туфов. Вулканиты местами разделены туфогенно-терригенной пачкой, иногда с корой выветривания в основании. По данным Р.А. Хазова [48], а также [50, 60], состав вулканитов вверх по разрезу меняется до андезитобазальтов, часто краснокаменных; широко проявлены комагматичные субвулканические тела и дайки.

Салминскую свиту подстилает или частично замещает ее нижнюю часть распространенная в Юго-Западном Приладожье *приозерская свита* красноцветных терригенных пород, конгломерато-брекчиевая в основании (до 389 м) [17, 47, 50, 53]. Выше по разрезу иногда выделяется красноцветная гравелито-песчаниково-глинистая *пашская свита* (154 м), залегающая с корой выветривания на вулканитах салминской свиты и перекрытая верхним вендом. Состав толщ Приладожья, особенности их фациальных замещений и характер вулканитов свидетельствуют о несомненной рифтогенной (авлакогенной) природе выполняемой ими палеоструктуры с преобладающим континентальным осадконакоплением, хотя до настоящего времени сохраняется мнение о вхождении этих толщ в доавлакогенный протоплатформенный чехол [64 и др.]. Возраст толщ Ладужского авлакогена, долго считавшийся не древнее среднего рифея, в последние годы принят как раннерифейский (датировки базальтов салминской свиты 1459 ± 3 и 1457 ± 2 млн лет [8]).

Более южные *Оршанский и Волынский авлакогены* (рис. 1, № 13, 14, рис. 5) имеют субмеридиональную ориентировку, расположены в Белоруссии и на Украине (северный из них заходит в пределы России), общая протяженность 800 км и ширина до 300 км. Их формирование также связывают с разрывной тектоникой, но краевые разломы нечеткие, чем, по-видимому, обусловлена выположенность этих авлакогенов с переходом во впадины. Структуры смыкаются по узкому поперечному конседиментационному поднятию, рассечены разнонаправленными разломами. Кристаллический фундамент находится на глубине до

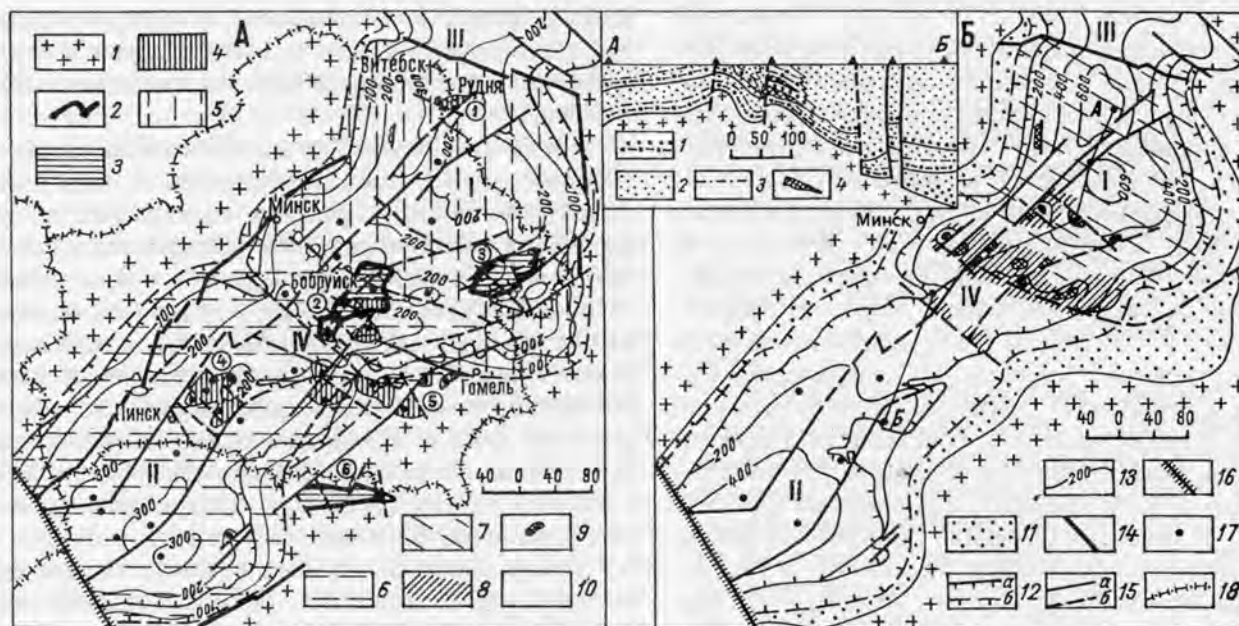


Рис. 5. Палеотектонические схемы Оршанского и Волынского авлакогенов (впадин), по М.А. Нагорному [38] с дополнением по [43]
 1 — фундамент платформы на поверхности; 2–4 — нижний рифей, 2–3 — бобруйская (овручская) континентальная серия (2 — лучковская (збраньковская) свита кварцевых порфиров и др. вулканитов и кварцито-песчаников, 3 — мышковичская (толкачевская) свита кварцито-песчаников, 4 — шеровичская красноцветная терригенная континентальная серия (нижняя граувакко-аркозовая гатынская и верхняя кварцево-песчаниковая рутаевская свиты) и их аналоги; 5–10 — средний рифей, белорусская (полесская) красноцветная морская серия: на схеме А — 5–6 — нижняя часть, руднянская (луцкая) глинисто-песчаниковая свита, толщи с песчаниками (5 — существенно кварцевыми, 6 — олигомиктовыми); на схеме Б — 7–10 — верхняя часть, оршанская (гороховская) свита, 7–9 — оршанская свита, толщи: 7 — кварцево-песчаниковая, 8 — гравелито-аргиллито-песчаниковая, 9 — органогенно-доломито-терригенная, 10 — алевро-лито-глинисто-песчаниковая; 11 — области, ранее перекрытые рифеем; к схемам А и Б — 12 — границы распространения среднего рифея: а — современные, б — предполагаемые; 13 — изопахиты; 14 — разломы, формирующие палеоструктуру; 15 — прочие разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — краевой шов платформы; 17 — местоположения скважин; 18 — государственные границы Белоруссии с Украиной, Россией, прибалтийскими государствами и Польшей.

На карте римские цифры: I–II — авлакогены (впадины) (I — Оршанский, II — Волынский), III–IV — седловины (III — Велижская, IV — Полесская). Зоны поднятий в пограничных районах авлакогенов: 1 — Бобовнянско-Калиновская, 2 — Рогачевско-Бобруйская. Цифры в кружках — структуры раннего (со знаком 3 — раннего-среднего?) рифея: 1 — Руднянская, 2 — Бобруйская, 3 — Климовичская, 4 — северо-восточнее Пинска, 5 — западнее Гомеля, 6 — Овручская. Линия А–Б на схеме Б отвечает положению палеогеологического разреза (врезка, скважины с юго-запада на северо-восток: Столин, Слуцк-7, Осиповичи-21, Вильчицы-11, Орша-22, Рудня-1).

Породы на разрезе: 1 — гравелиты и конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — глины, глинистые алевролиты; 4 — органогенные доломиты. Снизу вверх по разрезу: 1 — шеровичская серия нижнего рифея, нижняя и верхняя части белорусской (полесской) серии среднего рифея

1,7–1,9 км, в поперечном поднятии — на 1,2 км [38 и др.]. Мощность толщи составляет более 1000 м в северной Оршанской и около 800 м в южной Волынской структурах, в них имеется ряд перерывов.

Согласно [12, 31, 32, 38–40, 44, 52 и др.], низ разреза представлен в Оршанском авлакогене. На юге — это нижняя бобруйская серия кварцевых порфиров, перекрытых кварцитовидными песчаниками (мощность от нескольких десятков метров до 160 м) континентального происхождения. Серия выделена в двух структурах восток-северо-восточной ориентировки, в районе Бобруйска и более условно, по геофизическим данным, в 100 км восточнее в районе Климовичей. Протяженность структур составляет 100–120 км (рис. 5, А). Бобруйская серия по корреляции с овручской серией (порфиры которой входят в состав базальт-трахиандезит-липаритовой формации и датированы в 1450–1550 млн лет, в том числе U–Pb-методом [52]) относится к нижнему рифею (наши датировки K–Ar-методом составляют 1265–1450±20 млн лет). Стратиграфически более высокая красноцветная гравелит-песчаниковая шеровичская серия континентальной

природы выявлена также фрагментарно, но более широко, в типовом разрезе на севере в районе Рудня (Смоленская область) и южнее Бобруйска между Пинском и Гомелем. Она имеет граувакко-аркозовый в нижней части разреза (гатынская свита, 95 м) и существенно кварцевый в верхней (рутаевская свита, до 255 м). Иногда толщи считаются среднерифейскими.

Структуры, сложенные этими толщами рифея, считают то самостоятельными, то фрагментами более крупной депрессии. Соизмеримость их с широтным Овручским авлакогеном, расположенным примерно на 200 км южнее на северо-западе Украинского щита (рис. 5, А), учитывая сходную стратиграфию, позволяет склониться к мнению об их изначальной самостоятельности при ограничении также вследствие рифтогенеза.

Следующая часть разреза выделяется как терригенная белорусская серия, или полесская (в Белоруссии и на Украине соответственно), принадлежит среднему рифею, но, возможно, и части верхнего рифея. Она включает красноцветные кварцевые, реже аркозово-кварцевые песчаники, интродуцированные габбро-диа-

базами с возрастом 1040—1175 млн лет. Рифейский разрез в Оршанской впадине завершает толща кварцево-полевошпатовых песчаников, алевролитов и алевитистых глин с прослоями доломитов мощностью до 80 м, по микрофитолитам отнесенная к верхам верхнего рифея, она выделяется в *лапичскую свиту*, залегающую выше белорусской серии, или включается в верхнюю часть последней [30, 53 и др.]. В отличие от нижних континентальных толщ белорусская (полесская) серия считается мелководно-морской, сформировавшейся в замкнутом внутриконтинентальном (или полуоткрытом) бассейне. На разделяющей Оршанскую и Волынскую структуры системе поднятий мощность верхних толщ резко сокращается, терригенные породы внизу становятся более грубообломочными, а вверху отчасти замещаются доломитами (рис. 5, Б и врезка). К среднему (середине позднего) рифею — времени полного оформления Оршанского и Волынского авлакогенов (тектонических впадин) — субширотной-северо-восточной ориентировки структур раннего рифея (когда они, по-видимому, являлись западными ветвями Припятского прогиба) сменилась на субмеридиональную.

Режим формирования авлакогенов Ладожско-Полесской системы в раннем рифее был более активным на севере, в Ладожском авлакогене, о чем свидетельствует большее проявление в нем вулканизма со значительной ролью извержений основного состава, но повсеместно с повышенной калиевой щелочностью. Дальнейшее развитие Оршанского и Волынского авлакогенов происходило при малой контрастности восходящих—нисходящих тектонических движений с формированием мелководных впадин в обрамлении пенепленизированных областей суши, геологические образования которых были глубоко изменены в коре выветривания, с чем связывают преобладание высокозрелого терригенного осадконакопления [38]. Полесско-Ладожская система авлакогенов, по-видимому, отличалась от Центрально-Русской системы более мелким заложением, что обусловило в ней значительное проявление континентальных образований в раннем рифее, а в среднем (среднем—позднем?) рифее ей был свойствен ослабленный рифтогенез.

Авлакогены Приуралья. На востоке платформы Приуралья рассмотрены *Камско-Бельский и Сергиевско-Абдулинский авлакогены* (рис. 1, № 19, 20). Согласно обобщению Р.Н. Валеева [9], первый авлакоген имеет протяженность около 900 км, в северной слепо заканчивающейся трети простирается меридионально при ширине до 30—40 км, а южнее расширяется до 250 км и поворачивает к юго-востоку, где погружается под толщу Предуральского герцинского краевого прогиба. Более южный Сергиевско-Абдулинский авлакоген имеет широтную ориентировку и прослеживается на 500 км. Как и Камско-Бельский авлакоген, он расширяется от 50 км на западном окончании (где далее распадается на ряд затухающих узких грабен) до 200 км на востоке, сближаясь, а затем сливаясь с

Камско-Бельским авлакогеном и образуя перикратонную впадину. Глубина залегания фундамента в авлакогенах к востоку увеличивается от 1500 до 10000 м и более.

Толщи, выполняющие как Камско-Бельский, так и Сергиевско-Абдулинский авлакогены, несмотря на многочисленность вскрывших их скважин, сложны для общей стратиграфической оценки в связи с фациальными изменениями, размывами и нарушенностью разнонаправленными, особенно поперечными разрывами с амплитудой до 500—800 м [9], а также из-за разночтений в их возрастной привязке. Это обусловило значительные вариации местных стратиграфических схем даже в пределах каждого из авлакогенов, хотя отмечается ряд корреляционных уровней, общих в разрезах разных скважин, а также в стратотипическом разрезе рифея Западного Урала.

Дискуссионным является вопрос о стратиграфической полноте рифейского разреза. И.Е. Постникова [45], Ю.В. Андреев, Т.В. Иванова, Б.М. Келлер и др. [4], а также многие исследователи в поздних публикациях — В.И. Козлов и др., Е.В. Лозин, В.Н. Пучков [54], А.А. Клевцова и Н.В. Милетенко [55] и другие исследователи считают, что он отвечает всему рифею. В соответствии со стратотипическим разрезом Башкирского мегантиклинория на Западном Урале здесь выделяют нижний (1650—1350 млн лет), средний (1350—1000 млн лет) и верхний рифей (1000—670 млн лет). Но имеется также мнение, что здесь отсутствуют среднерифейские образования (толщи, включаемые в него, Е.М. Аксенов [54], а также авторы работ [2, 3, 54 и др.] относят к верхнему рифею), что дало повод признать в тектоническом развитии приуральских авлакогенов перерыв в интервале 1350—1000 млн лет [34, 41 и др.].

Нам представляется более убедительным выделение здесь всех подразделений рифея, хотя это опирается в основном на литостратиграфическую корреляцию с толщами стратотипического разреза рифея Башкирского мегантиклинория и на сходство этапности их осадконакопления при признании связей бассейновой обстановки [36, 45 и др.]. Последнее осложняется мнением о позднем — палеозойском — тектоническом сближении этих площадей, высказанным В.И. Козловым с соавторами [54], что, однако, не меняет представления о историко-геологической общности их рифейских толщ.

В попытке создания единой стратиграфии рифея обоих авлакогенов важны построения Е.М. Аксенова [2, 54] и В.И. Козлова [22, 23 и др.]. В первом за типовые принимаются разрезы Камско-Бельского авлакогена, во втором — Сергиевско-Абдулинского. В соответствии с нашим пониманием полного объема рифея в этих авлакогенах (включая средний рифей), мы в основном придерживаемся стратиграфических построений В.И. Козлова с соавторами. В разночтении возрастной привязки толщ при этом предпочтение отдано геохронологическим данным, для нижнего

и верхнего подразделений их подтверждают органические остатки в виде пока еще слабо изученных микрофоссилий, микрофитолитов, реже строматолитов. Снизу вверх по разрезу следуют *кыргинская, серафимовская и абдулинская серии*, аналоги бурзяния (нижний рифей), юрматиния (средний рифей), и каратавия (верхний рифей) соответственно стратотипического разреза Западного Урала, с посвитной их детализацией, частью также вполне коррелируемой со стратотипом. Эти серии отвечают главным этапам становления Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов, разделены несогласиями или размывами, иногда уровнями коры выветривания. Указывается, что общая мощность рифейских толщ составляет от 4800 до 15200 м, причем больше в Камско-Бельском авлакогене, но в обоих авлакогенах она возрастает к востоку. В характеристике главных черт состава и строения толщ использованы работы Б.М. Келлера, А.А. Клевцовой, Р.Н. Валеева, Е.М. Аксенова, И.Е. Постниковой, М.А. Семихатова, В.Н. Пучкова, А.В. Маслова, а также данные работ [53, 56 и др.].

Нижний рифей в Камско-Бельском и Сергиевско-Абдулинском авлакогенах заметно различается. В первом типовой разрез представлен кыргинской серией трехчленного строения, терригенной в нижней и верхней частях и доломитовой в средней толще. Нижние терригенные толщи сложены песчаниками, в значительной мере красноцветными, аркозово-кварцевыми, часто разнотекстурными, в прибортовых частях авлакогенов с прослоями конгломератов, иногда брекчий. В ранних работах эти толщи были известны как базальная тюрюшевская свита с неполной мощностью около 650 м. Признавалось ее резкое сокращение к западу с выходом на кристаллический фундамент, чем подчеркивалось нижнее положение в разрезе [3], а с другой стороны, — прибортовое ограничение авлакогена. Однако этот контакт с фундаментом В.И. Козлов с соавторами [54] утверждает тектоническим по надвику, а мощность толщ в западной части структуры нарастает вниз более чем на 1000 м, что не позволяет считать ее в прибортовом положении. В юго-восточной погруженной части Камско-Бельского авлакогена мощность нижнего терригенного комплекса достигает 5000 м, причем мощность его отдельных интервалов увеличивается в четыре раза.

По В.Н. Пучкову [46], на северо-восточном крыле Камско-Бельского авлакогена вблизи границы с Красноуфимским блоком, приближенным к Западному Уралу, в качестве базальной для нижнего рифея можно рассматривать навьшенскую толщу щелочных основных вулканитов, конгломератов и песчаников мощностью несколько сотен метров, включаемую в стратотипический разрез Западного Урала [56] и имеющую явно рифтогенный характер. Вкрест простирания авлакогена к его осевой части допускается выклинивание вулканитов и уменьшение размерности терригенного материала. В юго-западной прибортовой части авлакогена среди песчаных толщ выявля-

ны миндалекаменные базальты. Выше лежащая *калтасинская свита* доломитов мощностью от 1230 до 3600 м, коррелируемая с саткинской свитой уральского стратотипа, в нижней и средней частях на воздымании авлакогена содержит терригенные прослои, частично красноцветные. Завершают нижний рифей толщи аргиллитов, алевролитов, реже песчаников и гравелитов, изредка дополненные мергелями и доломитами, пестроцветные, иногда углеродистые, мощностью до нескольких сотен метров. Общая мощность нижнего рифея в Камско-Бельском авлакогене — от 4100 до 9200 м.

В Сергиевско-Абдулинском авлакогене устойчива базальная терригенная толща нижнего рифея (*боровская*). Она красноцветная, преимущественно песчанниковая, с конгломератами вблизи бортов, особенно в системе грабенов на западном окончании структуры, а в восточной погруженной части — пестроцветная, с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность составляет 5—503 м и 1500—2000 м соответственно. В восточной части северного борта авлакогена на кристаллическом основании залегает толща, не имеющая прямого контакта с предыдущей, сложенная красноцветными терригенными и карбонатными породами. Ее общий состав близок кыргинской серии Камско-Бельского авлакогена, но мощность значительно меньше — до 300 м. Есть мнение, что она приурочена к осложняющему авлакогену [9]. Принимаемая Е.М. Аксеновым и др. корреляция с кыргинской серией Камско-Бельского авлакогена — полная или частичная [2, 54] — свидетельствует о фациальных изменениях как в этом авлакогене, так и по отношению к Камско-Бельскому авлакогену при значительном уменьшении мощности.

Средний рифей — *серафимовская серия*, отвечающая юрматинию в стратотипическом разрезе Башкирского мегантиклинория Западного Урала, в обоих авлакогенах Пруралья существенно терригенная с трехчленным разрезом. Нижняя и верхняя толщи песчанниковые, существенно кварцевая и аркозовая соответственно, с усиливающейся вверх по разрезу красноцветностью. В осложняющих ритмах сверху их дополняют алевролиты того же состава и аргиллиты, которые в средней части серии образуют самостоятельную толщу с подчиненными прослоями мергелей и глинистых доломитов. На погружении авлакогенов роль алевролито-аргиллитовых пород, как и дополняющих карбонатных, возрастает, причем больше в Камско-Бельском авлакогене. Общая мощность среднего рифея составляет от 140 до 1880 м, увеличивается от прибортовых частей авлакогенов к внутренним в 3—4 раза, в большей мере в Камско-Бельском авлакогене [3, рис. 34; 9, рис. 5-III, 13-III; 37]. Залегает серафимовская свита несогласно на разных уровнях размывов нижнерифейских толщ, а отчасти на кристаллическом фундаменте.

Среднерифейский возраст серафимовской серии обоснован (вопреки тому, что некоторые исследова-

тели считают позднерифейской, это отмечено выше), К—Аг датировками глауконита (1252 и 1297 млн лет) и серицита (1232 и 1252 млн лет) из терригенных пород нижней свиты, а также прорывающих габбро-диабазов (1051, 1148 млн лет и др.) [23]. Цифры возраста по глаукониту в 820—921 млн лет, используемые сторонниками верхнерифейской принадлежности серафимовской серии (именуемой ими чишмалинской, Е.М. Аксенов, В.В. Баранов, А.Н. Диденко и др. [54]), согласно данным В.И. Козлова, относятся к более высокой надсерафимовской части разреза, которая действительно входит в верхний рифей (аналоги леонидовской свиты, см. схему корреляции в [3, рис. 36]).

Верхний рифей — *абдулинская серия* также трехчленная. Ее нижняя *леонидовская свита* мощностью 112—1350 м сложена красноцветными кварцевыми песчаниками, налегает на толщи среднего рифея с разрывом или связана постепенным переходом. В двух последующих подразделениях преобладают алевро-аргиллитовые толщи зеленовато-серой, красновато-коричневой окраски, дополненные песчаниками и глинистыми доломитами, которые сменяются пестроцветной карбонатной толщей с подчиненными аргиллитами. Мощность 87—671 и 172—363 м.

Рифейские толщи подвержены размыву в связи с предвандским поднятием и перерывом в осадконакоплении, что ограничивает возможность их палеогеографической оценки. Для лучше сохранившихся толщ нижнего рифея намечается субмеридиональная зональность осадконакопления — смена с запада на восток континентальной обстановки на преимущественно мелководно-морскую при сходной трансгрессивно-регрессивной направленности [29]. Близкий характер эволюции имеют среднерифейские толщи, но они остаются существенно терригенными в трансгрессивной фазе. Изменения разреза верхнерифейских толщ имеют четкую трансгрессивную направленность.

Для оценки палеоструктуры Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов, по-видимому, сохранили принципиальное значение построения Р.Н. Валеева [9], в которых отмечены вариации структурного плана. В частности, для времени окончания раннего рифея (при регрессии, см. выше) допускается распадение Камско-Бельского авлакогена на ряд узких грабенов. В качестве более существенной структурной перестройки отмечается смещение к началу среднего рифея положения осевой зоны Камско-Бельского авлакогена в восточном направлении, а к позднему рифею — к юго-востоку. Для Сергиевско-Абдулинского авлакогена смещение указывается по простираанию к востоку с отклонением к северо-востоку (рис. 3). В.А. Романов и М.В. Ишерская [49] придают еще большее значение изменению структурного плана в позднем рифее для Камско-Бельского авлакогена, считая, что его развитие завершилось образованием в крайнем Восточном Приуралье нового Кушкульского прогиба. Смещение Сергиевско-Абду-

линского авлакогена к востоку после раннего рифея указанные исследователи и ряд других [46] принимают за начало его формирования в качестве самостоятельной структуры.

Уточнение строения Абдулинского авлакогена недавно провели А.В. Овчаренко с соавторами, они подчеркнули его асимметрию — смещение осевой зоны к югу и выраженность здесь ограничивающего ее глубинного разлома, сопровождающегося системой листрических сбросов [43]. При этом уточнена общая мощность рифейских отложений, подтверждено ее увеличение с запада на восток от 4000 до 8000 м и выклинивание части разреза к бортам авлакогена одновременно с огрублением обломочного материала. Полностью отказавшись от возрастного расчленения толщ, эти авторы выделяют этапность формирования авлакогена по результатам сейсмических исследований с привлечением литостратиграфических сведений. Этапы выделяются как смена синеклизных образований рифтовыми, первые — по высокозрелому существенно кварцевому составу терригенных пород.

Для рифея смена этих стадий указывается дважды с перекрытием третьей синеклизной стадией (другие авторы обращают внимание главным образом на нижнюю часть разреза как расширенно-бассейновую [46] и др.). Заметим, что эти представления развивают построения В.В. Костылевой [24], выделяющей прото-платформенную стадию в предверии развития Московского (Павлово-Посадского) авлакогена, а еще больше — представления Т.Н. Херасковой [62, 63 и др.], которая в толщах Среднерусского авлакогена относит существенно кварцевые интервалы к палеолитному чехлу (см. выше).

Как отмечалось нами ранее, вполне возможно, что доавлакогенный протоплатформенный чехол существовал, но данных для его доказательства пока недостаточно. Что касается признания плитных (прото-, палео-) обстановок и тем более выделения синеклизных стадий (в противоположность рифтовым) по признаку существенно кварцевого состава терригенных толщ, то автору это представляется (см. выше описание Оршанского и Волынского авлакогенов и др.) связанным с замедлением в ходе рифтогенеза нисходящих-восходящих движений, усиливающих пенепленизацию смежных областей поднятия и развития на них кор выветривания. Представление о расширенной (значительно) площади накопления кварцевых толщ обычно следует из допущения их реликтового проявления в авлакогенах и размыве на смежных территориях, что требует доказательства, но на Восточно-Европейской платформе пока невозможно в связи с погруженностью большинства авлакогенов под палеозойские толщи. Вместе с тем в хорошо обнаженном тектонотипическом Янышаньском авлакогене на Северокитайско-Корейской платформе (принимаемом таковым многими исследователями) по данным анализа гранулометрии терригенных пород и их разнообразных текстурных признаков базальные существ-

венно кварцевые толщи мощностью 850 м (чанчен, 1800—1400 млн лет, нижняя часть) выделяются как образования палеоречной системы, строго ограниченной разломами, структуроформирующими авлакоген [69]. Очевидно, это необходимо учитывать (или не исключать) при палеогеографических построениях для рифея и на Восточно-Европейской платформе.

Обычно считают, что заложение и развитие авлакогенов Приуралья происходило от края в глубь платформы, как это предложил Н.С. Шатский. Однако недавно Т.В. Владимирова с соавторами [13] на примере Среднерусского авлакогена высказалась в поддержку мнения М.В. Муратова о противоположной направленности этого процесса. Для Полесско-Ладожской системы авлакогенов нам эта направленность развития авлакогенов представляется также более вероятной, поскольку активность развития (включая вулканизм) больше в ее истоках на севере и уменьшается к южному краю платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Ажгиревич Л.Ф., Старчик Т.А. Формации платформенного чехла Беларуси. Ст. 2. Сульфатно-хлоридные и магматические формации. Формационное картирование // *Литасфера*. 2002. № 1(16). С. 5—17.
2. Аксенов Е.М., Баранов В.В., Диденко А.Н. и др. Стратиграфия и основные этапы развития верхнепротерозойских палеобассейнов Волго-Уральской провинции // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 3—12.
3. Аксенов Е.М., Морозов С.Г., Солонцов Л.Ф., Казак А.П. Верхний докембрий Волго-Уральской области // Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377). М.: Наука, 1983. С. 107—124.
4. Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М. и др. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1981. № 10. С. 57—67.
5. Балув Е.А., Моралев В.М., Глуховский М.З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // *Геотектоника*. 2000. № 5. С. 30—43.
6. Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Лазарев Ю.И. и др. U-Pb-изотопный возраст вендия Карелии // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 310. № 1. С. 189—191.
7. Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) // *Сов. геология*. 1964. № 9. С. 3—28.
8. Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иваников В.В. и др. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конфер. по изотопной геохронологии 25—27 ноября 2003*. СПб., 2003. С. 71—72.
9. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978.
10. Васина Е.В. Глубинное строение центральной части Московской синеклизы по данным переинтерпретации сейсмических материалов КМПВ на основе двумерно-неоднородной модели среды: Автореф. канд. дис. М. 1997.
11. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М., 1985.
12. Веретенников Н.В., Махнач А.С., Лапцевич А.Г., Шкуратов В.И. Стратиграфическая схема рифейских отложений Беларуси // *Литасфера*. № 1 (22). 2005. С. 27—35.
13. Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // *Геотектоника*. 1997. № 3. С. 31—40.
14. Геология Карелии. Петрозаводск, 1987.
15. Демченко А.С., Демченко Б.М., Сычкин Н.И. Современный взгляд на тектоническое строение центральной части Русской плиты // *Геол. вестн. центральных районов России*. 1998. № 2—3. С. 5—17.
16. Золотов А.Н., Кирсанов В.В., Островский М.И., Фрухт Д.Л. Строение верхнего докембрия в восточной части Среднерусского авлакогена // *Сов. геология*. 1971. № 10. С. 116—120.
17. Кайряк А.И. К вопросу обоснования границы карелии и рифея на юге Балтийского щита // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд) / Тр. V сессии Научного совета по геологии докембрия (Уфа, 1977). Л., 1979. С. 121—125.
18. Кайряк А.И., Хазов Р.А. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья // *Вестн. ЛГУ. Сер. геология-география*. 1967. Вып. 2. С. 62—72.
19. Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы // *Изв. вузов. Геол. и разв.* 1971. № 7. С. 3—13.
20. Клевцова А.А. Позднерифейский этап развития Русской плиты // *Изв. вузов. Геол. и разв.* 1977. № 11. С. 36—50.
21. Клевцова А.А. Авлакогены Русской платформы — очаги генерации углеводородов // *Разведка и охрана недр*. 2000. № 6. С. 19—26.

22. Козлов В.И. Сопоставление рифей-вендских отложений Волго-Уральской области с типовыми разрезами рифея и опорными разрезами венда Южного Урала // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 31—35.
23. Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В. и др. Стратиграфия и нефтегазоносность верхнего докембрия Волго-Уральской области // Там же. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 40—48.
24. Костылева В.В., Чамов Н.П., Симанович И.М., Анисеева О.В. Этапы развития осадочных бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы (на примере Крестцовского и Павлово-Посадского бассейнов) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 408—417.
25. Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н., Золотов Е.Е. Генетические типы рифтов Мезенско-Нижневожского дивергентного пояса Восточно-Европейской платформы по результатам глубинных исследований // Разведка и охрана недр. 1996. № 4—5. С. 46—54.
26. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6—17.
27. Кузьменко Ю.Т., Шик С.М. Уточненная стратиграфическая схема рифейских отложений центральной части европейской России (восточная часть Оршанской впадины, Крестцовский и Солигаличский авлакогены) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 2. С. 29—39.
28. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3—16.
29. Маслов А.В. Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 99—118.
30. Маслов А.В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 17—34.
31. Махнач А.С. Верхнепротерозойские отложения Беларуси и проблемы их дальнейшего изучения // Литасфера. 2003. № 1 (18). С. 5—13.
32. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Гулис Л.Ф. Стратиграфическая схема рифея Белоруссии. // Материалы по стратиграфии Белоруссии (к Международному стратиграфическому совещанию, Минск, 1981). Минск: Наука и техника, 1981. С. 13—22.
33. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983.
34. Милановский Е.Е. Геология СССР. Кн. 1. М., 1987.
35. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья. М., 1996.
36. Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурнэ А.В. Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513—517.
37. Морозов С.Г., Иванова Т.В., Андреев Ю.В. Некоторые особенности условий осадконакопления рифейских отложений востока Русской плиты и Башкирского антиклинория (по материалам параметрического сверхглубокого бурения) // История геологического и геоморфологического развития Урала. Уфа, 1982. С. 56—63.
38. Нагорный М.А. Тектонические условия образования красноцветных формаций рифея Белоруссии и Северо-Западной Украины // Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника. 1987. С. 46—63.
39. Нагорный М.А. Формации ранних палеорифтов запада и центра Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 2002. № 1. С. 18—30.
40. Нагорный М.А., Николаев В.Г. Квазиплатформенный чехол запада и центра Восточно-Европейского кратона // Литасфера. 2003. № 1 (18). С. 14—20.
41. Никишин А.М., Фурнэ А.В., Циглер П. Рифейско-вендская геологическая история и геодинамика Восточно-Европейского кратона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. № 4. 1997. С. 12—22.
42. Николаев В.Г. Тектоническая предистория Московской синеклизы в рифее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 59—65.
43. Овчаренко А.В., Ермаков Б.В., Киревичев В.К. и др. Рифейско-вендский Серноводско-Абдулинский авлакоген Русской плиты и его нефтегазоносность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 3—15.
44. Основы геологии Беларуси / Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. и др. Минск, 2004.
45. Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. М.: Недра, 1977.
46. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного Урала и сопредельных территорий в позднем протерозое // Стратиграфия, палеонтология и перспектива нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 67—80.
47. Региональные стратиграфические очерки верхнего докембрия. Русская платформа // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий / Отв. ред. Б.М. Келлер. М., 1963.
48. Рифейский тектоно-магматический цикл. Эволюция магматизма и седиментогенеза Карелии // Металлогения Карелии / Отв. ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск, 1999. С. 111—120.
49. Романов В.А., Ишерская М.В. Тектоника платформенного Башкортостана // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 60—61.
50. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулкано-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995.
51. Соколов Б.С. Вендская система и "неопротерозой III" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 51—67.
52. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита: Киев: Наукова думка, 1985.
53. Стратиграфический словарь. Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР) // Отв. ред. М.Е. Раабен. М.: Наука, 1994.
54. Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999а.
55. Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999б.

56. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Верхний докембрий Башкирского антиклинория. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 377). М.: Наука. 1983. С. 4—106.
57. Федоров Д.Л., Костюченко С.Л., Солодилов С.Л. Среднерусский авлакоген — тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцевоморской нефтегазовых впадин // Отеч. геология. 1996. № 2. С. 50—61.
58. Филатова Л.И. Главные черты и особенности строения протерозойских рифтогенных структур древних Восточно-Европейской и китайских платформ (протоавлакогены и авлакогены). Ст. 1. Раннепротерозойские протоавлакогены; Ст. 2. Позднепротерозойские авлакогены Китая // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 4. С. 10—19; № 5. С. 21—35.
59. Филатова Л.И. Особенности стабилизации в свете данных по позднепротерозойскому тектогенезу Восточно-Европейской и китайских платформ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 24—31.
60. Франк-Каменецкий Д.А. Геология, геохимия, минералогия и петрология рифейских базитов Приладожья // Вопросы геологии Карело-Кольского региона / Ред. А.И. Голубев. Петрозаводск, 1996. С. 12—24.
61. Хераскова Т.Н. Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов // Геотектоника. 2005. № 4. С. 3—24.
62. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К. и др. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея-раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов // Геол. вестн. центральных районов России. 2001. № 1. С. 10—20.
63. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К. и др. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 1. С. 77—92.
64. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможняя Н.Г. и др. Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее-палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле-Воронеж) // Литосфера. 2006. № 2. С. 65—94.
65. Чамов Н.П., Костылева В.В. Позднерифейское синтетектоническое осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия / Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18—20 марта 2003). М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 185.
66. Чамов Н.П., Костылева В.В., Аникеева О.В. и др. Развитие Крестцовского авлакогена в рифее // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса / Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию (Москва, 19—21 декабря 2000). М.: ГЕОС, 2000. С. 388—393.
67. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlik M.I. Paleoproterozoic rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 1—21.
68. Piip V.B., Melichov V.R., Vassina E.V., Efimova E.A. Structural Evolution of the Mid-Russian aulakogen using origin method of seismic inversion // EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition. Glasgow, 2000.
69. Song Tianrui, Gao Jian. Tidal sedimentary structures from upper Precambrian rocks of the Ming Tombs District, Beijing, China // Precamb. Res. 1985. Vol. 29. P. 93—107.

Поступила в редакцию
04.06.2006

УДК 549.322.1:553.067:553.261

Ю.С. Бородаев, И.А. Брызгалов, Н.Н. Мозгова, Т.Ю. Успенская

**ПЕНТЛАНДИТ И КОБАЛЬТПЕНТЛАНДИТ — ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ
СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СУЛЬФИДНЫХ ПОСТРОЕК,
СВЯЗАННЫХ С СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫМИ УЛЬТРАБАЗИТАМИ
(СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ)**

Пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ и кобальтпентландит $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$, издавна привлекавшие внимание исследователей как важнейшие источники никеля и кобальта в континентальных месторождениях, в последнее десятилетие открыты в современных океанических постройках на ультраосновных породах в Срединно-Атлантическом хребте (САХ). До этого химически не охарактеризованный пентландит упоминался только среди сульфидных минералов в сильно измененных габбро из подводных хребтов Карлсберг в Индийском океане [12, 13] и Горда в Тихом океане [21]. На отсутствие кобальтовых минералов в гидротермальных сульфидных постройках на дне океана обращали внимание при сопоставлении современных океанических сульфидных руд на осадочном субстрате с континентальными месторождениями типа бесси, для которых подобные минералы характерны [39]. После первой находки кобальтпентландита в поле Логачев [30] этот минерал стали рассматривать как типоморфный для океанических сульфидных построек, связанных с ультраосновными породами. Позже это подтвердилось при исследовании еще двух рудных полей САХ — Рейнбоу [2, 4, 8, 10, 16] и Ашадзе [31].

В континентальных месторождениях пентландит известен с 1856 г., а кобальтпентландит установлен лишь столетием позже в Финляндии [25], а затем он был описан в разных районах мира [22, 27, 28, 33]. Оба минерала относятся к единой изоморфной серии с общей формулой Me_9S_8 , хотя многие авторы указывали на отклонения от стехиометрического соотношения $\text{Me}:\text{S}=9:8$ главным образом в сторону избытка металлов [19, 22, 23, 36, 38]. Согласно справочным данным, основу структуры пентландитов ($\text{Fm}3\text{m}$, $Z=4$) составляет плотнейшая кубическая упаковка серы, в которой половина тетраэдрических и $1/8$ октаэдрических пустот занята ионами металлов. Соответствующая структурная формула минералов — $\text{A}^{\text{VI}}\text{B}^{\text{IV}}\text{S}_8$, где А и В представлены разными соотношениями Co , Ni , Fe и Cu . В качестве основной признана схема замещения $\text{Co}_9\text{S}_8 \leftrightarrow \text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{4,5}\text{S}_8$ [5, 34 и др.].

Классификация и номенклатура серии все еще неоднозначны, что связано с широкими колебаниями состава минералов в системе $\text{Co}-\text{Ni}-\text{Fe}-\text{Cu}-\text{S}$ и недостаточной изученностью изоморфных замещений в структуре этих минералов. В одних работах по количеству кобальта выделялись три разновидности: собственно пентландит, кобальтистый пентландит и ко-

бальтпентландит с содержанием Co менее 10, 12—14 и выше 20 мас.% соответственно [22]. В других работах различались только высококобальтовый ($\text{Co}>10$ ат.% от суммы металлов) и низкокобальтовый ($\text{Co}<10$ ат.%) [15] пентландит. Последний по отношению $\text{Ni}:\text{Fe}$ разделяли на три разновидности: никелистый пентландит ($\text{Ni}:\text{Fe}>1,30$), собственно пентландит ($\text{Ni}:\text{Fe}$ от 0,90 до 1,30) и железистый пентландит ($\text{Ni}:\text{Fe}<0,90$).

Многokратно отмечалась зависимость состава пентландита и кобальтпентландита от минеральных ассоциаций. Впервые это было установлено при экспериментальных исследованиях пределов состава пентландитов в системе $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{S}$ [29, 36 и др.]. Характерным показателем служило отношение содержания $\text{Ni}:\text{Fe}$ в составе пентландита, которое менялось со сменой парагенезиса. В частности, более низкие значения этого отношения отмечались в ассоциациях с пирротинитом и более высокие — с пиритом и/или с миллеритом. То же было подтверждено в пентландитах из континентальных месторождений [22 и др.]. Особое внимание уделялось содержанию кобальта: максимальное его количество (более 80 ат.% от суммы металлов) установлено в минерале из ассоциации с линнеитом или с арсенидами кобальта, меньшее (55—80 ат.%) — из пирротин-халькопирит-кубанит-сфалеритовой ассоциации и еще меньшее (10—55 ат.%) в $\text{Co}-\text{Ni}$ -рудах с доминирующим парагенезисом пирротин-пирит-халькопирит [27].

В Co -содержащем пентландите из континентальных месторождений в разных минеральных парагенезисах показаны различия в трендах изоморфных замещений: в минерале из богатых никелем и кобальтом месторождений Канады выявлена схема изоморфизма $\text{Co} \leftrightarrow \text{Fe}$, а в минерале из $\text{Fe}-\text{Cu}$ -ассоциаций в месторождениях Европы — $\text{Co} \leftrightarrow \text{Ni}$ [35]. Эти различия исследователи предположительно связывали с двумя позициями атома Co в структуре — в тетраэдрическом или в октаэдрическом окружении атомов S.

Принимая во внимание сказанное выше о континентальных пентландитах, авторы сочли целесообразным рассмотреть в сравнительном плане химический состав и минеральные ассоциации пентландитов из трех современных подводных рудопроявлений: в гидротермальных сульфидных полях Логачев, Рейнбоу и Ашадзе в Срединно-Атлантическом хребте. Основные сведения об этих полях приведены в табл. 1.

Таблица 1

**Общая характеристика трех сульфидных полей САХ, связанных с серпентинизированными ультрабазитами
[1, 3, 11, 20, 24, 30]**

Поле	Год от-кры-тия	Коор-дина-ты (с.ш.)	Глуби-на, м	Возраст, тыс. лет	Породы субстрата	Размеры и масштабы оруденения	Геологическая позиция	Гидротермаль-ная активность	Специ-ализа-ция руд	Зональность
Рейн-боу	1997	36°14'	2270—2320	22—23, западная часть; 2,2—3,9, центральная часть	Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты	0,015 км ² , десятки рудных построек, 500—1000 тыс. т	Субмеридиональное крупное тектоническое поднятие (протрузионный хребет), пересекающее днище рифтовой долины в зоне нетрансформного смещения между сегментами второго порядка	Более 10 крупных активных и небольшое количество неактивных построек	Cu—Zn(Co, Ni)	Зональность в трубах
Ашадзе	2003	12°58'	4100—4200	2,1—7,2	Базальты, габброиды и серпентинизированные перидотиты; в зонах тектонических нарушений присутствуют совместно	0,158 км ² , 3 рудных тела (100×50, 200×75, 30×25 м)	Тектоническая ступень подножия западного борта рифтовой долины в области пересечения краевого глубинного разлома с зоной субширотных тектонических деформаций	Предполагается 2—3 активных источника	Cu, Zn и Cu—Zn	Зональное строение поля: в восточной части Cu-руды, в западной — Zn- и Cu—Zn-руды
Логачев	1993—1994	14°45'	2860—3040	50—66,5, Cu-зона; 3,1—32,2, Fe(Zn)-зона	Перидотиты, пироксениты и серпентиниты. В контуре гидротермального поля базальты отсутствуют	0,3 км ² ; 15 рудных холмов (крупнейший — 200×100 м); 1750 тыс. т	Тектоническая ступень восточного склона рифтовой долины	Основная часть неактивна; активные участки вдоль северо-западной линейной структуры в пределах двух рудных холмов	Cu	Cu-зона на юго-востоке постройки; Fe(Zn)-зона на северо-западе

Минеральные ассоциации и химический состав пентландитов из гидротермальных сульфидных построек САХ

Главными рудными минералами гидротермальных построек САХ, связанных с ультрамафитами, обычно являются несколько сульфидов: халькопирит, изокубанит, пирротин, пирит, марказит, сфалерит, вюрцит и сульфиды меди. Изменчивость их количественных соотношений определяет специализацию руд в постройках и их зональность, а также зональность сульфидных труб (черных и белых курильщиков). Co—Ni-сульфиды по распространенности принадлежат к аксессуарным минералам, приуроченным к медным рудам (медные трубы в поле Рейнбоу, зоны Cu-специализации в полях Логачев и Ашадзе). Существенны различия в минеральном составе рассматриваемых объектов — отсутствие пирротина в реликтовых рудах поля Логачев (наблюдались лишь псевдоморфозы дисульфидов железа по кристаллам пирротина [30]) при широком распространении этого минерала в поле Рейнбоу и особенно в поле Ашадзе. Основные минералы, непосредственно ассоциирую-

щиеся с пентландитами, во всех трех объектах одни и те же: это халькопирит, изокубанит (или близкая к нему фаза Y в поле Рейнбоу), борнит, распавшиеся борнит-халькопиритовые и борнит-дигенит-халькозиновые твердые растворы, а также халькозин и дигенит. Следует подчеркнуть, что самые молодые руды в поле Рейнбоу отличаются также присутствием миллерита (NiS).

Co—Ni-минералы в изученных образцах представлены очень мелкими зёрнами (реже — их скоплениями). Диагностика минералов проведена по данным рентгеноспектрального микроанализа. В табл. 2 показаны среднее содержание элементов и интервалы их колебаний для каждого минерала. Обращает внимание, что почти во всех анализах присутствует медь. В табл. 2 приведены также полученные для средних содержаний формулы, а также величины атомных соотношений (Ni, Fe, Cu):Co и Ni:Fe. С учетом главной схемы изоморфизма для пентландита (в идеальном случае $\text{Co}_9\text{S}_8 \leftrightarrow \text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{4,5}\text{S}_8$) и рекомендаций Комиссии по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации

Таблица 2

Химический состав (мас.%) пентландитов из гидротермальных сульфидных построек, связанных с ультраосновными породами в САХ (поля Рейнбоу, Ашадзе, Логачев), по [2, 10, 16, 30]

№ п/п	Поле	Минерал	Число анализов	Ni	Co	Fe	Cu	Ag	Au	S	Сумма
1	Рейнбоу	Пентландит	22	30,22 23,69— 37,05	20,52 13,17— 29,78	14,50 11,90— 17,52	1,14 0—3,24	н.о.	н.о.	33,10 31,40— 34,71	99,47
2		Кобальтпентландит	3	19,70 18,28— 21,09	33,60 29—35,67	10,00 9,51— 10,81	3,39 2,09—4,84	0,03 0—0,06	0,07 0—0,13	33,14 32,60— 33,57	99,94
3	Ашадзе	Си-кобальтпентландит	18	9,24 4,58— 20,66	43,43 37,22— 52,30	5,40 3,39—7,11	8,33 2,43— 15,26	— —	0,27 0—1,15	32,24 31,04— 33,34	98,91
4	Логачев	Кобальтпентландит	20	9,44 8,4—10,9	50,34 42,9—53,9	4,32 3,4—5,5	3,44 0,9—9,4	н.о.	н.о.	32,38 31,6—32,9	99,94

Примечание. Верхняя строка для каждого минерала — среднее значение, внизу — интервал колебаний. Прочерк — не определялось; н.о. — не обнаружено.

Формулы (на 17 атомов):

	(Ni,Fe,Cu): Co	Ni:Fe
1. $(\text{Ni}_{4,03}\text{Co}_{2,72}\text{Fe}_{2,03}\text{Cu}_{0,14})_{8,92}\text{S}_{8,08}$	2,28	1,98
2. $(\text{Co}_{4,46}\text{Ni}_{2,62}\text{Fe}_{1,40}\text{Cu}_{0,43})_{8,91}\text{S}_{8,09}$	1,00	1,87
3. $(\text{Co}_{5,89}\text{Ni}_{1,25}\text{Cu}_{1,05}\text{Fe}_{0,77}\text{Au}_{0,01})_{8,97}\text{S}_{8,03}$	0,52	1,62
4. $(\text{Co}_{6,73}\text{Ni}_{1,27}\text{Fe}_{0,61}\text{Cu}_{0,43})_{9,04}\text{S}_{7,96}$	0,34	2,08

(КНММ ММА) о 50%-ной границе для выделения минеральных видов в изоморфных рядах [32] диагностика основывалась на величине отношения (Ni, Fe, Cu):Co. При величине этого отношения >1 минерал относили к пентландиту, при значении ≤ 1 — к кобальтпентландиту.

Судя по приведенным в табл. 2 средним содержаниям элементов, состав пентландитов в изученных объектах различается: в рудах поля Рейнбоу доминирует Со-содержащий пентландит при резко подчиненном количестве кобальтпентландита (в 22 анализах против 3), в полях Ашадзе и Логачев, наоборот, отмечен лишь кобальтпентландит. В поле Ашадзе минерал содержит наибольшее количество меди, которое превышает содержание железа и соответствует одному атому в формуле, поэтому рассматривается здесь под условным названием Си-кобальтпентландит¹. В общем среднее содержание Со от Рейнбоу к Логачеву возрастает более чем в два раза, а количество Ni и Fe соответственно уменьшается, что согласуется с указанной выше основной схемой изоморфизма. Максимальные значения атомного отношения Ni:Fe имеют пентландит из поля Рейнбоу и кобальтпентландит из реликтовых руд поля Логачев. В первом случае ассоциация дополнена миллеритом, во втором — вместо пирротина присутствует пирит.

Статистическая обработка аналитического материала показала, что пентландиты из разных объектов различаются зависимостями между элементами (рис. 1, а). В Си-трубках поля Рейнбоу в пентландите, характери-

зующемся наибольшими количествами Ni и Fe и наименьшими Со и Си, проявлены сильные обратные связи $\text{Co} \leftrightarrow \text{Ni}$ ($R = -0,91$) и $\text{Co} \leftrightarrow \text{Fe}$ ($R = -0,77$) при значимой прямой зависимости $\text{Ni} \leftrightarrow \text{Fe}$ ($R = 0,48$). Это согласуется с принятой схемой замещения в пентландитах (идеальная схема $\text{Co}_9\text{S}_8 \leftrightarrow \text{Ni}_{4,5}\text{Fe}_{4,5}\text{S}_8$). Выше отмечалось, что аналогичные обратные корреляции кобальта с никелем и с железом ранее были установлены в пентландитах континентальных месторождений, но в разных парагенезисах [35]. В кобальтпентландите из поля Логачев с максимальным количеством Со и минимальным Ni наблюдаются сходные соотношения элементов, но вместо никеля в них участвует медь: выявлена наиболее сильная обратная связь $\text{Co} \leftrightarrow \text{Cu}$ ($R = -0,95$) и $\text{Co} \leftrightarrow \text{Fe}$ ($R = -0,83$) при прямой зависимости $\text{Cu} \leftrightarrow \text{Fe}$ ($R = 0,81$) (рис. 1, б). Поэтому можно полагать, что здесь, очевидно, важную роль играет замещение по схеме: $\text{Co} \leftrightarrow (\text{Cu}, \text{Fe})$. В Си-кобальтпентландите из поля Ашадзе корреляция выражена менее четко — наиболее проявлена лишь близкая по значимости обратная связь $\text{Co} \leftrightarrow \text{Ni}$ ($R = -0,51$), $\text{Co} \leftrightarrow \text{Cu}$ ($R = -0,49$) и $\text{Ni} \leftrightarrow \text{Cu}$ ($R = -0,48$) (рис. 1, в). Выявленные зависимости между элементами определяют распределение точек анализов на тройной диаграмме Ni—Co—(Fe+Cu) (в атомных процентах от суммы металлов) (рис. 2): анализы пентландитов из поля Рейнбоу выстраиваются полосой параллельно стороне Ni—Co, точки составов кобальтпентландита из Логачева — цепочкой вдоль ребра Co—(Fe+Cu), а анализы Си-кобальтпентландита

¹ В справочной литературе [14] отмечалось, что описанный в месторождении Красноярского края медистый пентландит (купропентландит) $\text{Cu}(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_8$ по правилам КНММ ММА отвечает категории самостоятельного минерального вида.

из поля Ашадзе — в виде более широкой полосы вдоль того же направления.

Гистограммы частоты встречаемости содержания серы в анализах океанических пентландитов (рис. 3) показывают некоторый разброс значений, группирующихся вокруг величины 47,06 ат.%, отвечающей стехиометрическому составу Me_9S_8 . В образцах из более молодых рудных полей Рейнбоу и Ашадзе интервалы содержания серы (в ат.%) составляют 45,4–48,2 и 46,0–47,6 соответственно при одинаковом среднем содержании 47,0. В то же время в кобальтпентландитах из неактивных участков поля Логачев интервал содержания серы составляет 46,1–47,6 ат.%, что сходно с наблюдаемым в поле Ашадзе, но среднее значение (46,8 ат.%) сдвинуто в сторону обогащения металлами. В континентальных пентландитах, как указывалось выше, дефицит серы отмечали многие исследователи.

Особенности соотношений минералов в ассоциациях пентландита и кобальтпентландита в сульфидных рудах САХ

Детальные минерографические наблюдения показывают, что соотношения между минералами, составляющими ассоциацию пентландита, имеют свою специфику в каждом рассматриваемом поле.

В самом молодом поле Рейнбоу на участке “зоны дымов”, где гидротермальная активность появилась лишь за 2–3 года до момента опробования, Co–Ni-минералы наблюдались в небольших зональных медных трубках диаметром до 7 см, отломленных от более крупных активных труб длиной до 1,5 м. В цинковых трубках в том же поле эти минералы не обнаружены.

Медные трубки характеризуются четко проявленной зональностью [4]. В их стенках (рис. 4, а, б) в направлении от центрального канала к внешней поверхности следуют четыре зоны: I — зона фазы Y ($Cu_2Fe_3S_4$), близкой к изокубаниту; II — халькопиритовая; III — борнитовая; IV — зона сульфидов меди. Ширина зон варьирует от нескольких миллиметров до 1 см. Формирование зональности обязано развитию

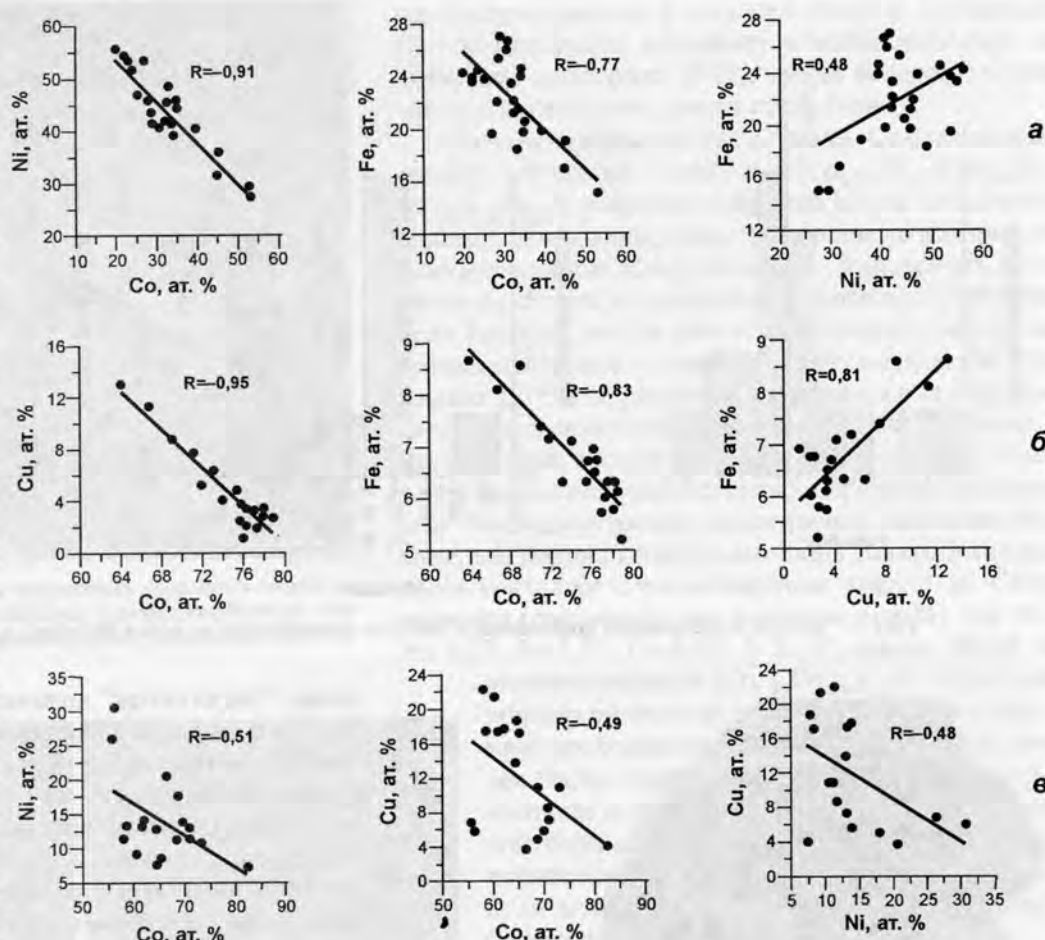


Рис. 1. Корреляционные связи между главными элементами пентландитов из руд полей Рейнбоу (а), Логачев (б) и Ашадзе (в)

двух метасоматических колонок — “эндогенной” (“первичной”) и “экзогенной” (“вторичной”), развивающихся навстречу друг другу. “Эндогенная” колонка включает I и II зоны, которые под действием по-

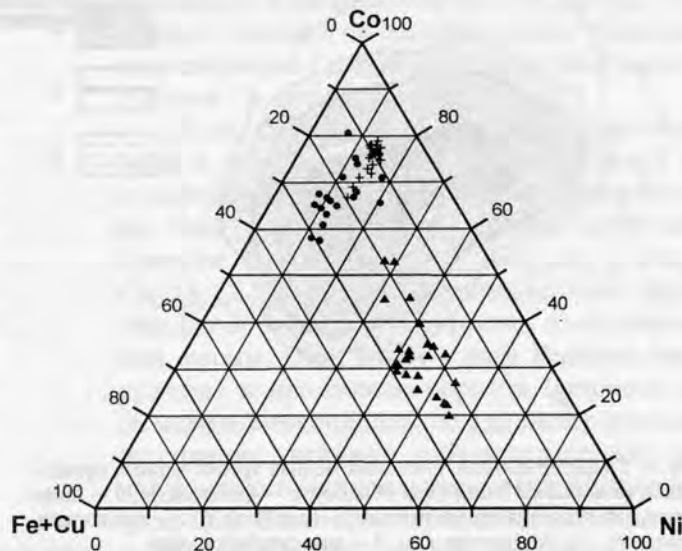


Рис. 2. Распределение составов пентландитов на диаграмме Ni–Co–(Fe+Cu) (ат. % от суммы металлов). Описание см. в тексте

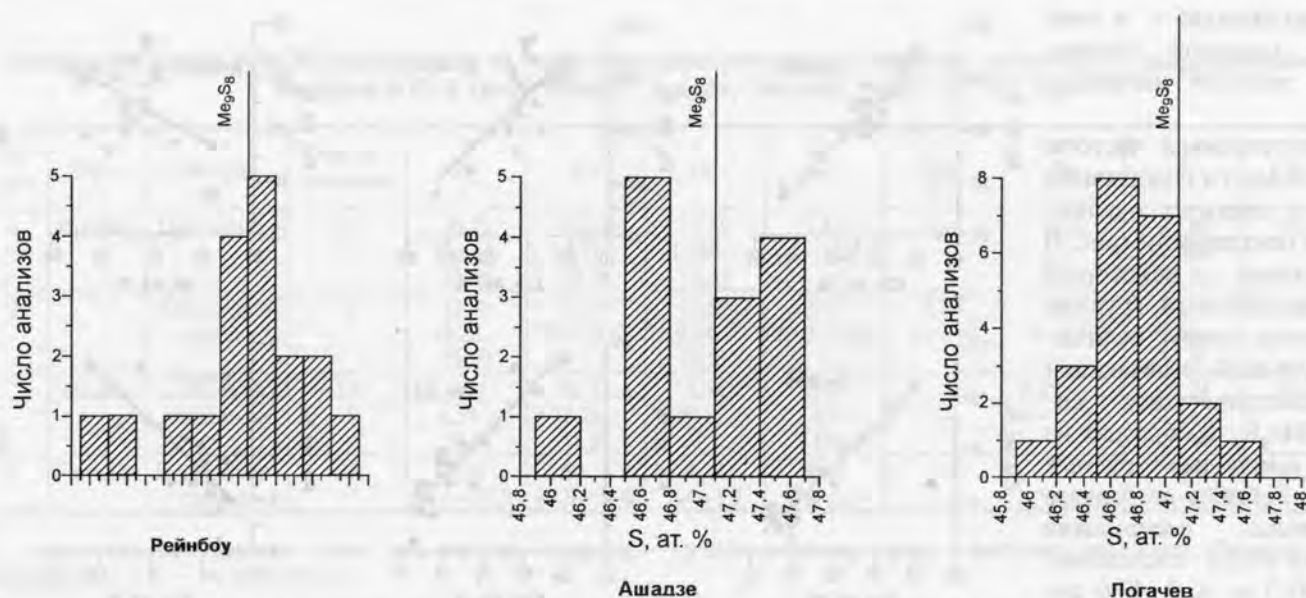


Рис. 3. Частота встречаемости содержания S (ат.%) в пентландитах из полей Рейнбоу, Ашадзе и Логачев

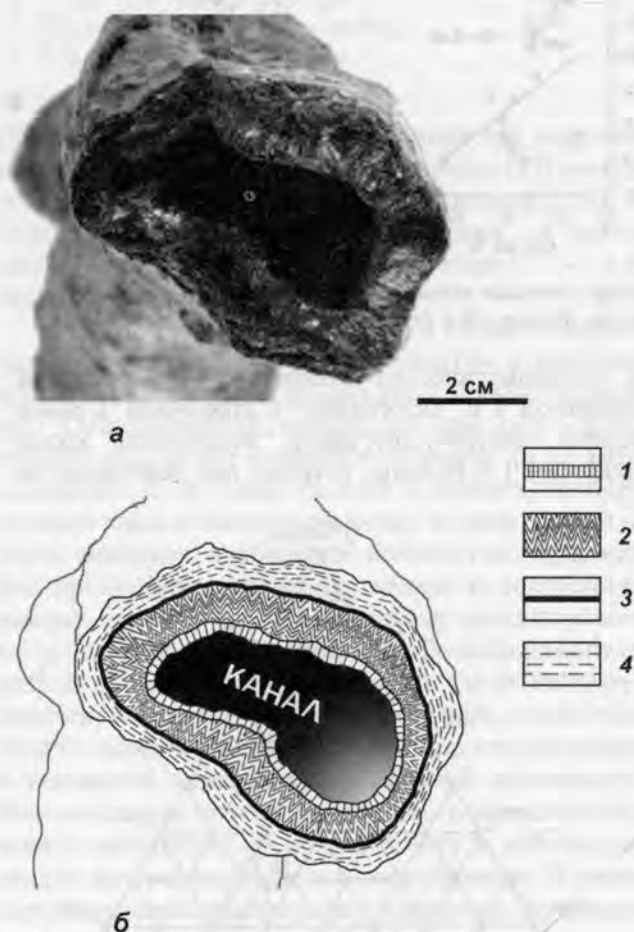


Рис. 4. Гидротермальная зональная медная трубка черных курильщиков из активной части поля Рейнбоу: а — фотография; б — схема зонального строения стенки трубки: 1 — зона фазы Y, 2 — халькопиритовая зона, 3 — борнитовая зона, 4 — зона сульфидов меди

ступающих флюидов разрастаются от канала в сторону периферии трубки (установлено по направленности радиально-лучистых агрегатов фазы Y и халькопи-

рита). “Экзогенная” колонка с зонами III и IV (борнита и сульфидов меди соответственно) при проникновении окружающей морской воды развивается в обратном направлении — от наружной стенки трубки к ее центру. Об этом свидетельствуют многочисленные борнитовые прожилки, распространяющиеся от борнитовой зоны по халькопириту и постепенно затухающие в нем с удалением от контакта, а также реликты халькопирита среди борнита и сульфидов меди (рис. 5). К “экзогенной” колонке и приурочена ассоциация Co—Ni-минералов.

Локализация этих минералов в периферийных частях труб и удаленность от центрального канала предположительно связаны с пролонгированным действием поступающих флюидов, которые вызывают отгонку кобальта и никеля в сторону от канала (“зонная чистка”). Просачивающаяся снаружи по порам и трещинкам нагретая морская вода преобразовывает ранние сульфиды, в результате чего образуются Co—Ni-минералы.

Co—Ni-сульфиды в поле Рейнбоу (в основном пентландит ($Ni_{4.03}Co_{2.72}Fe_{2.03}Cu_{0.14}S_{8.92}$), изредка кобальтпентландит ($Ni_{4.46}Co_{2.62}Fe_{1.40}Cu_{0.43}S_{8.91}$)) локализованы у халькопирит-борнитового контакта и в зоне сульфидов меди, где представлены отдельными мелкими вкрапленниками размером до 10—15 мкм. Наиболее часто они находятся в центральных частях тонких метасоматических прожилков борнита в халькопирите, где обычно сопровождаются осевыми пустотами (рис. 6, а). При более “спокойном” фронте замещения халькопирита борнитом в отсутствие прожилков вкрапленники и тонкие червеобразные выделения Co—Ni-сульфидов наблюдаются в приконтактных участках как в борните, так и в халькопирите (рис. 6, б). В последнем встречены самые крупные (до 18 мкм) угловатые зерна пентландита (рис. 6, в). Вкрапленность Co—Ni-сульфидов в зоне Cu-сульфи-

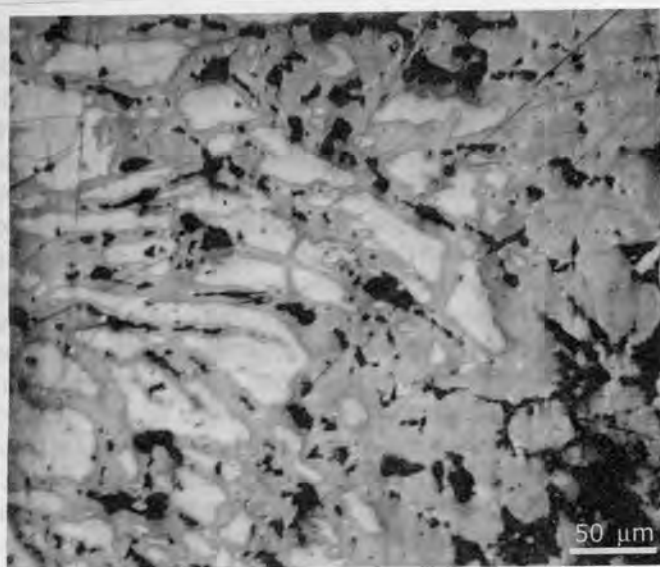


Рис. 5. Сеть метасоматических борнитовых прожилков (серое) по халькопириту (белое), переходящая в зону однородного борнита. Медная трубка, поле Рейнбоу (полированный шлиф, отраженный свет)

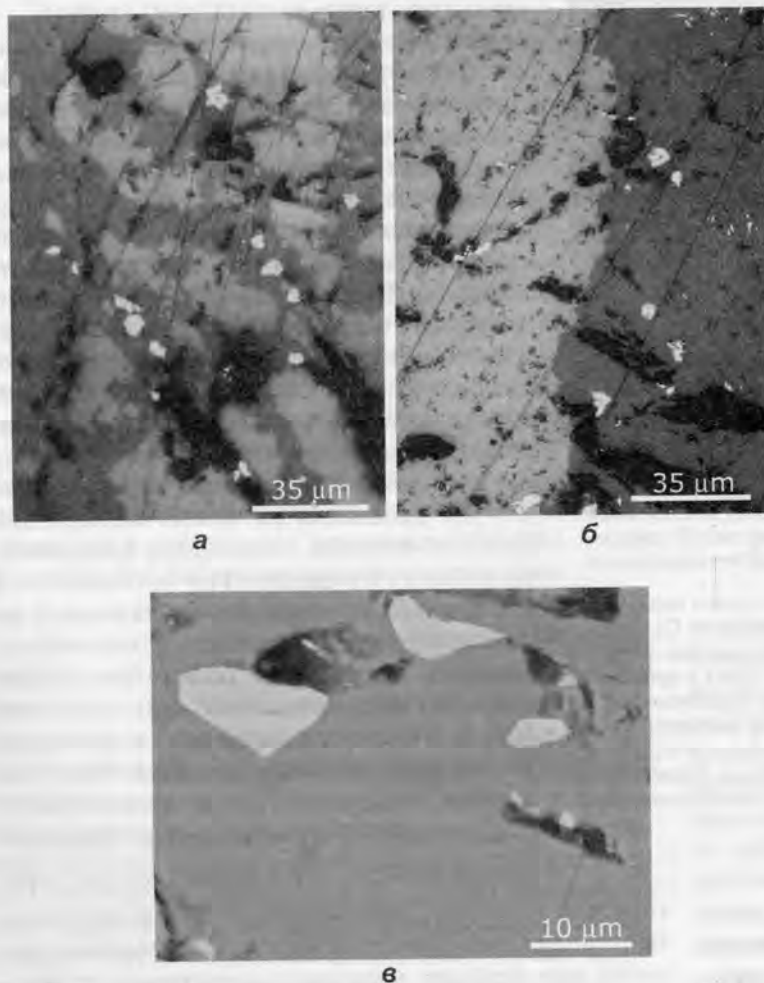


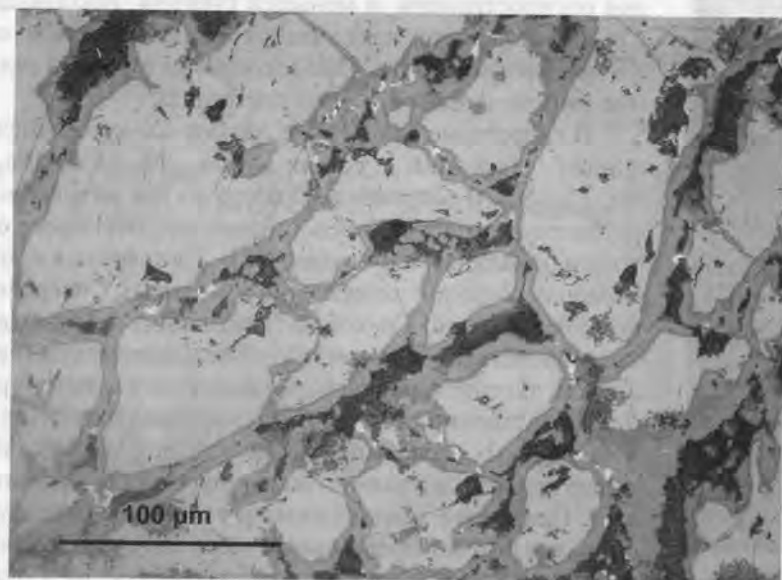
Рис. 6. Минеральная ассоциация пентландита и кобальтпентландита в зональной Cu-трубке, поле Рейнбоу (полированные шлифы, отраженный свет): а — вкрапленность пентландита и кобальтпентландита (белое) в прожилках борнита (темно-серое), секущих халькопирит (серое); б — вкрапленность пентландита (белое) в борните (темно-серое) и халькопирите (светло-серое); в — остроугольные вкрапленники пентландита в халькопирите

дов распространена в меньшей степени. Ассоциация Co—Ni-сульфидов дополняется незначительным количеством миллерита (NiS), состав которого, в отличие от пентландитов, почти постоянен.

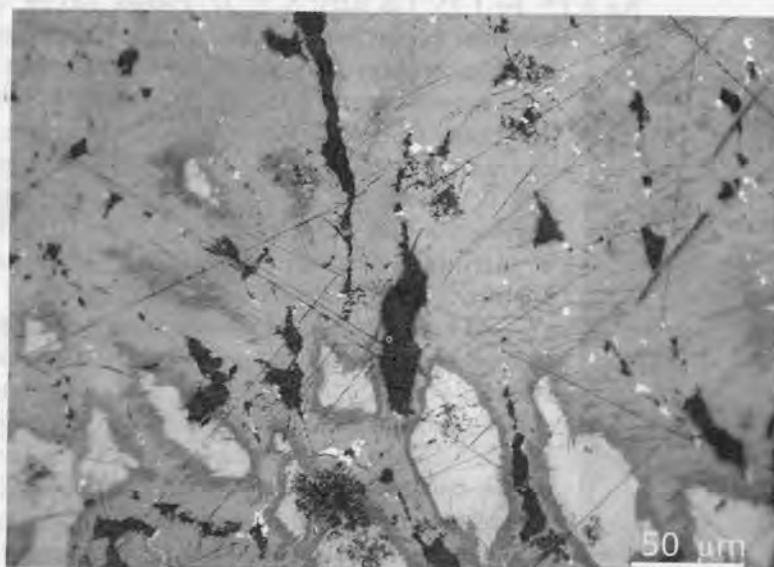
В гидротермальном поле Ашадзе Cu-кобальтпентландит (средний состав $(\text{Co}_{5,89}\text{Ni}_{1,25}\text{Cu}_{1,05}\text{Fe}_{0,77}\text{Au}_{0,01})_{8,97}\text{S}_{8,03}$) встречается в образцах из так называемого трубного комплекса, представляющих, очевидно, обломки зональных Cu-трубок [31]. Зональность в этих образцах сходна с описанной в молодых Cu-трубках поля Рейнбоу, но Cu-кобальтпентландит локализован преимущественно в тонких метасоматических прожилках дигенита, распространяющихся в халькопирит непосредственно от зоны Cu-сульфидов. В отличие от минеральных ассоциаций поля Рейнбоу здесь борнитовые прожилки количественно подчинены дигенитовым. Последние имеют симметрично-зональное строение, где борнит представлен лишь тонкими зонками вдоль контактов с халькопиритом (рис. 7, а). Состав дигенита (среднее из трех анализов, мас. %): Cu 76,27; Au 0,27; Fe 1,75; Co 0,05; S 22,37, сумма 100,69, что отвечает формуле $(\text{Cu}_{1,72}\text{Fe}_{0,04})_{1,76}\text{S}$. Сгущение и ширина дигенитовых прожилков возрастают по мере приближения к зоне Cu-сульфидов, которая также сложена в основном дигенитом и на контакте с халькопиритом окаймляется полоской борнита (рис. 7, б). В дигените заметны пятнистые обособления тонкой смеси борнита и дигенита (это, вероятно, результат распада борнит-дигенитового твердого раствора).

Cu-кобальтпентландит в виде мелких (менее 10 мкм) неправильных зерен и их скоплений находится в центральных частях дигенитовых прожилков. Здесь тоже наблюдаются цепочки мелких пустот, часто объединенных в более крупные полости (рис. 7, а). Местами благодаря интенсивному развитию процессов замещения и выщелачивания текстура руд становится похожей на брекчиевидную. Обильная вкрапленность Cu-кобальтпентландита развита и в зоне Cu-сульфидов (рис. 7, б).

Иные соотношения минералов наблюдаются в ассоциации кобальтпентландита из сульфидных руд медной зоны наиболее древнего поля Логачев. Здесь кобальтпентландит (среднее из 22 анализов $(\text{Co}_{6,73}\text{Ni}_{1,27}\text{Fe}_{0,61}\text{Cu}_{0,43})_{9,04}\text{S}_{7,96}$) образует несколько более крупные (до 20 мкм) зерна округлой и неправильной формы. Они, как и в поле Рейнбоу, приурочены к прожилкам борнита (шириной до 30 мкм) в халькопирите, но в данном случае вся ассоциация, включая кобальтпентландит, сетется сетью тонких халькозиновых прожилков. (рис. 8, а). Некоторые зерна кобальтпентландита обнаруживают зональное строение, которое видно на фотографии в обратно-рассеянных электронах. Сканирование по профилю (указан на том же рисунке) выявило, что в центральном



а



б

Рис. 7. Минеральная ассоциация Си-кобальтпентландита в Си-рудах поля Ашадзе (полированный шлиф, отраженный свет): а — мелкая вкрапленность Си-кобальтпентландита (ярко-белое) в зональных метасоматических халькозин-дигенитовых прожилках (серое), секущих халькопирит (белое); тонкая зонка в приальбан-довых частях прожилков — борнит (темно-серое); б — мелкая вкрапленность Си-пентландита (ярко-белое) в зоне Си-сульфидов (серое поле дигенита с более темными пятнами и полосками тонкой смеси борнита и дигенита) и в дигенитовых прожилках, секущих халькопирит (белое) халькопиритовой зоны. Видны темные каемки борнита в альбандах прожилков и вокруг реликтовых зерен халькопирита

темном ядре повышено содержание меди и в меньшей степени железа при существенном уменьшении количества кобальта и индифферентном поведении никеля (рис. 8, б). Это согласуется с описанными выше корреляционными зависимостями.

Обсуждение результатов. Типоморфные минералы, как известно, отражают определенные условия образования и могут служить их индикаторами. Приуроченность Со—Ni-минералов к океаническим гид-

ротермальным рудам, ассоциирующимся с ультрамафитами, и их отсутствие в аналогичных рудах на базальтовом субстрате достаточно определенно указывают, что именно серпентинизированные ультраосновные породы служат источником кобальта и никеля, которые выносятся при их проработке поднимающимися флюидами. Отметим, что возможность обогащения указанными элементами колчеданных руд вблизи контакта с серпентинитами предполагалась и в процессе регрессивного метаморфизма [7].

Выявленные различия в составе Со—Ni-минерализации в исследованных объектах могут быть связаны как с некоторыми вариациями состава подстилающих пород (табл. 1), так и со степенью их гидротермальной проработки. Избирательное развитие пентландитов лишь в медных ассоциациях (в существенно цинковых рудах они не встречаются) позволяет предположить совместный привнос кобальта, никеля и меди в виде гетерополиядерных комплексов.

Связь состава изученных образцов океанических Со—Ni-минералов с парагенезисом руд более сложная, чем у континентальных пентландитов. С одной стороны, атомное отношение Ni:Со (табл. 2) обнаруживает зависимости, известные ранее для синтетических и континентальных пентландитов. В обоих случаях более высокие значения отмечаются в минералах из ассоциаций с пиритом и миллеритом (в исследованных нами образцах в кобальтпентландите из поля Логачев, в рудах которого пирротин замещен пиритом, и в пентландите из поля Рейнбоу, где непосредственная Со—Ni-ассоциация дополнена миллеритом). С другой стороны, связь между содержанием кобальта в океанических пентландитах и вмещающей минеральной ассоциацией не наблюдается. Практически в одинаковой основной ассоциации (халькопирит, борнит, дигенит, халькозин) количество кобальта в образцах варьирует в интервале 20—80 ат. % от суммы металлов. При этом минимальные значения и максимальный размах колебаний (от 20 до 53 ат. %) отмечаются в Рейнбоу, где в одном и том же пара-

генезисе в медной сульфидной трубке встречаются и пентландит, и кобальтпентландит. Более высокие значения при меньших интервалах характерны для богатых медью кобальтпентландитов в полях Ашадзе и Логачев (57—80 ат. % и 67—79 ат. % соответственно). При сопоставлении с известными данными для континентальных пентландитов (см. выше) первый интервал попадает в область содержания (Со 10—55 ат. %),

характерную для ассоциации пентландита в Co—Ni-рудах (пирротин—пирит—халькопирит), два остальных — в область 50–80 ат.%, установленную для пентландитов в ассоциации пирротин—халькопирит—кубанит—сфалерит. Таким образом, в отношении этих зависимостей океанические пентландиты и кобальтпентландиты отличаются от континентальных.

Другое отличие изученных образцов от континентальных аналогов — новые корреляционные зависимости (обратная между Co и Cu и прямая между Fe и Cu), что позволяет предполагать в структуре пентландита иную схему изоморфизма $Co \leftrightarrow (Cu, Fe)$, которая дополняет схемы, известные в континентальных минералах. Отклонение состава пентландитов от идеальной формулы Me_9S_8 в сторону обеднения серой, часто отмечавшееся в пентландитах континентальных месторождений, в изученных нами образцах проявилось лишь в кобальтпентландите из реликтовых руд поля Логачев, наиболее древнего из изученных полей.

Выявленные отличия океанических пентландитов от аналогов в континентальных месторождениях могут быть связаны с постоянным присутствием меди, определяющим медный тип ассоциации и не отмечавшимся при рассмотрении составов континентальных пентландитов. В то же время не исключено, что определенную роль играют разная степень активности и ее длительность в исследованных сульфидных постройках. Так, недосыщенность серой кобальтпентландита из неактивных участков поля Логачев может объясняться отсутствием новых поступлений сульфидной серы в связи с прекратившейся активностью.

Обращает на себя внимание, что при одинаковой минеральной ассоциации, вмещающей океанические пентландиты, соотношения минералов в ней на трех изученных объектах различны. Наиболее последовательно и полно они развиты в Cu-трубах поля Рейнбоу.

Известно, что по сравнению с высокотемпературными ($T \sim 350^\circ\text{C}$) кислыми восстановительными флюидами, несущими рудные компоненты и сульфидную серу, морская вода характеризуется низкой температурой ($T \sim 2^\circ\text{C}$), средней основностью (pH 7–8) и содержит кислород. Рост труб начинается на фронте встречи эндогенных высокотемпературных флюидов с морской водой с осаднения ангидрита с примесью сульфидов, захваченных из плюма. Увеличение доли морской воды определяет в радиальном направлении в трубах эволюцию градиентов физико-химических факторов (T , pH, Eh, fS_2 , fO_2).

Микрозональность сульфидных Cu-труб в поле Рейнбоу [4] образуется за счет центробежного и центростремительного метасоматического роста стенок труб при встречном взаимодействии вещества трубы, гидротермальных флюидов и морской воды. В

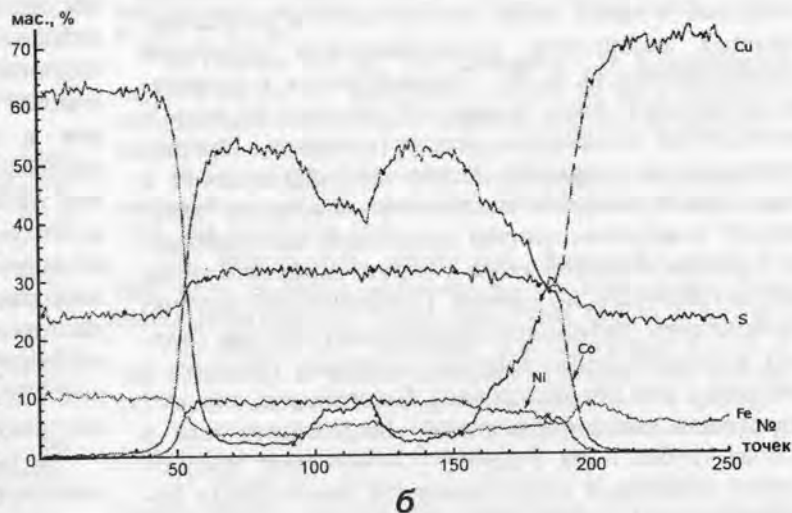


Рис. 8. Минеральная ассоциация кобальтпентландита в рудах поля Логачев (полированный шлиф, в обратно-рассеянных электронах): а — два включения кобальтпентландита (серое) в прожилке борнита (светло-серое) в халькопиритовой матрице (темно-серое); тонкие халькозинные прожилки (белое) секут халькопирит, борнит и кобальтпентландит; б — профиль сканирования зерна кобальтпентландита (на фотографии направление профиля показано на верхнем зерне)

результате от центрального канала к периферии труб последовательно прослеживаются четыре указанные выше зоны и акцессорная Co—Ni-минерализация в приграничных областях зон халькопирита, борнита и сульфидов меди. Как было показано, образование зон обязано двум метасоматическим колонкам, развивающимся навстречу друг другу: одна (“первичная”) — за счет воздействия на ангидрит эндогенного флюида, в разной степени разбавленного морской водой, вторая (“экзогенная”) — при воздействии на халькопиритовую зону “первичной” колонки нагретой морской воды, разбавленной флюидом. Роль последней постепенно возрастает по мере развития процесса.

В окислительной обстановке, создаваемой воздействием морской воды, преобразование Cu—Fe-сульфидов начинается с выноса окисного железа и появления более медистых минералов системы Cu—

Fe—S. С учетом мессбауэровских данных о валентности Cu и Fe в рассматриваемых сульфидах [5] схема этой трансформации следующая: халькопирит $Cu^+Fe^{3+}S_2 \rightarrow$ борнит $Cu^+_5Fe^{3+}S_4$ (включая борнит-дигенитовые твердые растворы) → минералы системы Cu—S (большой частью нестехиометрические). В результате преобразований в экзогенной колонке и появляются Co—Ni-минералы. Температура их формирования, очевидно, достаточно низкая. Для континентальных пентландитов в ассоциациях с пиритом и миллеритом из канадских месторождений указывалась температура образования ниже 135°C [22]. Учитывая наличие в ассоциациях океанических пентландитов тех же минералов и их место в “экзогенной” колонке, можно предполагать близкие значения температуры и в данном случае.

По мере уменьшения гидротермального потока (снижение активности сульфид-иона) и увеличения воздействия окружающей морской воды начинается окисление и вынос меди, что приводит к последовательному замещению высокомедистых сульфидов маломедистыми [4, 6, 30]. Таким образом, с удалением от канала в зонах возрастает содержание меди и уменьшается количество железа (вплоть до полного исчезновения в крайней халькозиновой подзоне) и серы. При переходе от “первичной” колонки к “экзогенной” изменение состава происходит скачкообразно, а дальше в направлении к наружной стенке трубы идет интенсивнее, но плавно. Последнее обусловлено образованием минералов переменного состава (борнит) и неустойчивых твердых растворов (борнита с дигенитом или с халькозином). Подчеркнем, что рассмотренная схема образования микрозональности в медных трубах поля Рейнбоу соответствует неоднократно описанной направленности гипергенных изменений Cu—Fe-сульфидов в континентальных месторождениях [18, 26, 37 и др.].

Такие же преобразования наблюдаются в минеральных ассоциациях кобальтпентландитов в полях Ашадзе и Логачев, однако с некоторыми отличиями в количественных и текстурных соотношениях минералов. Так, в поле Ашадзе уменьшается развитие борнита (отвечает зоне “экзогенной” колонки в Cu-трубках поля Рейнбоу, развивающейся по халькопириту). Здесь борнит в основном в виде тонких оторочек

оконтуривает метасоматические дигенитовые прожилки (вторая зона “экзогенной” колонки в Cu-трубках) в халькопирите. В поле Логачев, наоборот, при таком же развитии борнита, как в Рейнбоу, уменьшается количество сульфидов меди, и их образование в некоторой степени оторвано во времени от других ассоциирующих сульфидов — тонкие халькозиновые прожилки секут все остальные минералы ассоциации, в том числе и кобальтпентландит. Можно полагать, что указанные различия определяются динамикой процесса и не меняют его общую направленность. В то же время образование Co—Ni-минералов, вероятно, может происходить на разных ступенях его развития — как одновременно, так и до появления сульфидов меди (первое отмечается в активных молодых рудах полей Рейнбоу и Ашадзе, второе — в более древних и неактивных рудах поля Логачев).

Cu-трубы из поля Рейнбоу, взятые за основу при обсуждении образования Co—Ni-минерализации в современных подводных постройках, сходны с палеогидротермальными медно-колчеданными трубами, хорошо изученными комплексом современных методов в палеозойском колчеданном месторождении уральского типа Яман-Касы [9]. Зональность последних также рассматривается с позиции центробежного и центростремительного роста стенок труб. В отличие от современных океанических Cu-труб, где развита акцессорная Co—Ni-минерализация, в палеоаналогах из месторождения Яман-Касы место последней занимают сульфидоарсенидно-теллуридные ассоциации, которые также концентрируются в приграничных наиболее проницаемых участках разных зон.

В заключение отметим, что описанные находки океанических пентландитов указывают на *новый генетический тип Co—Ni-минерализации*. Таким образом, диапазон условий образования этих минералов расширяется от магматических сульфидных медно-никелевых месторождений типа Норильск—Седбери до сравнительно низкотемпературных ассоциаций в гидротермальных условиях на дне океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05—05—64952) и Министерства науки и технологии РФ (проект № 3.2.2. Федеральной программы “Мировой Океан”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельтнев В.Е., Нещеретов А.В., Иванов В.Н. и др. Новое гидротермальное рудное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 1. С. 78—82.
2. Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 510—542.
3. Богданов Ю.А., Сагалевиц А.М. Геологические исследования с глубоководных обитаемых аппаратов “Мир”. М.: Научный мир, 2002.
4. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет 36°14' с.ш.) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 3. С. 35—48.
5. Воган В., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981.

6. Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. и др. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический хребет, 14°45' с.ш.) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 329—349.
7. Еремин Н.И., Сергеева Нат.Е., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В. Кобальт и никель в колчеданных месторождениях недифференцированных базальтоидных формациях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 3. С. 22—28.
8. Леин А.Ю., Черкашев Г.А., Ульянов А.А. и др. Минералогия и геохимия сульфидных руд полей Логачев-2 и Рейнбоу: черты сходства и различия // Геохимия. 2003. № 3. С. 304—328.
9. Масленникова С.П. Сульфидные трубы палеозойских "черных курильщиков" (на примере колчеданных месторождений Яман-Касы и Александринское, Южный Урал): Автореф. канд. дис. Екатеринбург, 2005.
10. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др. Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 339—367.
11. Мозгова Н.Н., Фардуст Ф., Бородаев Ю.С., Трубкин Н.В. Изоморфизм и нестехиометрия пентландита в черных курильщиках гидротермальных полей Рейнбоу и Логачев // ЗРМО. 2005. № 1. С. 61—70.
12. Розанова Т.В. Новые данные о петрографии метаморфических пород рифтовой зоны Аравийско-Индийского подводного хребта // Океанология. 1972. Т. 12. № 6. С. 1028—1036.
13. Розанова Т.В., Батурич Г.Н. О рудоносных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана // Там же. 1971. Т. 11. № 6. С. 535—577.
14. Чвилева Т.Н., Безмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988.
15. Шишкин Н.Н., Карпенков А.М., Кулагов Э.А., Митенков Г.А. О классификации минералов группы пентландита // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 1. С. 194—197.
16. Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Apollonov V.N. et al. The Rainbow serpentinite-related hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge, 36°14' N: Mineralogical and geochemical features // Mineral deposits at the beginning of the 21st Century. 2001. P. 265—268.
17. Cherkashev G., Ashadze A., Gebruk A., Krylova E. New fields with manifestations of hydrothermal activity in the Logatchev area // Inter-Ridge News. 2000. Vol. 9 (2). P. 26—28.
18. Constantinou G. Idaite from the Skouriotissa massive sulfide orebody, Cyprus: its composition and conditions of formation // Amer. Miner. 1975. Vol. 60. P. 1013—1018.
19. Curlook W., Pidgeon L.M. The Co-Fe-S system // Canad. Inst. Mining Metall. Bull. 1953. Vol. 46. P. 297—301.
20. Fouquet Y., Barriga F., Charlou J.L. et al. FLORES diving cruise with Nautilie near the Azores — First dives on the Rainbow field: hydrothermal seawater/mantle interaction // Inter-Ridge News. 1998. Vol. 7(1). P. 24—28.
21. Hart R., Hoefs J., Pyle D. Multistage hydrothermal systems in the Blanco fracture zone. Gorda Ridge, a Seafloor Spreading Center in the United States Exclusive Economic Zone. N.Y.: Springer-Verlag, 1990. P. 51—57.
22. Harris D.C., Nickel E.H. Pentlandite compositions and associations in some mineral deposits // Canad. Miner. 1972. Vol. 11. P. 8613878.
23. Knop O., Ibrahim M.A., Sutarno. Chalcogenides of the transition elements. IV. Pentlandite, a natural phase // Ibid. 1965. Vol. 8. P. 291—316.
24. Krasnov S., Cherkashev G., Stepanova T. et al. Detailed studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // Hydrothermal vents and processes. L.: Geol. Sci. Spec. Publ. 1995. Vol. 87. P. 43—64.
25. Kuovo O., Huhma M., Vuorelainen Y. A natural cobalt analogue of pentlandite // Amer. Mineral. 1959. Vol. 44. P. 897—900.
26. Large D.J., MacQuaker J., Vaughan D.J. et al. Evidence for low-temperature alteration of sulfides in the kupferschiefer copper deposits of Southwestern Poland // Econ. Geol. 1995. Vol. 90. P. 2143—2155.
27. Lindahl I. Cobalt pentlandite from Kongsfjell, Norway and Birtvarre, northern Troms // Norges Geol. Unders. 1973. N 294. P. 9—19.
28. Merkle R.K.W., Von Gruenewaldt G. Compositional variation of Co-rich pentlandite: relation to the evolution of the upper zone of the Western Bushveld complex, South Africa // Canad. Miner. 1986. Vol. 24. P. 529—546.
29. Misra K.C., Fleet M.E. The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages // Econ. Geol. 1973. Vol. 68. P. 518—539.
30. Mозгова N.N., Krasnov S.G., Batuyev B.N. et al. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit // Canad. Miner. 1996. Vol. 34. P. 23—38.
31. Mозгова N.N., Bородаев Yu.S., Cherkashev G.A. et al. Ore mineralogy of oceanic sulfide hydrothermal field Ashadze (13° N Mid-Atlantic Ridge) // Marin. Geol. 2006. (В печати).
32. Nickel E.H. Solid solutions in mineral nomenclature // Ibid. 1992. Vol. 30. P. 231—234.
33. Petruk W., Harris D.C., Stewart J.M. Langisite, a new mineral, and bravoite from the Langis mine, Cobalt-Gowganda area, Ontario // Ibid. 1969. Vol. 9. P. 597—616.
34. Rajamani V., Prewitt C.T. Crystal chemistry of natural pentlandites // Ibid. 1973. Vol. 12. P. 178—187.
35. Riley J.F. The pentlandite group (Fe,Ni,Co)₉S₈: New data and an appraisal of structure-composition relationships // Miner. Mag. 1977. Vol. 41. P. 345—349.
36. Shewman R.W., Clark L.A. Pentlandite phase relations in the Fe-Ni-S system and notes on the monosulfide solid solution // Canad. J. Earth Sci. 1970. Vol. 7. P. 67—85.
37. Sillitoe R.H., Clark A.H. Copper and copper-iron sulfides as the initial products of supergene oxidation, Copiapó mining district, northern Chile // Amer. Mineral. 1969. Vol. 54. P. 1684—1710.
38. Stumpfl E.F., Clark A.M. A natural occurrence of Co₉S₈, identified by X-ray microanalyses // Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. 1964. S. 240—245.
39. Zierenberg R.A., Koski R.A., Morton J.L. et al. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough, southern Gorda Ridge // Econ. Geol. 1993. Vol. 88. P. 2069—2098.

УДК 553.43 : 549.3

Н.И. Еремин, Н.Е. Сергеева, А.Л. Дергачев

ТИПОМОРФИЗМ РЕДКИХ МИНЕРАЛОВ КОЛЧЕДАННЫХ РУД И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТРЕНД

На основе главных классификационных признаков для колчеданных месторождений — составе рудосных вулканогенных формаций и руд в группе вулканогенных колчеданных месторождений — выделяют: 1) медно- и медно-цинково-колчеданные месторождения в недифференцированных базальтоидных (офиолитовых) формациях и 2) медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в бимодальных базальт-риолитовых и последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых формациях. К первой группе относятся месторождения типов кипрского и бесси, ко второй — куроко и уральского [4].

Геохимическая специализация месторождений типов **кипрского и бесси** с их относительно небольшими запасами и различной геодинамической обстановкой формирования определяется в целом невысоким средним содержанием промышленных металлов в рудах при преобладании Cu над Zn (Cu 2,05%, Zn 0,72%, [9]), резко пониженными концентрациями Pb и Ag, но повышенными — Co и Ni, а также As и Sb.

Основные минералы-носители Co и Ni в рудах — пирит и пирротин, причем Co охотнее входит в решетку дисульфида, а Ni — моносульфида Fe. Очень многим месторождениям свойственна заметная концентрация Co и Ni в пирите (например, на месторождении Бесси содержание Co в пирите изменяется от 0,0015 до 0,015 мас.% при отношении Co:Ni=1:1, до 1:30). На месторождении Раул концентрация Co в пирите достигает 0,095 мас.%, Ni — 0,11 мас.%.

Несмотря на повышенное содержание Co и Ni в сульфидах железа в рудах месторождений кипрского и бесси типов, собственные минералы этих металлов встречаются редко. Среди них преобладают сульфиды, арсениды и сульфоарсениды. Наиболее распространены пентландит и кобальтпентландит (табл. 1).

В отличие от медно-никелевых месторождений с присущим им низкокобальтовым пентландитом в рудах колчеданных месторождений развита в основном высококобальтовая разновидность этого минерала. Пример объекта с проявлением такой минерализации — месторождение Шимокава (тип бесси), расположенное в северной части зоны Хидака (о. Хоккайдо, Япония). Здесь кобальт-пентландит встречается в пирит-халькопирит-пирротиновой руде и чаще приурочен к пирротину. Этот парагенезис дополняется кобальтовым макинавитом и кобальтином. В рудах месторождения установлен еще один кобальтовый минерал, названный “шимокава-X” и имеющий состав, близкий к $(\text{Co}, \text{Fe})_3\text{AsS}_3$.

Ряд месторождений Южного Урала, расположенных в Присакмарской офиолитовой зоне (Дергамышское, Ивановское, Ишкининское), относятся к кипрскому типу [6]. В их рудах наряду с преобладающими пиритом, халькопиритом, магнетитом и пирротинотом содержится целый набор собственных минералов Co и Ni: кобальтин, глаукоцит, никелин, линнеит, виоларит, зигенит, пентландит, кобальтпентландит.

Еще один пример месторождений кипрского типа — Пышминско-Ключевское месторождение (Средний Урал), расположенное в западной части Восточно-Уральского поднятия [8]. Главные минералы руд: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, кубанит. Содержание Co в пирите варьирует от 0,02 до 0,16, в магнетите — от 0,12 до 0,50, в халькопирите — от 0,09 до 0,38 мас.%. Основными минералами Co и Ni являются пентландит, макинавит и кобальтовый макинавит, реже зигенит. Зафиксированы также единичные находки линнеита, миллерита, никелина и бравоита. Кобальтпентландит развит в пирит-пирротиновых рудах, где образует изометричные выделения и прожилки. Содержание Co меняется от 0,2—1 мас.% в пентландите до 30 мас.% в кобальтпентландите. Макинавит появляется в пирит-халькопиритовых рудах, где его количество достигает 1%; содержание Co в кобальтовом макинавите составляет 6—7 мас.%. Зигенит образует единичные зерна размером 0,01—0,02 мм или их скопления в халькопирите; содержание в нем Ni составляет около 20 мас.%, Co — 30 мас.%. Мелонит представлен изометричными или слегка вытянутыми включениями размером тысячные и сотые доли миллиметра в пирит-халькопиритовой рудной массе. Иногда в ассоциации с мелонитом обнаруживается теллурид Ag — гессит. Проведенный микронзондовый анализ показал, что в мелоните помимо обычных изоморфных примесей Fe и Co иногда содержится Pd [6].

Возможные докембрийские аналоги месторождений кипрского типа — протерозойские месторождения рудного района Оутукумпу—Вуонос и Керетти (Финляндия), в рудах которых также отмечается кобальтпентландит.

Руды этих месторождений состоят в основном из пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита. Из второстепенных и редких минералов встречаются кубанит, магнетит, макинавит, станнин, кобальтин, герсдорфит, зигенит, виоларит и специфические минералы Cr и V (хромит, хромовый диопсид, хромовый турмалин, хромовый тремолит, уваровит, фуксит, эсколаит (Cr_2O_3) , вуорелайненит $(\text{Mn}, \text{Fe}) (\text{V}, \text{Cr})_2\text{O}_4$, ка-

Таблица 1

Редкие минералы в месторождениях кипрского и бесси типов и их докембрийских аналогов

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Сульфиды		Гаухекорнит	$\text{Ni}_9\text{Bi}(\text{Sb}, \text{Bi})\text{S}_8$
Пентландит	$(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$	Арсениды и сульфоарсениды	
Кобальтпентландит	$(\text{Co}, \text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	Никелин	NiAs
Кобальтмакинавит	$(\text{Co}, \text{Fe}, \text{Ni})_{1+x}\text{S}$	Маухерит	$\text{Ni}_{11}\text{As}_8$
Линнеит	Co_3S_4	Раммельсбергит	NiAs_2
Миллерит	NiS	Крутовит	NiAs_2
Зигенит	$(\text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$	Саффорит	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$
Виоларит	FeNi_2S_4	Хлоантит	$(\text{Ni}, \text{Co})\text{As}_3$
Бравоит	$(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$	Кобальтин	CoAsS
Карролит	$\text{Cu}(\text{Co}, \text{Ni})_2\text{S}_4$	Глаукодот	$(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$
Каттерит	CoS_2	Герсдорфит	NiAsS
Антимониды и сульфоантимониды		Шимокава-X	$(\text{CoFe})_3\text{AsS}_3$
Брейтгауптит	NiSb	Теллуриды	
Ульманит	NiSbS	Мелонит	NiTe_2
Костибит	CoSbS	Арсенаты	
Виллиамит	$(\text{Co}, \text{Ni})\text{SbS}$	Эритрин	$\text{Co}_3(\text{AsO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

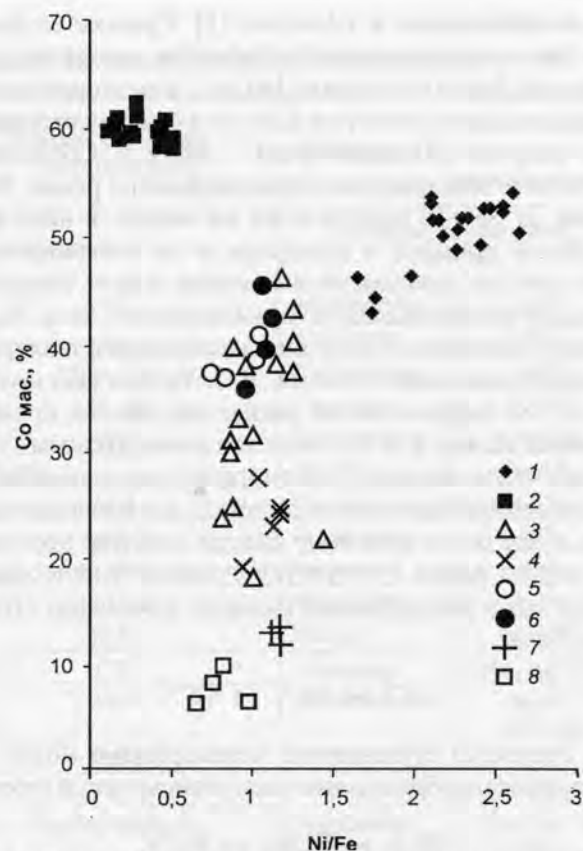


Рис. 1. Состав кобальтпентландита в различных колчеданных месторождениях вулканической ассоциации: 1—8 — месторождения: 1 — поле Логачев (СХ), 2 — Шимокава (Япония), 3 — Пышминско-Ключевское (Урал), 4 — Парандовское, 5 — Хаутаваарское (Карелия), 6 — Вуонос, 7 — Керетти (Финляндия), 8 — Озерки (Рудный Алтай)

релианит (V_2O_3). Кобальтпентландит, как и в случае фанерозойских месторождений, приурочен к пирротину и находится в нем в виде неправильных, пламенеvidных или пластинчатых выделений. Размер зерен — от сотых долей миллиметра до 0,1 мм, редко до 0,2 мм. В рудах месторождения Вуонос его количество достигает 0,5%. Помимо кобальтпентландита установлен серебросодержащий пентландит.

Пентландит в качестве редкого минерала встречается и в рудах серноколчеданных месторождений Карелии; при этом его состав по соотношению Ni, Co, Fe меняется в широком диапазоне. Обычно это высококобальтовый пентландит, образующий мелкие пластинчатые, пламенеvidные, каплевидные, реже изометричные выделения в пирротине. Иногда в ассоциации с этим пентландитом обнаруживается макинавит, также с высоким содержанием Co, изредка отмечается мелонит. Пентландит с низким содержанием Co встречается реже, например он образует прожилковидные выделения размером до 1 мм в пирротиновой руде Парандовского месторождения. Здесь в ассоциации с пентландитом встречен хромит.

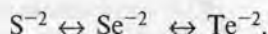
Таким образом, видно, что кобальтпентландит чаще всего приурочен к пирротину и, как показывает структура его выделений, является продуктом распада твердого раствора. Состав кобальтпентландита меняется в широких пределах на разных месторождениях (рис. 1). В то же время для большинства объектов при меняющемся содержании Co отношение Ni:Fe в нем остается постоянным и близким к 1. Исключение составляют более молодые объекты — современные

сульфидные руды в Мировом океане [14] и месторождение Шимокава. Состав кобальт-пентландита, вероятно, прямо связан с концентрацией Co в рудах, в первую очередь в пирите. Предполагается, что при преобладающем метаморфогенном преобразовании пирита в пирротин часть избыточного Co в результате распада твердого раствора образует собственный минерал — кобальт-пентландит. Возможно, что при метаморфической переработке ультраосновных пород, находящихся в непосредственной близости прямо с рудными телами, происходит вынос из серпентинитов Co, Ni, Cr и дополнительное обогащение руд этими элементами [6].

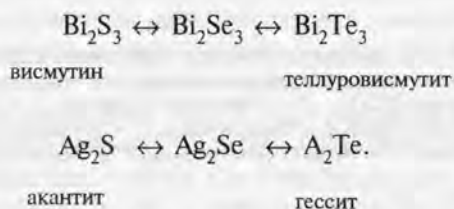
В месторождениях типов уральского и куроко минералы Co и Ni встречаются гораздо реже.

Месторождения **уральского типа** сложены преимущественно медно-цинковыми рудами. Содержание Cu и Zn в них колеблется от долей процента до 10 и 13,5% соответственно (в среднем Cu 1,68%, Zn 3,05%, Pb 0,14% [9]). Руды характеризуются повышенным содержанием некоторых элементов-примесей: Se, Te, Ge, Tl, Sn. Если в недифференцированных серноколчеданных рудах Se концентрируется в пирите, то в дифференцированных медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных рудах количество Se в пирите уменьшается, он в изоморфной форме переходит

дит в халькопирит и сфалерит [1]. Среднее содержание Se в халькопирите Сибайского месторождения (Южный Урал) составляет 140 г/т, в месторождениях Среднего Урала достигает 520 г/т; в рудах месторождения Озерное (Южный Урал) — 440 г/т. Собственно селеновые минералы встречаются крайне редко. В отличие от Se Te практически не входит в виде изоморфной примеси в сульфиды и не рассеивается в них, как это происходит с селеном, а дает самостоятельные минералы. Если руды содержат Se и Te, то помимо теллурида Ag (гессита) появляются теллуриды и сульфотеллуриды висмута. В.С. Урусов [12] полагает, что Se (эффективный радиус его аниона промежуточный между S и Te) является своеобразным “промежуточным агентом”, изоморфно замещающим S с расширением параметров решетки, что позволяет войти в нее более крупному аниону теллура; последнему трудно войти в структуру сульфидов непосредственно из-за значительной разницы в размерах атомов S и Te.



Эта схема ступенчатого метаморфизма может иллюстрировать образование теллуровисмутита и гессита:



Минералы Te развиты в колчеданных рудах весьма неравномерно. Их появление связано, по-видимому, с несколькими причинами: повышенным содержанием Te в гидротермальных растворах и степенью окисленности H_2Te (или HTe), что имеет важное значение для формирования теллуридно-акцессорной минерализации, например, в рудах колчеданных месторождений Урала. Восстановительные условия гидротерм позволяют сохраниться избыточному количеству восстановленных форм Te, необходимых для формирования различных теллуридов. В условиях дефицита этих форм формируется лишь теллурид Ag (обычно гессит), обладающий наибольшим сродством к Te [7]. Для образования теллуридов необходимо также повышенное содержание элементов, с которыми Te охотно образует соединения, это так называемые видообразующие элементы: Bi, Au, Ag, Pb, Hg.

Для месторождений уральского типа характерны разнообразные теллуриды, что хорошо видно на примере месторождений Урала: Гайского, Сибайского, Яман-Касы (D—S) и других колчеданосных провинций мира (Турция, Болгария (K_2), Норвегия (O_1) (табл. 2).

Так, в рудах Гайского месторождения теллуриды представлены алтаитом, гесситом, сульфотеллуридом Ag, а также колорадитом и креннеритом [3]. Все эти

минералы, как правило, образуют мелкие выделения, размеры которых не превышают сотые доли миллиметра. Они имеют изометричную, реже удлиненную форму. Почти все они встречаются в рудах пирит-халькопиритового или сфалерит-халькопирит-пиритового состава. Исключение составляет лишь сульфотеллурид серебра, содержащийся в борнитовых рудах. Другой пример — месторождение Яман-Касы, руды которого отличаются аномально высоким содержанием Te (204 г/т). Здесь встречается самородный теллур, а теллуриды представлены весьма широким списком минералов (гессит, штютцит, петцит, сальванит, вольтскит, эмпрессит, алтаит, фробергит, колоридит, голдфилдит, теллурависмутит).

Другая особенность минерального состава медно-колчеданных руд месторождений уральского типа — распространение в них сульфидов Sn, Ge, V. В месторождениях Урала они представлены станнином, изоструктурными с ним станноидитом, моусонитом и близкими к ним по структуре германитом и реньеритом, а также колуситом и арсеносульванитом.

Вулканогенные колчеданные месторождения — существенный источник Au и Ag. Наиболее четкая закономерность прослеживается в распределении Ag в ряду месторождений различного типа. Медно-колчеданные месторождения кипрского типа характеризуются наименьшим содержанием Ag, коррелируя низкому содержанию Pb и отсутствию галенита. В медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных рудах месторождений уральского типа содержание Ag несколько выше. Наиболее высоким содержанием серебра отмечаются колчеданно-полиметаллические руды месторождений типа **куроко** с высоким содержанием Pb и галенитом — одним из главных рудообразующих минералов (в среднем Cu 0,55%; Zn 4,20%; Pb 1,02%; Ag 93 г/т [8]).

В самородном виде Ag и Au присутствуют в месторождениях всех типов. Отдельные сульфиды этих металлов и сульфосоли Ag проявляются лишь в разновозрастных месторождениях уральского типа, достигая максимального разнообразия в месторождениях типа куроко. В месторождениях этой группы палеозойского возраста среди широкого спектра теллуридов различных металлов присутствуют также теллуриды Ag и Au; в молодых (миоценовых) месторождениях Куроко (Япония), как и в современных гидротермальных отложениях, теллуриды вообще почти не встречаются.

В составе каждой группы колчеданно-полиметаллических месторождений из разных регионов и различного возраста, относящихся к типу куроко, выявляется одна и та же закономерность: в среднем наиболее обогащены Ag более свинцовистые месторождения, они характеризуются максимальными значениями отношения Ag:Au (табл. 3), но главным образом за счет Ag; поведение Au не столь однозначно, как Ag [5].

Неравномерное распределение Ag и Au проявлено в контурах индивидуальных залежей миоценовых

Таблица 2

Редкие минералы в рудах колчеданных месторождений уральского типа

Минерал	Химический состав (теоретический)	Минерал	Химический состав (теоретический)
Самородные элементы		Арсениды, антимониды, теллуриды	
Самородное серебро	Ag	Арсенопирит	FeAsS
Самородное золото	Au	Кобальтин	CoAsS
Электрум	(Au, Ag)	Брейтгауптит	NiSb
Гиленит	(Ag, Bi)	Ульманит	NiSbS
Самородное теллур	Te	Фаматинит	Cu ₃ SbS ₄
Сульфиды		Энарцит	Cu ₃ AsS ₄
Аргентит (акантит)	Ag ₂ S	Гессит	Ag ₂ Te
Штроемeyerит	AgCuS	Эмпрессит	AgTe
Ялпайт	Ag ₃ CuS ₂	Калаверит	AuTe ₂
Макинстриит	(Ag, Cu) ₂ S	Креннерит	AuTe ₂
Висмутин	Bi ₂ S ₃	Петцит	Ag ₃ AuTe ₂
Гринокит	CdS	Сильванит	(Au, Ag) ₂ Te ₄
Киноварь	HgS	Бенлеонардит	Ag ₈ (Sb, As)Te ₇ S ₈
Берндтит	SnS ₂	Алтаит	PbTe
Моусонит	Cu ₆ Fe ₂ SnS ₈	Фробергит	FeTe ₂
Станноидит	Cu ₈ (Fe, Zn) ₃ Sn ₂ S ₁₂	Голдфилдит	Cu ₁₂ (Te, Sb, As) ₄ S ₁₃
Реньерит	(Cu, Zn) ₁₁ (Ge, As) ₂ Fe ₄ S ₁₆	Теллуровисмутит	Bi ₂ Te ₃
Германит	Cu ₂₆ Fe ₄ Ge ₄ S ₂₂	Тетрадимит	Bi ₂ Te ₂ S
Колусит	Cu ₂₆ V ₂ (As, Sn, Sb) ₆ S ₃₂	Вольнскит	AgBiTe ₂
Арсеносульванит	Cu ₃ (AsV) ₄		
Сульфосоли			
Прустит	Ag ₃ AsS ₃	Джемсонит	Pb ₄ FeSb ₆ S ₁₄
Пираргирит	Ag ₃ SbS ₃	Иорданит	Pb ₁₄ (As, Sb) ₆ S ₂₃
Фрейбергит	(Ag, Cu, Fe, Zn) ₁₂ (Sb, As) ₄ S ₁₃	Менегенит	Pb ₁₄ CuSb ₇ S ₂₄
		Бурнонит	PbCuSbS ₃
		Буланжерит	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁

Таблица 3

Группировка месторождений типа куроко по соотношениям в их рудах Ag, Au, Cu и Pb

Рудный район	Группа (число месторождений)	Pb/Cu *	Ag, (Bi), г/т	Au, г/т	Ag/Au
Хокуроку (Япония)	I (5)	5—2 (3,56)	214,0	1,0	214
	II (3)	2—0,5 (1,15)	187,0	1,07	175
	III (5)	0,5—0,2 (0,38)	87,4	0,54	171
Рудный Алтай (Казахстан, Россия)	I (8)	> 3 (4,99)	32,7 (9,7)	1,04	31,4
	II	3—1	64,2	0,46	135,5
	III (7)	(2,05)	(50,1)		
	IV (5)	1—0,3 (0,55)	83,6 (77,8)	0,84	99,5
Батерст-Ньюкасл, Нью-Брансуик (Канада)		< 3 (0,18)	25,2 (50,0)	0,30	76,4
	I (4)	20—5 (15,5)	94,8	0,14	677,1
	II (4)	5—1 (2,05)	51,8	0,77	67,3

* В скобках — среднее.

цинково-свинцово-медных колчеданных месторождений Куроко. Отчетливо выявляется главенствующая роль черных руд как основных концентраторов Au и Ag; в ряду от черных к пиритовым рудам происходит постепенное уменьшение их содержания и отношения Ag:Au. Высокая концентрация Ag в черных рудах корреспондируют наибольшему развитию главных промышленных концентраторов этого металла — галенита и блеклых руд. Помимо этого имеются указания [13, 15] на присутствие в этих рудах собственно серебряных минералов: аргентита, ялпайта, штроемeyerита, маккинстрита, штернбергита, пирсеит-полибазита, пираргирита—пруститита и матильдита. Основное количество Au, по-видимому, присутствует в виде электрума, который, как и серебряные минералы, концентрируется главным образом в верхней части черных руд, хотя проявляется значительно реже во всех других типах руд.

Для большинства колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая — девонских аналогов миоценовых месторождений Куроко (рассматриваемых авторами в составе единого типа куроко) — также характерно повышенное (относительно типов кипрского, бесси и уральского) содержание Ag и Au. Основные формы нахождения Ag — изоморфное вхождение в галенит и блеклую руду и образование собственных минералов, из которых наиболее широко распространены самородное Ag и электрум, акантит, гессит, в несколько меньшей степени — штроемeyerит, фрейбергит, пираргирит, стефанит. В отличие от миоценовых месторождений Куроко здесь отмечаются теллуриды Ag (гессит, петцит, сильванит) [5].

Наиболее молодые рудноалтайские месторождения франского возраста характеризуются наименьшим количеством собственных минералов Ag. Основную долю встречающихся здесь собственных минеральных форм Ag составляют самородное серебро и электрум, в единичных случаях отмечены акантит, пираргирит, несколько чаще фрей-

бергит. Для месторождений этого возраста, в которых доля полиметаллических руд относительно невысока, проявляется наиболее тесная связь между содержанием Pb и Ag, т.е., по-видимому, большая часть Ag находится в галените, тем более что блеклая руда в этих месторождениях по составу в основном ближе к теннантиту и не характеризуется высоким содержанием Ag.

Так, для Шемонаихинского месторождения содержание Ag в целом достаточно высокое и составляет 91,8 г/т. Однако в самих рудах минералы Ag не обнаружены. Собственно серебряная минерализация возникает на контакте с медно-цинковыми рудами в порудной гидротермально переработанной дайке диабазов, где помимо кобальтина обнаружена группа минералов Ag: самородное серебро, аргентит, пираргирит и фрейбергит. Возникновение отдельных фаз блеклых руд с повышенным содержанием серебра и собственных минералов серебра носит на этом месторождении определенно более поздний, наложенный характер.

В рудноалтайских месторождениях эйфель-живетского возраста число обнаруженных собственных минералов серебра возрастает в два раза. По числу собственных минералов Ag среди них лидирует Стрежанское месторождение, существенно медно-цинковые руды которого не отличаются высоким средним содержанием ни Pb, ни Ag. Однако в результате метаморфической регенерации образуются многочисленные сульфидно-кварцевые жилы, в составе которых выделяют серебряно-сульфосольную и сульфотеллуридно-кварцевую минеральные ассоциации, включающие многочисленные минералы Ag: самородное серебро, гессит, акантит, ялпаит, штрмейерит, пирсеит, стибиопирсеит, миаргирит, фрейбергит, стефанит.

Наиболее высокосеребряное месторождение из рудноалтайских объектов эйфельского возраста — Зареченское (Змеиногорский район), где обнаружено резко повышенное среднее содержание Ag в рудах при повышенной концентрации Pb, а также широко развиты собственные минералы Ag. Основное количество Ag на месторождении связано с золото-серебро-борнит-халькозиновой ассоциацией, наиболее широко развитой в массивных полиметаллических рудах. Главными минералами этой ассоциации являются борнит и халькозин; в несколько меньшем количестве представлены галенит, блеклая руда и халькопирит. В этой ассоциации довольно часто присутствуют самородные Au и Ag, а также сульфиды этих металлов (аргентит, ялпаит, штрмейерит), теллуриды (гессит, сальванит) и сульфосоли (полибазит, ленгебахит). Золото-серебро-борнит-халькозиновая ассоциация по времени образования рассматривается как наиболее поздняя.

Таким образом, большинство собственных минералов Ag на рудноалтайских месторождениях франского, живетского и эйфельского возраста образовалось, по-видимому, в результате метаморфических преобразований руд и регенерации; изначально подавляющее количество Ag было заключено в галените.

Значительное распространение имеют серебряные минералы в рудах месторождений эмского возраста. Прежде всего содержание Ag повышается здесь во втором (после галенита) минерале-носителе Ag — блеклой руде, характеризующейся существенно тетраэдриковым составом.

Так, для Ново-Лениногорского месторождения (Лениногорский район) к общим особенностям блеклых руд относятся: значительное преобладание сурьмянистых разновидностей над мышьяковистыми, низкая железистость, высокие цинковистость и серебристость, что позволяет классифицировать их как цинковистые фрейбергиты, серебристые зандберггериты и биниты. Учитывая достаточно широкое развитие блеклых руд на месторождении и выявленные особенности их состава, можно полагать, что они являются основными минералами-концентраторами Ag. В барит-полиметаллических, а также в полиметаллических рудах Ново-Лениногорского месторождения довольно обычно нахождение электрума, тонкие прожилки и овальные выделения которого приурочены к существенно галениновым прожилкам и к контактам галенита и барита. Содержание Ag в электруме колеблется от 21 до 55 мас.%. Самородное серебро установлено в единичных случаях в пластовых барит-полиметаллических рудах. В таких же рудах залежи Богатой обнаружены многочисленные выделения сульфосоли Ag, по составу определенной как стибиопирсеит. Минерал присутствует либо в виде изометричных зерен в сростании с блеклой рудой и галенитом, либо в виде тонкозернистых субграфических сростаний с блеклой рудой. Состав минерала варьирует от $(\text{Ag}_{13,29}\text{Cu}_{2,98})_{16,27}(\text{As}_{0,75}\text{Sb}_{1,23})_{1,98}\text{S}_{10,74}$ до $(\text{Ag}_{13,60}\text{Cu}_{3,30})_{16,9}(\text{As}_{1,45}\text{Sb}_{0,80})_{2,24}\text{S}_{9,78}$. Минерал близкого состава, диагностируемый как стибиопирсеит, был установлен ранее на Стрежанском месторождении — $(\text{As}_{12,40}\text{Cu}_{6,24})_{18,64}(\text{As}_{1,77}\text{Sb}_{0,34})_{2,11}\text{S}_{18,0}$ [2].

Для Риддер-Сокольного месторождения (Лениногорский район) также обычно нахождение разнообразных серебросодержащих минералов. Из собственных минералов Ag известны самородное серебро, электрум, акантит, гессит, сальванит, пирсеит, пираргирит, фрейбергит, которые встречаются преимущественно в полиметаллических и барит-полиметаллических рудах на верхних и средних горизонтах большинства залежей. В то же время отмечено, что наибольшая серебристость свойственна галениту из медно-цинково-колчеданных руд (1060 г/т), в котором часто присутствует и Bi. Корреляция Ag и Bi в этом случае прямая. Обычно галенит больше обогащен Ag в участках руд с убогим содержанием Pb.

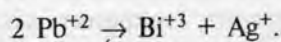
Пример — руды глубоких горизонтов Быструшинской залежи, представленные медноколчеданными и медно-цинково-колчеданными разновидностями прожилково-вкрапленной, прожилково-полосчатой и пятнистой текстуры. Галенит присутствует как второстепенный или даже как редкий минерал в виде мелких включений (0,01—0,03 мм, реже 0,05 мм) в

Таблица 4

Типоморфные редкие минералы в колчеданно-полиметаллических месторождениях типа куроко

Минерал	Формула	Минерал	Формула	Минерал	Формула	Минерал	Формула
Куроко (Япония)		Рудный Алтай					
Сульфиды As, Sb, Bi		Теллуриды Au, Ag, Bi, Pb					
Реальгар	AsS	Гессит	Ag ₂ Te	Пильзенит	Bi ₄ Te ₃	Тетрадимит	Bi ₇ Te ₂ S
Аурипигмент	As ₂ S ₃	Сильванит	AgAuTe ₄	Верлит	Bi ₃ Te	Алексит	PbBi ₂ Te ₂ S ₂
Стибнит	Sb ₂ S ₃	Петцит	Ag ₃ AuTe ₂	Теллуридо-висмутит	Bi ₂ Te ₃	Минерал "С"	(Bi, Pb) ₂ (Te, S) ₄
Гетчеллит	AsSbS ₃	Алтаит	PbTe				
Висмутин	Bi ₂ S ₃						
Сульфосоли Ag							
Пирсеит	Ag ₁₆ As ₂ S ₁₁	Пирсеит	Ag ₁₆ As ₂ S ₁₁	Фрейбергит	(Ag, Cu, Fe, Zn) ₁₂ (Sb, As) ₄ S ₁₃	Миаргирит	AgSbS ₂
Прустит	Ag ₃ AsS ₃	Прустит	Ag ₃ AsS ₃			Стефанит	Ag ₃ SbS ₄
Фрейбергит	(Ag, Cu, Fe, Zn) ₁₂ (Sb, As) ₄ S ₁₃	Ленгенбахит	Pb ₆ (Ag, Cu) ₂ As ₄ S ₁₃	Полибазит	Ag, Cu) ₁₆ Sb ₅ S ₁₁	Диафорит	Pb ₂ Ag ₃ Sb ₃ S ₈
Полибазит	(Ag, Cu) ₁₆ Sb ₅ S ₁₁	Стибиопирсеит	(Ag, Cu) ₁₆ (As, Sb) ₂ S ₁₁	Пираргирит	Ag, Cu) ₁₆ Sb ₅ S ₁₁	Фрейслебенит	AgPbSbS ₃
Пираргирит	(Ag, Cu) ₁₆ Sb ₅ S ₁₁						
Висмутовые сульфосоли							
Виттихенит	Cu ₃ BiS ₃	Виттихенит	Cu ₃ BiS ₃	Крупкаит	PbCuBi ₃ S ₆	Галеновисмутит	PbBi ₂ S ₄
Эмплектит	CuBiS ₂	Эмплектит	CuBiS ₂	Козалит	Pb ₂ Bi ₂ S ₅	Канницарит	Pb ₄ Bi ₆ S ₁₃
Айкинит	PbCuBiS ₃	Догначкаит	Cu ₂ Bi ₄ S ₇ (?)	Кобеллит	Pb ₂₂ Cu ₄ (Bi, Sb) ₃₀ S ₆₉	Лиллианит	Pb ₃ Bi ₂ S ₆
		Айкинит	PbCuBiS ₃	Матильдит	AgBiS ₂	Бурсаит	Pb ₅ Bi ₄ S ₁₁
		Рецбаниит	Pb ₃ Cu ₂ Bi ₁₀ S ₁₉	Хейровскит	Pb ₁₀ AgBi ₅ S ₁₈	Виттит	Pb ₉ Bi ₁₂ (S, Se) ₂₇
		Линдстремит	PbCuBi ₃ S ₅	Гунгаррит	AgBiS ₂	Гиссенит	Pb ₁₃ (Cu, Ag)(Bi, Sb) ₉ S ₂₈
		Хаммарит	Pb ₂ Cu ₂ Bi ₄ S ₆				

халькопирите. В среднем содержание Bi составляет 1,2 мас.%, Ag — 0,6 мас.%. Здесь наблюдается частный случай общей закономерности для алтайских месторождений: обогащение галенита серебром в связи с увеличением концентрации висмута в галените. Ag и Bi замещают Pb в галените по известной схеме ограниченного гетеровалентного изоморфизма:



Кроме того, в халькопирите установлены многочисленные однофазовые, чаще многофазовые включения размером 0,015—0,03 мм. В последних выявлены 3—4 фазы, которые почти всегда содержат теллурид Ag — гессит, галенит, а также различные минералы Bi: тетрадимит, жозеит-В, алексит, верлит, пильзенит, самородный висмут [5].

Другие рудноалтайские месторождения эмского возраста также характеризуются наличием широкого спектра собственных минералов Ag. На Зыряновском месторождении (Зыряновский район) это гессит, штроемeyerит, ялпаит, дискразит, стефанит, полибазит, диафорит. В рудах Березовского месторождения

(Прииртышский район) отмечены самородное серебро, электрум, штроемeyerит, миаргирит, пираргирит.

Как сказано выше, в распределении Au по типам вулканогенных колчеданных месторождений наблюдается меньшая определенность, чем в распределении Ag. В целом уральские и алтайские месторождения близки по содержанию Au, но уступают по этому показателю месторождениям Куроко (Япония), в то же время отмечаются пробы со значительным содержанием Au (до 2 г/т и более) для месторождений кипрского типа (Кипр, Турция). Рассматривая Au в месторождениях типа куроко, можно увидеть, что чаще всего обогащены Au верхние части залежей полиметаллических руд. В то же время в некоторых случаях отмечается повышенное содержание Au и в медно-цинково-колчеданных, и в медно-колчеданных рудах.

Минералогия Au гораздо беднее, чем Ag. Наибольшая концентрация Au сосредоточена, в электруме, который для алтайских месторождений, например, встречается во всех типах руд. Электрум может находиться в ассоциации со всеми рудными минералами и со многими нерудными (кварцем, серицитом, хлоритом и т.д.). Состав электрума варьирует в широких пределах.

Разнообразный ряд минералов в колчеданных месторождениях дают такие элементы, как As, Sb, Bi. Их сульфиды реальгар, стибнит, гетчелит присущи миоценовым месторождениям Куроко (в этом проявляется их сходство с современными гидротермальными рудами, так называемыми черными курильщиками), в то время как в более древних рудах отмечается лишь висмутин.

Руды месторождений типа куроко (особенно рудноалтайских) отличаются повышенным (по сравнению, например, с уральскими колчеданными месторождениями) содержанием Bi, которое на отдельных объектах достигает промышленных величин. При этом даже при низком содержании Bi в рудах (сотые и тысячные доли процента) отчетливо проявляется его способность к образованию собственных минеральных фаз, чаще всего это самородная форма и висмутин, реже теллуриды и сульфотеллуриды, разнообразные сульфосоли (табл. 4).

Несмотря на крайне неравномерное распространение висмутовой минерализации и ее разнообразие в рудах месторождений Рудного Алтая, отчетливо устанавливается, что при повышенном содержании Bi в рудах наблюдается и увеличение его концентрации в галените и блеклой руде, появляются собственные минеральные формы этого металла, представленные самородным висмутом, его сульфидом, теллуридами, сульфотеллуридами, а также висмутовыми и сурьмяно-висмутовыми сульфосолями Cu, Pb и Ag. Установлена отчетливая зависимость числа висмутовых минералов от возраста месторождений и связанного с ним состава руд. По мере омоложения возраста от эмского, эйфельского до эйфель-живетского и франского число минералов Bi в рудах в целом увеличивается, т.е. наблюдается тенденция прямо противоположная проявлению здесь серебряной минерализации, отмеченной выше. В рудах более молодых месторождений (эйфель-живетских и франских) список висмутовых минералов заметно увеличивается за счет появления сульфосолей Pb, Pb и Ag, а также за счет увеличения количества сульфосолей Cu, Cu и Pb; доля самородного висмута, его сульфидов, теллуридов и сульфотеллуридов резко снижается.

Пример месторождения, на котором широко развита висмутовая минерализация, — Юбилейно-Снегирихинское (эйфельско-живетского возраста), расположенное в Северо-Восточной зоне смятия Рудного Алтая. Содержание Bi в галените колеблется от 0,3 до 3,2 мас.%, в блеклой руде — до 16 мас.%. Главным представителем собственных висмутовых минералов является айкинит. Кроме того, в виде пойкилитовых включений в крупнозернистом кристаллическом пирите встречаются сульфид Bi — висмутин, а также сульфосоли (эмплектит и галеновисмутит) и теллуриды (тетрадимит и алексит).

На Ново-Березовском месторождении франского возраста минералы висмута встречаются в обоих выделенных здесь типах руд. В серколчеданных (более

ранних) будинированных залежах висмутовая минерализация более разнообразна: многочисленные пойкилитовые включения в крупнозернистом перекристаллизованном пирите выполнены сульфидом (висмутином), сульфосолями (линдстремитом, эмплектитом, догначкаитом), реже сульфотеллуридами (тетрадимитом и минералом "С"). Содержание Bi в блеклых рудах достигает 10 мас.%. Во втором типе руд преобладает самородный висмут, тесно ассоциирующий с пирротинном и галенитом; также образуются сурьмосодержащие висмутовые сульфосоли (кобеллит и гессинит).

На одном из крупнейших Риддер-Сокольном месторождении эмского возраста минералы висмута обнаружены лишь на глубоких горизонтах в секущих субвертикальных жильно-штоковерковых халькопирит-кварцевых рудах Быструшинской залежи. Эти минералы встречаются в халькопирите в составе гетерофазных включений и представлены теллуридами и сульфотеллуридами: тетрадимитом, верлитом, пильзенитом, алекситом и жозеитом-В. Все перечисленные минералы, а также ассоциирующий с ними галенит, характеризуются повышенным содержанием Se.

Для интенсивно метаморфизованных месторождений Рудного Алтая характерно совместное присутствие минералов Bi и Sb. Так, для месторождений Малеевско-Путинцевского рудного поля, где висмутовая минерализация находится в зоне контактового метаморфизма интрузии гранитоидов, наряду с разнообразными висмутовыми сульфосолями Pb (галеновисмутит, каннишарит, виттит, хейровскит), Cu и Pb (айкинит, хаммарит, крупкаит, линдстремит) обнаружены минералы Sb — бертьерит, гудмундит, нисбит; кроме того, примесь этого металла установлена в козалите, купрокозалите, айкините и самородном висмуте (до 5%).

В рудах миоценовых месторождений Куроко в Японии минералы Bi представлены висмутином и сульфосолями: виттихенитом, эмплектитом, айкинитом, при этом совершенно отсутствуют теллуриды Bi.

Для метаморфизованных палеозойских и особенно докембрийских руд, независимо от их принадлежности к аналогам того или иного типа, характерно присутствие сульфоантимонитов Pb (буланжерит, бурнонит, джемсонит, геокронит, менегенит, иорданит, андорит), а также антимонидов и сульфоантимонидов Fe и Ni (гудмундит, брейтгауптит, ульманит, нисбит, бертьерит) (табл. 5), в которых сурьма, возможно, является продуктом разложения первичных блеклых руд.

Можно предполагать, что метаморфическое образование редких минералов происходит в результате по крайней мере трех главных процессов: 1) разложение первичных минералов: теннантит $\leftrightarrow$ арсенопирит + халькопирит + сфалерит + (блелая руда); тетраэдрит $\leftrightarrow$ пирротин (халькопирит) + гудмундит, тетраэдрит $\leftrightarrow$ пирротин + халькопирит + $Sb_{сам}$ + (сфалерит) + (гудмундит) [10], тетраэдрит + галенит $\leftrightarrow$ тетраэдрит + менегенит + халькопирит + сфалерит + арсенопирит + $Ag_{сам}$. [11];

Таблица 5

**Типоморфные минералы в метаморфизованных рудах докембрийских
колчеданных месторождений**

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Сульфиды	Sb и As—Sb сульфосоли		
Пирротин	Fe _{1-x} S	Фрейбергит	(Ag, Cu, Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Кубанит	CuFe ₇ S ₃	Бурнонит	PbCuSbS ₃
Со-пентландит	(Co, Ni, Fe) ₉ S ₈	Менегенит	Pb ₁₃ CuSb ₇ S ₂₄
Ag-пентландит	Ag(Fe,Ni) ₉ S ₈	Буланжерит	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁
Станнин	Cu ₂ FeSnS ₄	Геохронит	Pb ₁₄ (Sb, As) ₆ S ₂₃
Сульфид Pb и Mo	(PbMo)S ₂	Андорит	PbAsSb ₃ S ₆
		Иорданит	Pb ₁₄ (As, Sb) ₆ S ₂₃
		Джемсонит	Pb ₄ FeSb ₆ S ₄
Арсениды и сульфоарсениды		Оксиды	
Арсенопирит	FeAsS	Магнетит	Fe ₃ O ₄
Леллингит	FeAs ₂	Уранинит	UO ₂
Гердорфит	NiAsS	Ганит	ZnAl ₂ O ₄
		Карелианит	V ₂ O ₃
		Щербинаит	V ₂ O ₅
Антимониды и сульфоантимониды		Силикаты	
Гудмундит	FeSbS	Гиалофан-цельзиан	(K, Ba)Al(Si,Al) ₃ O ₈
Бертьерит	FeSb ₂ S ₄		BaAl ₂ Si ₂ O ₈
Нисбит	NiSb ₂	Кимрит	BaAl ₂ Si ₂ (O,OH) ₈ · H ₂ O
Брейтгауптит	NiSb	Анандит	(Ba, K)(FeMg) ₃ · (Si, Al, Fe) ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Ульманит	NiSbS		

3) рассеяние главных (конституционных) рудообразующих элементов (Ba, Zn) с появлением силикатов бария (гиалофана-цельзиана, анандита, кимрита) и цинксодержащих оксидов и силикатов (ганита, ставролита, мусковита и др.): барит + серицит + хлорит $\leftrightarrow$ гиалофан-цельзиан + биотит + (барит).

Закключение. Таким образом, руды вулканогенных колчеданных месторождений отличаются не только содержанием главных (S, Fe, Cu, Zn, Pb, Ba), но и попутных (Co, Ni, Au, Ag, Bi, Te, Se, As, Sb, Hg, Cd, Sn, Ge, V, In, U и др.) компонентов, что отразилось в образовании второстепенных и редких минералов, типоморфных для выделенных типов (табл. 6). С повышением концентрации попутных металлов в рудах возрастает вероятность появления их собственных минералов. По мере усложнения химического состава и связанного с ним минерального состава руд по главным минералам от месторождений типов кипрского и бесси к месторождениям уральского и куроко типов возрастает и разнообразие встречающихся в них редких минералов, причем как за счет появления новых групп, так и за счет появления новых минеральных видов в группах. Как видно на рис. 2, по мере "утяжеления" основных рудообразу-

Таблица 6

Типоморфные минеральные ассоциации в вулканогенных колчеданных месторождениях

Недифференцированные базальтоидные формации		Бимодальные и последовательно дифференцированные базальт-риолитовые формации		
Возраст	Бесси и кипрский типы	Уральский тип	Куроко тип	Возраст
MZ	Сульфиды Арсениды Сульфоарсениды Теллуриды		Сульфиды Ag, Au	KZ
PZ			Сульфоарсениды Сульфоантимониды Сульфовисмутиты	
		Сульфиды Ag, Au Сульфоарсениды Сульфоантимониды	Сульфиды Ag, Au Сульфоарсениды Сульфоантимониды Сульфовисмутиты	PZ
		Теллуриды Ag, Au, Pb, Bi, Hg, Fe, Cu	Теллуриды Ag, Au, Bi, Pb	
PE		Сульфоантимониды Pb-антимониды и сульфоантимониды Fe и Ni		PE—PZ

2) мобилизация рассеянных элементов-примесей с образованием их собственных минеральных видов: V — щербинаита, карелианита, ноланита; U — уранинита; Sn — станнина, теллуруконфилдита; Mo — молибденита и сульфида свинца и молибдена;

ющих металлов в ряду месторождений кипрского и бесси типов к уральскому и далее к типу куроко ($Cu \rightarrow Cu + Zn \rightarrow Cu + Zn + Pb$) происходит вовлечение в рудообразующий процесс все более тяжелых попутных элементов (Te, Sb, Bi), что приводит к образованию минералов, обладающих большими средними атомными

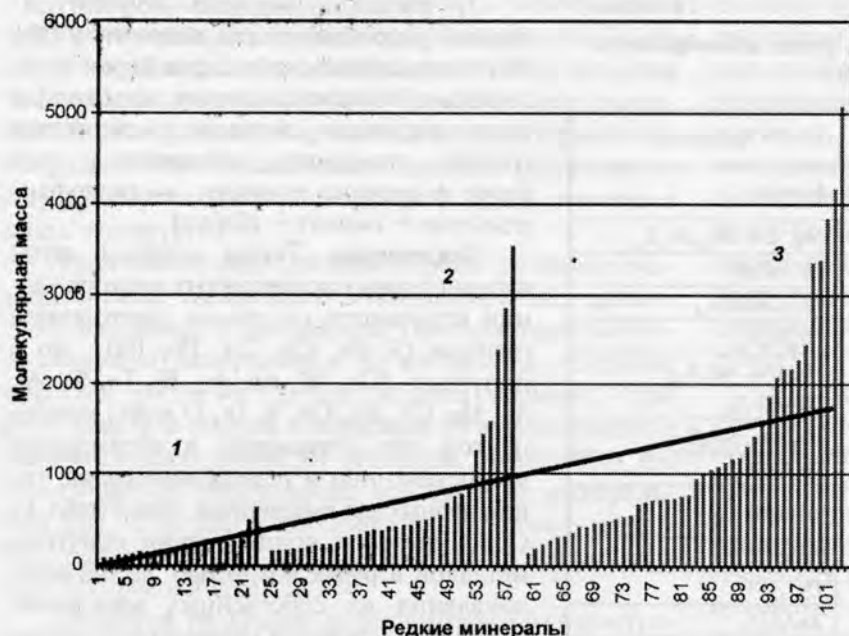


Рис. 2. Молекулярная масса редких минералов в рудах вулканогенных колчеданных месторождений разных типов: 1 — кипрский и бесси, 2 — уральский, 3 — куроко

номерами и молекулярной массой. Такая тенденция, по-видимому, отражает возрастающую роль континентальной коры как возможного источника Pb и других металлов колчеданных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авданин В.В., Сергеева Н.Е. Редкие металлы в эволюционных рядах колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 40—48.
2. Бочек Л.И., Еремин Н.И., Округин В.М. Стибиопирсцит в рудах Стрежанского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Новые данные о минералах СССР. Вып. 26. М., 1978. С. 15—21.
3. Гайский ГОК; геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: ИГТ УрОРАН, 2004.
4. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Нат.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология рудн. месторождений. 2000. № 2. С. 177—190.
5. Еремин Н.И., Сергеева Нат.Е., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В. Благородные металлы в вулканогенных колчеданных месторождениях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 52—59.
6. Еремин Н.И., Сергеева Нат.Е., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В. Кобальт и никель в колчеданных месторождениях недифференцированных базальтоидных формаций // Там же. 2005. №3. С. 22—28.
7. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс, 2002.
8. Конать Е.С., Либарова Л.Е. Рудные формации и типы колчеданных месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 1986. № 1. С. 30—39.
9. Кривцов А.И., Минина О.В., Волчков А.Г. и др. Месторождения колчеданного семейства. Сер.: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М., ЦНИГРИ, 2000.
10. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блёклые руды. М.: Наука, 1983.
11. Сакия Д.Р. Роль блёклых руд в возникновении новообразований в полиметаллических рудах Рудного Алтая // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1995. №3. С. 46—52.
12. Урусов В.С. Теоретическая кристаллохимия. М.: Изд-во МГУ, 1987.
13. Geology of Kuroko Deposits. Mining Geology Special Issue. The Society of Mining Geologists of Japan. Tokyo, 1974. № 6.
14. Mozgova N.N., Krasnov S.G., Batuyev B.N. et al. The first report of cobalt pentlandite from a Mid-Atlantic Ridge hydrothermal deposit // Canad. Mineral. 1996. Vol. 34. P. 23—28.
15. Urabe T. Mineralogical aspects of the Kuroko deposits in Japan and their implications // Mineral Deposite. 1974. N 9. P. 309—324.

Поступила в редакцию
06.06.2006

УДК 552.578(262.81)

М.Н. Соколова, Э.А. Абля

**ИССЛЕДОВАНИЕ БИОМАРКЕРОВ В ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ
ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ**

Введение. Современный подход к изучению и типизации органического вещества (ОВ) пород и горючих ископаемых основан главным образом на определении в них индивидуальных соединений. Это объясняется значительными успехами, достигнутыми в настоящее время в изучении структуры и стереохимии индивидуальных соединений нефти, — идентифицировано около 1000 различных углеводородов (УВ). Важно отметить, что новый уровень исследований был во многом достигнут благодаря хроматомасс-спектрометрии, которая дала возможность осуществлять гораздо более тонкий анализ и разделять с большой точностью индивидуальные углеводороды.

Многие из этих соединений можно рассматривать как хемофоссилии, сохранившие явную структурную связь с исходными биоорганическими молекулами. При диагенезе трансформация исходной органики в нефтяные УВ идет закономерно, о чем остаются свидетельства как в общем составе УВ системы, так и в соотношении отдельных соединений между собой и в их структуре.

Объект наших исследований — донные отложения (ДО), отобранные в акватории Северного Каспия, а также в северной и западной частях Среднего Каспия. Цель работы — выявление признаков возможного углеводородного “дыхания” залежей в приповерхностных условиях на основании изучения молекул-биомаркеров в осадках Северного Каспия. В ходе исследований выполнен анализ фоновое распределения УВ в ОВ современных осадков и аномального распределения УВ в ОВ, вероятно, миграционной природы. Для оценки возможных источников миграционной органики (предположительно залежей нефти) в современных осадках исследованы их геохимические, генетические, катагенетические признаки.

В основе интерпретации данных лежит разделение исследуемого ОВ на сингенетичное (собственное незрелое ОВ современных осадков) и миграционное. В первую очередь в исследуемом ОВ ДО должны проявляться признаки ОВ современных осадков. Одним из таких признаков по распределению индивидуальных УВ может быть, например, резкое преобладание в исследуемом веществе нечетных алканов состава $C_{25,27,29,31}$ [1]. Другой признак — преобладание “биологических” маркеров, т.е. УВ, сохранивших элементы незначительной перестройки биогенных структур, вызванной начальными процессами диагенеза. Признаками выделения миграционного или переотложенного ОВ могут служить нехарактерные для современных осадков высокие параметры зрелости по распре-

делению УВ, наличие соединений, образующихся по мере термокаталитического “созревания” органического вещества при его фоссилизации в ходе преобразования осадков в горные породы.

Нами исследовано 40 образцов донных отложений, отобранных Каспийским научно-исследовательским институтом рыбного хозяйства (КаспНИРХ) на акватории Северного и Среднего Каспия (его северного и западного обрамления). Анализ проб проводился методом хроматографии. В ходе исследований использовался магнитный хроматомасс-спектрометр высокого разрешения “Thermo Finnigan MAT 900 XP”. Основой для интерпретации результатов хроматомасс-спектрометрии послужила идентификация индивидуальных органических соединений.

Методика исследований. Процедура подготовки проб к анализу осуществлялась следующим образом: 150 г предварительно высушенных при комнатной температуре донных отложений трижды экстрагировали хлороформом с помощью ультразвуковой бани. Экстракты объединяли, концентрировали до объема 1–2 мл и наносили на колонку с активированным (при 180°C в течение 4 час) силикагелем. В качестве элюента использовали гексан. Элюат концентрировали до объема 1 мл, после чего вводили в хроматограф. При газохроматографическом анализе газом-носителем был гелий, скорость потока которого составляла 30 см/с при 100°C. Для деления экстракта использовали капиллярную кварцевую колонку длиной 60 м при внутреннем диаметре 0,25 мм с 15 μ м слоем фазы DB-1701 (14%-ный цианопропилфенилсиликон). Скорость изменения программируемой температуры термостата колонок составляла 4°C/мин, начальная температура 60°C, конечная — 300°C, время программирования — 77 мин, изотермический режим при 300°C — 30 мин. Условия масс-спектрометрического анализа: энергия ионизации составляла 70 эВ (EI), диапазон сканируемых масс — 50–700 дальтон, скорость сканирования — до 2000 AMU/c, температура ионного источника — 250°C.

Компьютерная обработка полученных результатов проводилась в системе X-Calibur. Для идентификации соединений использовались библиотеки масс-спектров WILEY и NIST, а также данные процессов масс-фрагментации. Идентификация соединений проводилась на основании измерения площадей пиков на масс-хроматограммах, построенных по ионам характерных анализируемых соединений. Интенсивный пик с $m/z = 191$ обычно соответствует три-, тетра- и пентациклическим терпанам, $m/z = 217$ —

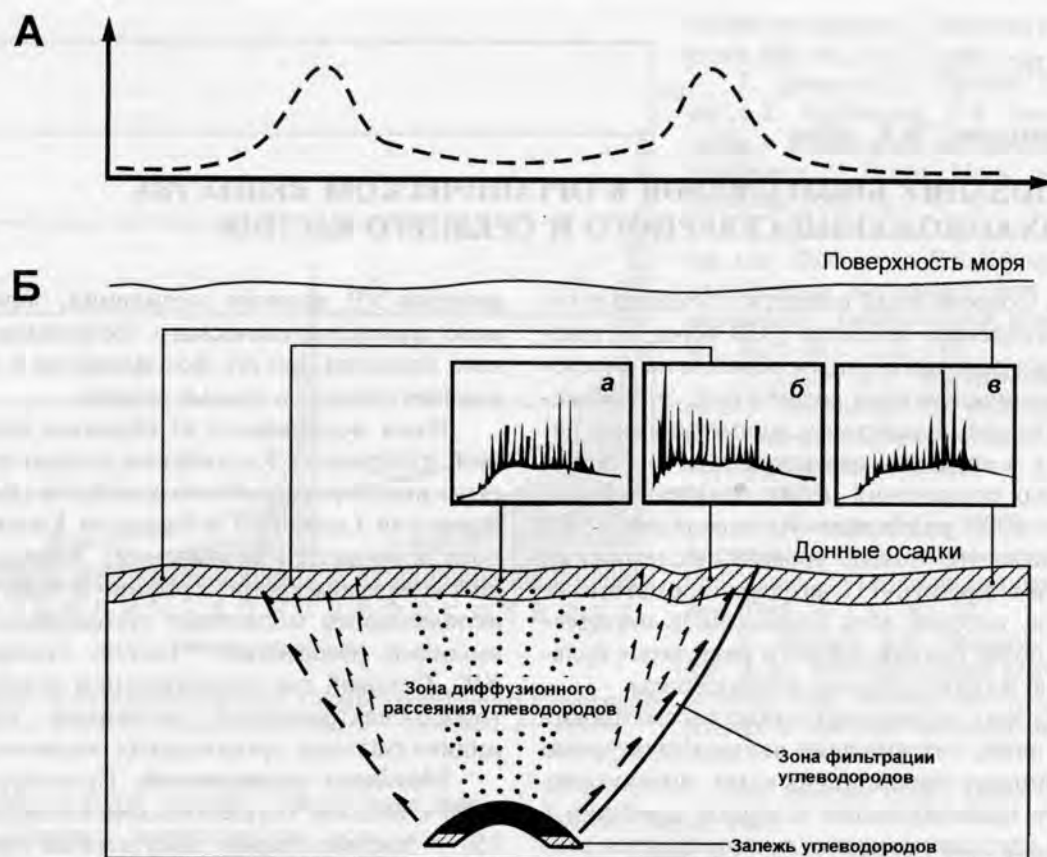


Рис. 1. Схема формирования состава и распределения углеводородов в донных отложениях: А — пространственная локализация геохимических аномалий фильтрующихся углеводородов; Б — возможная схема поступления глубинных УВ в донные осадки: а — распределение алканов в ОВ смешанного типа (ОВ современных осадков и миграционное ОВ с преобладанием первого); б — распределение алканов в ОВ преимущественно миграционной природы; в — распределение алканов в ОВ современных осадков

стеранам, $m/z = 218$ — изостеранам, $m/z = 259$ — диастеранам, $m/z = 192$ — метилфенантренам, $m/z = 198$ — метилдибензотиофенам.

Методика интерпретации полученных данных. Методика обоснования тех или иных интерпретационных геохимических параметров основана на идентификации УВ, концентрация которых зависит от геохимии исходного ОВ или, например, от таких факторов, как термальный стресс и степень преобразования вещества. Поэтому для объективности корреляции полученных данных в работе использовались относительные, а не абсолютные величины распределения исследуемых УВ. Дифференциация ОВ проводилась на основе изучения алканов, циклоалканов и некоторых ароматических УВ.

На рис. 1 представлена возможная схема формирования состава УВ ДО, показывающая возможность выделения двух основных типов изучаемого вещества: незрелого (ОВ современных осадков; рис. 1, в) и зрелого (миграция нефтяных УВ; рис. 1, б) [1, 5]. В ходе работы исследовался экстракт ОВ донных отложений Каспийского моря, в котором возможно присутствие смешанного ОВ современных осадков и ОВ миграционной природы (рис. 1, а). В современных осадках всегда присутствует незрелое ОВ 1-го типа. Если в исследуемых образцах ДО проявляются признаки термически преобразованных УВ 2-го типа, то мы с уверенностью относили их к миграционным.

Для различения вещества разных типов нами использовался комплекс признаков, подробно обсуждавшихся в работах [1, 3, 4, 6, 7]. Для оценки геохимических показателей типов исходного ОВ, палеофациальных условий его седиментации и степени термогенного преобразования рассматривались соотношения отдельных терпановых УВ, стеранов и их эпимеров, а также некоторых ароматических УВ. Более подробно использование этих показателей описано в разделе интерпретации данных.

Краткое описание района исследований. Современный бассейн Каспийского моря представляет собой субмеридионально ориентированную позднечетвертичную депрессию, пересекающую с севера на юг вкрест простирания разнородные и разновозрастные древние структурные элементы: Прикаспийскую впадину докембрийской Восточно-Европейской платформы, область тектонического сопряжения Скифской и Туранской палеозойско-мезозойских плит (Скифско-Туранскую платформу) и Терско-Каспийский прогиб, структуры Альпийского горно-складчатого пояса с его межгорными прогибами, включая Южно-Каспийскую мегавпадину [2].

Осадочная толща изучаемого региона сильно тектонизирована. Тектонические нарушения приурочены к различным комплексам осадочного чехла и имеют разное простирание и глубину проникновения

от фундамента до кайнозойских отложений. Детальные сейсмические исследования осадочного чехла указывают на множество зон повышенной проницаемости, среди которых отмечены безамплитудные тектонические нарушения, часто секущие крупные системы разломов.

Среди крупнейших систем разломов, разделяющих платформенные и орогенные области и наиболее значимых для понимания структуры фундамента и осадочного чехла акватории, прежде всего следует выделить Донецко-Астраханскую и Южно-Эмбенскую, Аграхан-Атыраускую, а также фронтальную систему Кавказского орогена. Наибольшая глубина погружения фундамента в Северном Каспии составляет около 16 км.

Осадочный чехол Северного Каспия разделяется на следующие комплексы: *подсолевой* девонско-каменноугольный, или нижнепермский (докунгурский), преимущественно карбонатный, залегающий на рифей-нижнепалеозойской толще предположительно терригенного состава и местами на размытой поверхности допалеозойского фундамента; *соленосный* нижнепермский (кунгурский); *надсолевой* верхнепермско-кайнозойский терригенный, который по условиям формирования, залегания и составу отложений распадается на ряд подкомплексов — от верхнепермско-триасового до кайнозойского [2].

В Среднем Каспии осадочный чехол представлен пермско-триасовым, в основном терригенным комплексом, а также юрским карбонатно-терригенным; нижнемеловым, преимущественно терригенным; верхнемеловым-эоценовым, преимущественно карбонатным и олигоцен-миоценовым терригенным комплексами.

Основными структурными элементами осадочного чехла в исследованной области Каспийского моря и прилегающих территорий являются: 1) структурные элементы *Восточно-Европейской платформы* — Астраханская система поднятий, Южно-Эмбенская система прогибов, Укатненская (Усть-Волжская) система впадин, морские продолжения Каракульско-Смушковской системы дислокаций и Южно-Эмбенской системы поднятий; 2) элементы *Скифско-Туранской подвижной платформы* — морское продолжение кряжа Карпинского-Бузачи с Промыслово-Бузачинской и Каспийско-Лаганской зонами поднятий, а также Джанайско-Зюдевской зоной прогибов; морское продолжение Тюбкараганского вала; элементы северного обрамления Среднекаспийской синеклизы (морское продолжение Восточно-Манычского прогиба, Бикеш-Башкудукской ступени, а также Жемчужная ступень и северная часть Сегендыкского прогиба); элементы Терско-Каспийского краевого прогиба (Восточно-Дагестанская ступень, Кизлярская впадина, впадина Ачису).

Нефтегазоносность *Северо-Каспийского нефтегазового бассейна* связана с подсолевым и надсоле-

вым комплексами пород и с двумя основными типами ловушек. Ловушки первого типа связаны с галокинезом в кунгурской соленосной толще и представляют собой антиклинали, возникшие над соляными диапирами, штоками и подушками разной формы, а также ловушки компенсационных форм в межкупольных пространствах. Другой тип — ловушки, связанные с рифовыми постройками на карбонатных платформах девон-каменноугольного возраста. Для *Промыслово-Бузачинской зоны* и *Среднекаспийского бассейна* характерны складчатые и сводовые ловушки, развитые в мезозойских карбонатных и терригенных отложениях [2].

Интерпретация распределения углеводородов в органическом веществе донных отложений Северного Каспия, а также северного и западного обрамления Среднего Каспия. В ходе работы по изучению биомаркеров в ОВ ДО северной и средней частях Каспийского моря были получены данные о содержании и распределении индивидуальных УВ.

Геохимические показатели преобразованности ОВ. Распределение алкановых УВ $C_{15}-C_{35}$ может быть обусловлено множеством факторов. К основным факторам, обусловившим формирование состава алканов, относятся тип исходного ОВ, фракционирование УВ при миграции и характер преобразования ОВ начиная с начальных этапов диагенеза. В распределении алкановых УВ есть яркие индикаторы степени преобразованности ОВ. Незрелое вещество характеризуется преобладанием четных *n*-алканов в низкомолекулярной части. На начальных стадиях диагенеза в распределении УВ выявляется четкое преобладание нечетных УВ ряда $C_{23,25,27,29}$. С увеличением степени зрелости максимумы в распределении четных и нечетных *n*-алканов сглаживаются и наблюдаются равномерно высокие концентрации тех и других типов соединений [1].

Для ОВ большей части исследованных нами образцов основные максимумы в распределении *n*-алканов приходятся на C_{12-18} либо на $C_{23,25,27,29}$ (рис. 2, а). Таким образом, здесь преобладает незрелое вещество современных осадков. Среди изучаемой коллекции также выделяются пробы с отчетливым нефтяным обликом, т.е. с характерным распределением *n*-алканов и четкими соотношениями изоалканов — пристана (*i*- C_{19}) и фитана (*i*- C_{20}), а также *i*- C_{19}/n - C_{17} и *i*- C_{20}/n - C_{18} (пробы 15, 17, 19, 25, 29) (рис. 2, в). В пробах 2, 4—6, 10, 12, 14 наблюдается смешение зрелого и незрелого вещества (рис. 2, б).

Как уже отмечалось выше, в процессе катагенеза изменяется исходная (“биологическая”) конфигурация УВ. Это отражается и на соотношениях изомеров УВ. В таблице показано распределение основных коэффициентов зрелости ОВ в исследуемых осадках. Также была составлена сводная карта-схема, на которой отображены основные структурные нарушения осадочного чехла в сочетании с фоном перспектив-

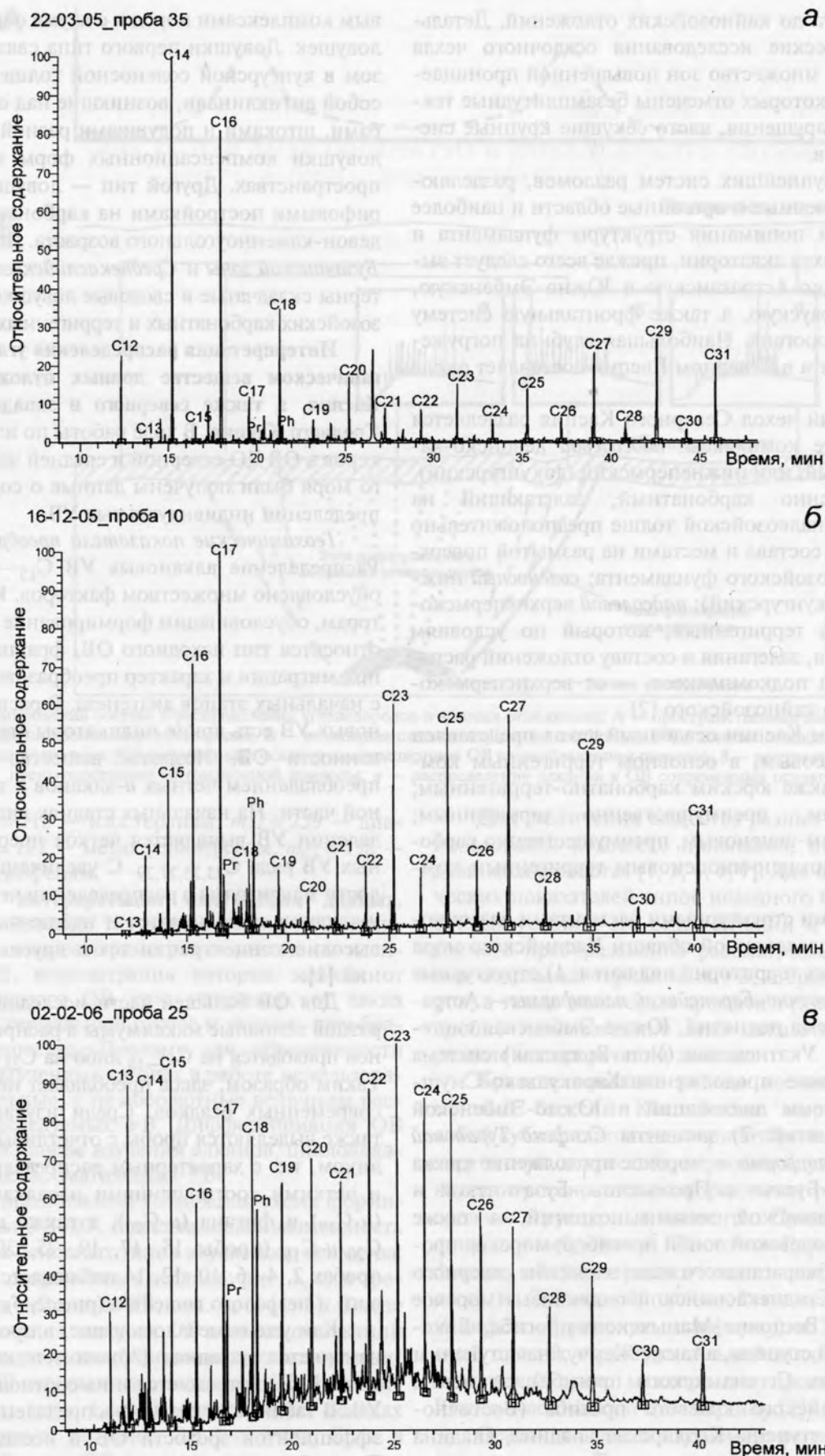


Рис. 2. Пример распределения алканов в разных типах ОВ донных осадков исследуемого региона: а — незрелое ОВ современных осадков; б — смешение ОВ современных осадков и ОВ миграционной природы; в — ОВ миграционной природы

ных структур и месторождений исследуемого региона и точками отбора проб (рис. 3).

С повышением температуры недр термодинамически менее устойчивые “биологические” стераны, имеющие при 20-м углеродном атоме 20R-конфигурацию, трансформируются в более стабильные с 20S-конфигурацией. В связи с этим соотношение стереохимических эпимеров $5\alpha 14\alpha 17\alpha$ -стеранов 20S/20S+20R (как правило, состава C_{29}) можно использовать для оценки степени катагенетического преобразования ОБ и определении стадии генерации им нефти. При переходе от незрелого ОБ к слабопреобразованному значение этого параметра возрастает от 0,01 до 0,25, а на начальных стадиях катагенеза достигает значений 0,5–0,55, соответствующих равновесным [4]. Дальнейшее созревание ОБ не приводит к изменению значения параметра выше достигнутого равновесного уровня (превышение этих значений может свидетельствовать, в том числе, и о селективном удалении стерана $5\alpha 14\alpha 17\alpha$ 20R бактериями).

Распределение УВ “зрелости” в ОБ исследованных осадках оказалось несколько неожиданным. Значения коэффициента $C_{29}S/C_{29}S+R$ для исследуемого ОБ лежат в диапазоне 0,44–0,55 (таблица), что не соответствует величинам, типичным для условий раннего диагенеза ОБ современных осадков, а предполагает более глубокую степень преобразования. Равновесные значения характерны для ОБ ДО проб 1, 3, 6, 10, 16, 25, 28, 29, 31, 32, 34–36, 38, 40. В пробах 7, 11, 14, 22, 33, 37, 39 наблюдается превышение равновесного уровня, что может быть связано с селективным удалением α -стерана бактериями.

Другой стерановый параметр, также использующийся для оценки термической зрелости УВ, — соотношение между новообразованными в катагенезе изостеранами и исходным имеющим биологическую структуру стераном $5\alpha 14\beta 17\beta(20S+20R)/(5\alpha 14\beta 17\beta(20S+20R)+5\alpha 14\alpha 17\alpha(20R+20S))$ [4, 7]. Использование этого параметра особенно эффективно при высоких стадиях катагенеза. Величина этого отношения может увеличиваться с развитием катагенетических преобразований ОБ до 0,85, что соответствует равновесному значению параметра. Из общего распределения соотношения изостеранов и биостеранов в ОБ исследуемых осадков видно, что показатели коэффициента для основной

Распределение коэффициентов “зрелости” ОБ в ДО Северного Каспия, а также северной и западной частей Среднего Каспия

Номер пробы	$\alpha 29S/\alpha 29S+\alpha 29R$	$\beta 29(S+R)/\alpha 29(S+R)+\beta 29(S+R)$	T_s/T_m	$31S/31S+31R$	$M30/H30$
1	0,55	0,55	0,49	0,47	
2			0,50	0,40	
3	0,54	0,56		0,63	
4			0,54	0,36	0,17
5	0,48	0,58	1,25	0,56	0,50
6	0,54	0,58	1,41	0,50	0,10
7	0,57	0,60	0,56	0,49	0,18
8			2,33		
9	0,48	0,57	1,60	0,46	0,25
10	0,54	0,53	0,53	0,48	
11	0,59	0,55	0,69	0,44	
12	0,44	0,55	1,63	0,41	0,22
13	0,44	0,56	0,96	0,74	
14	0,57	0,53	0,49	0,46	0,31
15			0,72	0,60	
16	0,54	0,51	0,85	0,53	
17			0,88	0,43	0,15
18	0,44	0,54	0,32	0,51	
19			0,70	0,56	0,13
21	0,47	0,56	0,55	0,58	0,18
22	0,67	0,57	0,67	0,43	0,14
23	0,56	0,55	0,55	0,60	
24	0,47	0,55	0,54	0,62	0,23
25	0,50	0,59	1,04	0,59	0,13
26				0,52	
27	0,46	0,58	0,63	0,60	0,13
28	0,50	0,54	0,55	0,62	0,10
29	0,52	0,71	1,39	0,58	0,13
30	0,46	0,53	0,53	0,58	0,18
31	0,54	0,61	0,93	0,59	0,14
32	0,52	0,58		0,63	0,24
33	0,57	0,57	0,45	0,60	
34	0,51	0,52	0,77	0,51	0,21
35	0,51	0,52	0,55	0,50	0,32
36	0,54	0,50	0,68	0,51	0,35
37	0,59	0,49	0,65	0,59	0,23
38	0,53	0,49	0,63	0,51	0,34
39	0,60	0,52	0,57	0,53	0,27
40	0,53	0,62	0,34	0,53	0,36

Примечание. Полуужирный курсив — высокие показатели коэффициентов зрелости ОБ; курсив — повышенные значения параметров.

части образцов лежат в диапазоне 0,5–0,6 (таблица), что соответствует начальной стадии мезокатагенеза ОБ. Максимальные показатели параметра наблюдаются для проб 29 (0,71), 40 (0,62), 31 (0,62) и 7 (0,60). Это означает, что исследуемое ОБ достаточно преобразовано и близко к средней стадии мезокатагенеза.

Среди терпановых УВ наибольшее значение для оценки термической зрелости ОБ имеют два эпимера трисноргопана состава C_{27} —18 α (H) и 17 α (H). Первый из них (T_s) термически более стабилен, чем второй (T_m). Их отношение возрастает от очень низких величин в незрелых битумоидах и нефтях, достигая 1 в

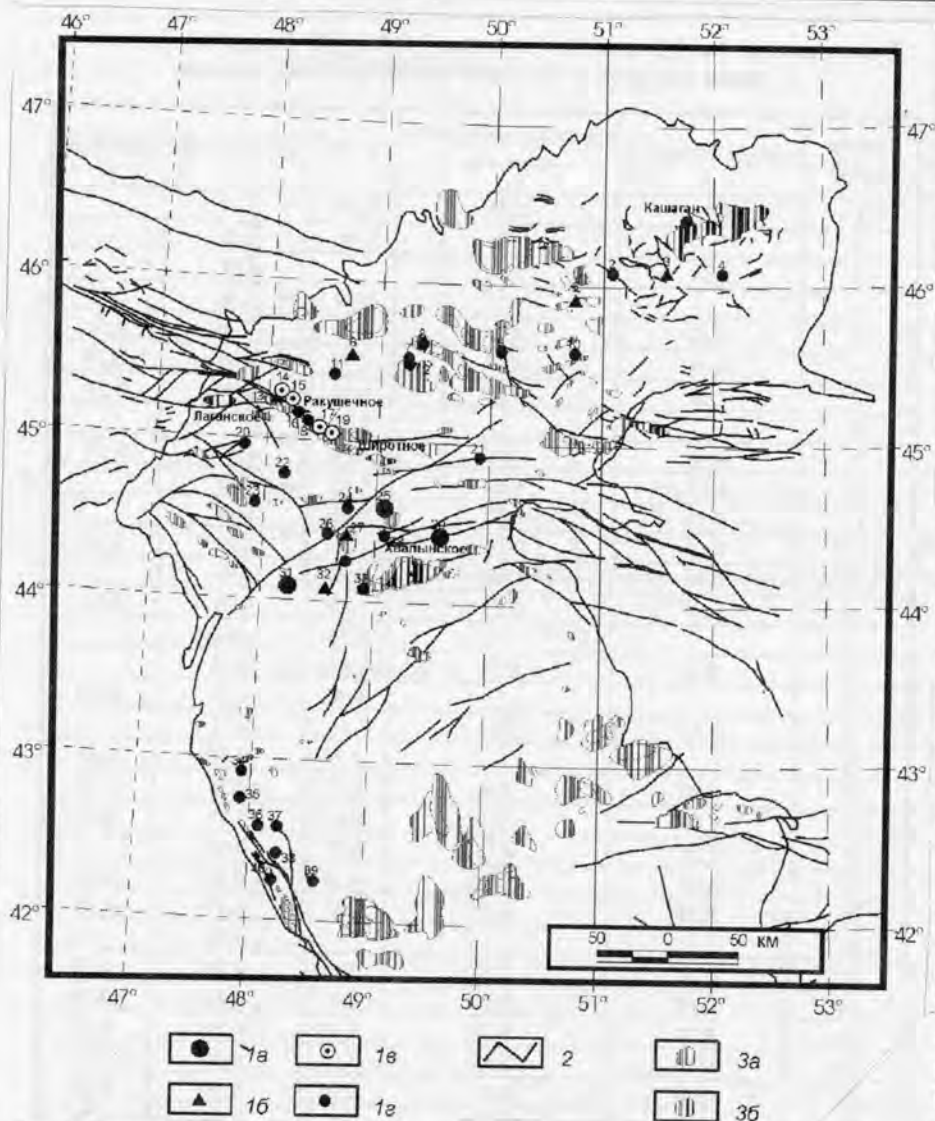


Рис. 3. Схема размещения точек опробования в районе исследований: 1 — точки отбора проб и их номера (а — с характерным нефтяным облик и высокими показателями термического преобразования органического вещества, б — с повышенными показателями термического преобразования органического вещества, в — с нечетко выраженными показателями термического преобразования органического вещества, но характерным нефтяным облик в распределении алканов, г — с низкими показателями термического преобразования органического вещества); 2 — тектонические нарушения, приуроченные к пермско-триасовым, юрским и меловым осадочным комплексам; 3 — структуры Северного и Среднего Каспия (а — перспективные структуры, б — месторождения)

средней части главной зоны нефтеобразования (ГЗН) и 5—10 — на поздних стадиях катагенеза [4]. Как указывалось выше, значения этого соотношения могут возрастать при наличии глинистых минералов (катализаторов) в породах, гиперсолености вод, низких значениях Eh среды осадконакопления. Значения соотношений эпимеров для ОВ исследуемых осадков лежат в диапазоне 0,32—1,63 (таблица). Большая часть показателей лежит в области до 0,55. Мы предполагаем, что показатель начального уровня ГЗН для ОВ исследуемых осадков лежит в области значений $T_s/T_m=0,6\pm0,7$. Исходя из этого выделяются высокие значения параметра в ОВ донных отложений проб 5, 6, 9, 12, 13, 16, 17, 25, 29, 31. Таким образом, для ОВ указанных проб характерно вступление и прохождение уровня средней части ГЗН. Для проб 11, 15, 19, 25,

34 коэффициент имеет повышенные значения, которые попадают в диапазон 0,69—0,77. Очень высокий показатель коэффициента зрелости (2,33) появляется в ОВ ДО пробы 8, что скорее всего может быть связано с бактериальным селективным удалением $17\alpha(H)$ -трисноргопана. В остальных образцах по рассматриваемому параметру ОВ еще не достигло уровня ГЗН.

Соотношения 22S и 22R ($22S/22S+R$) изомеров для гомогопанов состава C_{31} и C_{32} используются для оценки зрелости ОВ пород на начальных этапах катагенеза. Значения параметра, равные 0,57—0,62, соответствуют равновесным. Рассчитанный в работе коэффициент $C_{31}S/C_{31}(S+R)$ попадает в границу равновесия для ОВ ДО проб 15, 21, 23—25, 27—33, 37 (таблица). Для проб 3 и 13 рассматриваемый коэффициент выше равновесного, что может быть связано уже не с начальными этапами преобразования ОВ.

Для оценки степени термической зрелости также используется отношение моретанов к гопанам. Конфигурация $17\beta 21\alpha$ -гопанов (моретаны) менее стабильна, чем $17\alpha 21\beta$ -гопанов, поэтому величины соотношения $M30/H30$ и $M29/H29$ уменьшаются с повышением термической зрелости ОВ материнских пород. Так, значения C_{30} -моретан/ C_{30} -гопан примерно равны 0,8 в незрелых битумоидах, меньше или равны 0,15 на средних стадиях катагенеза ОВ, приблизительно равны 0,05 в сильно-преобразованных нефтях. Высокая зрелость исследуемого вещества донных отложений характерна для проб 6, 17, 19, 22, 28, 29, 31, где моретановый индекс не превышает значения 0,15.

Также более устойчивы к термальному стрессу некоторые ароматические соединения. Так, 4-метилдibenзотиофен более устойчив, чем 1-метилдibenзотиофен. Показатели отношения $4MDBT/1MDBT$ в исследуемых образцах составляли 4,2—8,4, т.е. наблюдалось преобладание термоустойчивого гомолога дибензотиофена.

На основании анализа полученных данных по распределению показателей термической преобразованности вещества (таблица) выделены пробы, для которых весь комплекс показателей указывает на четкое преобладание вещества миграционной природы (25, 29, 31), а также пробы, для которых отмечаются

повышенные показатели зрелости ОВ (5, 6, 9, 13, 32). Как видно на рис. 3, осадки, в ОВ которых отмечаются высокие показатели "зрелости", соответствуют области тектонических нарушений и соседствуют с перспективными локальными структурами и выявленными нефтяными месторождениями.

Интересно расположение проб, в ОВ которых был зафиксирован нефтяной облик распределения алканов (пробы 14, 15, 17, 19), но при изучении показателей преобразованности вещества осадков в ряде образцов не удалось определить стерановые соотношения вследствие низкого содержания этих биомаркеров. При сопоставлении с тектоническими нарушениями и нефтегазоконденсатными структурами изучаемого района (рис. 3) исследуемые образцы попадают в область нефтегазоконденсатных месторождений Лаганское и Широтное и непосредственно на месторождение Ракушечное.

Состав и условия осадконакопления исходного органического вещества. Надежным индикатором типа исходного органического вещества является распределение стерановых УВ состава C_{27} , C_{28} , C_{29} . Это объясняется тем, что относительное содержание этих гомологов не изменяется по мере созревания ОВ, при этом преобладание каждого из них, по мнению многих исследователей, способно с большой долей вероятности указать на преимущественный состав исходного ОВ. Формирование стеранов C_{28} связывают со стеролом фитопланктона — преимущественно в диатомовых и зеленых водорослях. Морские организмы фанерозоя синтезируют преимущественно стеролы с числом атомов углерода C_{27} , тогда как высшие растения — с C_{29} . Те и другие в процессе постседиментационных преобразований захороненного ОВ трансформируются в соответствующие стераны (C_{27} и C_{29}). Таким образом, преобладание C_{29} -гомолога указывает на большой вклад в исходное ОВ наземной растительности, в то время как доминирование стеранов C_{27} и C_{28} свидетельствует о значительном вкладе зоопланктона и водорослевого ОВ морского генезиса [7].

В работе при расчетах использовалась сумма изо-стеранов $5\alpha 14\beta 17\beta (20S+20R)$. С помощью программного пакета Grapher 5 построена треугольная диаграмма соотношения стерановых УВ состава C_{27} , C_{28} , C_{29} в ОВ ДО Северного Каспия (рис. 4).

Из диаграммы видно, что для большинства исследованных образцов соотношение $C_{27}\alpha\beta\beta(S+R):C_{28}\alpha\beta\beta(S+R):C_{29}\alpha\beta\beta(S+R)$ лежит в области 30:30:40. Таким образом, исследуемое ОВ имеет в основном смешанный тип происхождения с несколько большим вкладом в его формирование высшей наземной растительности. Исключением могут быть две точки, соответствующие пробам 31 и 38, для ОВ которых характерно четкое преобладание C_{29} -гомолога, что свидетельствует о вкладе гумусовой органики. В формировании ОВ ДО проб 25 и 27 отмечается несколько больший вклад зоопланктона и водорослей.

Высокие значения ($\gg 1$) соотношения гомогпанов $C_{35}(22S+22R)/C_{34}(22S+22R)$ указывают на резко восстановительные условия осадконакопления и диагенеза. Этот же параметр интерпретируется и как индикатор условий накопления карбонатной материнской матрицы [4, 7]. Содержание в ОВ осадков C_{35} - и C_{34} -гомологов низкое, оно не превышает 0,87, что свидетельствует об отсутствии резко восстановительных условий осадконакопления.

На восстановительные условия осадконакопления и диагенеза также указывают более высокие концентрации высокомолекулярных гомогпанов C_{33} — C_{35} по сравнению с низкомолекулярными гомологами. Рассчитанное в работе соотношение $C_{35}S/C_{31}S$ ("гомопановый индекс") практически для всех исследованных образцов ДО Северного и Среднего Каспия не достигало 0,3, что также указывает на отсутствие анаэробной восстановительной среды осадконакопления.

Показатели *пристан/фитан* (Pr/Ph), а также *пристан/н-С₁₇* и *фитан/н-С₁₈* отражают геохимические обстановки осадконакопления и преобразованности ОВ. В исследованных образцах соотношение Pr/Ph не превышало единицы, т.е. наблюдалось преобладание фитана над пристаном. Полученное распределение указывало на аквагенное вещество отложений при слабовосстановительной обстановке диагенеза.

Повышенные концентрации трициклических $i24$ терпанов относительно $i23$ связывают с глубоководными морскими условиями осадконакопления. ОВ всех исследованных образцов характеризуется значениями коэффициента $i23/i24 \geq 1$, из чего можно заключить, что глубоководных условий осадконакопления и накопления ОВ в рассматриваемом регионе не было.

Высокие концентрации трициклических терпанов $i28$ — $i29$ по отношению к трисноргану C_{27} (Ts) свидетельствуют об участии морских водорослей в накоплении ОВ [7]. Такая картина наблюдается для большинства исследованных проб из северной и западной частей Среднего Каспия, а также из Северного Каспия — на морском продолжении Промышленно-Бузачинской и Каспийско-Лаганской зон поднятий и Джанайско-Зюдевской зоны прогибов. Для большинства проб рассматриваемый показатель превышает единицу.

Заметная примесь континентального сноса в дельтах больших рек ведет к образованию 18α - и 18β -олеананов — соединений, предшественниками которых являются олеанены, генерируемые в пыльце покрытосеменными растениями молодого возраста. В исследуемых образцах олеананы не обнаружены, но были зафиксированы олеанены, что свидетельствует о преимущественно современной природе изучаемого ОВ. В образцах с предполагаемым миграционным поступлением УВ отсутствие олеананов можно связать либо с материнской толщей, формирующейся вдали

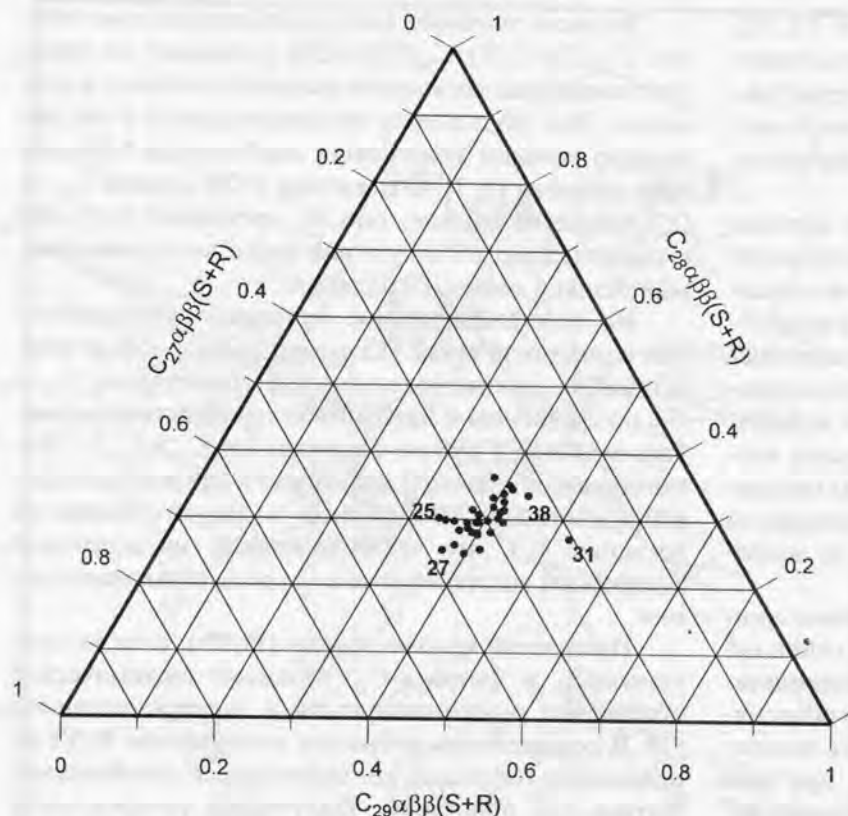


Рис. 4. Диаграмма соотношения изостеранов состава C_{27} , C_{28} , C_{29} в ОВ донных отложений Северного Каспия

от источника сноса континентального материала, либо определить возраст этой толщи как домеловой.

Нефти, генерированные преимущественно из континентального ОВ мезозойско-кайнозойского возраста, часто имеют повышенные концентрации гаммалупана, олеанана и тетрациклического терпана состава T_{24} . Поскольку гаммалупан и олеанан в исследованных образцах не обнаружены, а концентрация терпана C_{24} не повышена, можно предположить, что питающая материнская толща не имела резко континентального облика.

Литолого-фациальные обстановки осадконакопления и диагенеза. К важнейшим фациальным условиям, влияющим на состав биомаркеров, следует прежде всего отнести литофациальный состав генерирующей породы. Так, в ОВ, образованном в терригенных (глинистых) породах, присутствуют как регулярные стераны C_{27} , C_{28} и C_{29} , так и диастераны. В ОВ карбонатных отложений перегруппированные стераны практически отсутствуют. Важно, что диастераны образуются главным образом на ранних стадиях диагенеза, а изостераны — постоянно по мере катагенетического созревания ОВ. Эта закономерность объясняется тем, что в терригенных породах присутствуют природные катализаторы (глина, т.е. алюмосиликаты), способствующие образованию диастеранов [6, 7]. В исследуемом ОВ донных отложений диастераны присутствовали в существенных концентрациях во всех пробах. По соотношению DIA/REG для большинства проб полу-

чены показатели, характеризующие ОВ пород, содержащих глинистые минералы. Очень низкие значения соотношения диа- и регулярных стеранов характерны для ОВ карбонатных пород. Для исследуемых проб такие величины коэффициента не обнаруживаются, но для серии проб из западной части Среднего Каспия наряду с глинистой матрицей возможно наличие и карбонатной.

Похожую интерпретацию можно предложить и для распределения ароматических УВ — используется отношение дибензотиофена ($m/z = 184$) к фенантрону ($m/z = 178$) [6]. Так, значения $DBT/Phen > 1$ определяются карбонатной матрицей ОВ. В нашем случае все соотношения менее 1, поэтому наличие ярко выраженной карбонатной матрицы отсутствует.

Для интерпретации литофациального состава генерирующей ОВ породы также можно использовать отношение 4-метилдибензотиофена к фенантрону. Таким образом, для ОВ, генерированного карбонатными породами, значения коэффициента $4MDBT/Phen$ будут лежать в области $4,2-8,3$, кремнистыми — $0,3-1,8$; глинистыми — не более $0,38$ [6].

Соотношение рассматриваемых соединений в пробах не превышает $0,18$. Таким образом, по данному показателю исследуемое ОВ накапливалось в глинистых породах.

Кроме того, в ОВ исследуемых образцов среди группы дибензотиофенов наблюдалось преобладание пиков дибензотиофена и его монометилзамещенных гомологов (4-метилдибензотиофен, 3-метилдибензотиофен, 2-метилдибензотиофен и 1-метилдибензотиофен). Среди последних в свою очередь преобладал 4-метилдибензотиофен. Такая картина распределения рассмотренных в ходе работы сероорганических соединений характерна для ОВ, генерированного терригенными породами.

По относительному распределению трициклических терпанов также можно судить о литофациальном составе исходной генерирующей ОВ породы. Так, низкое содержание этих УВ состава $C_{26}-C_{30}$ по отношению к $C_{19}-C_{25}$ свидетельствует, что исходными нефтематеринскими породами были карбонатные. Образование же нефтей в других обстановках приводит к равенству содержания УВ состава $C_{19}-C_{25}$ и $C_{26}-C_{30}$. В исследованных нами образцах не наблюдаются критически низкие значения суммы трициклических терпанов состава $C_{26}-C_{30}$, т.е. чисто карбонатные генерирующие ОВ толщи отсутствуют [7].

В бассейнах со сверхсоленой фациальной обстановкой благодаря воздействию галлофильных бактерий происходит образование гаммацера. Гаммаце-

ран — это тритерпан C_{30} , образовавшийся из тетрахи-манола — липида, замещающего стероиды в мембранах определенных простейших, фототрофических бактерий и некоторых других организмов [4, 7]. В исследованных образцах гаммацеран практически не наблюдается. Это соединение было обнаружено лишь в небольшом количестве в ОВ донных отложений в пробах 10, 12, 14, 29.

Доминирование тетрациклического терпана состава C_{24} над гопаном C_{30} (отношение больше 1) характерно для нефтей, генерированных ОВ карбонатных и эвапоритовых пород. В исследованных образцах ОВ донных отложений Северного Каспия это не наблюдается, значения отношения составляют 0,04–0,21.

Норгопан (C_{29}) и гопан (C_{30}) — доминирующие тритерпаны нефтей и ОВ пород. Значения отношения этих УВ в органическом веществе карбонатов и генерированных ими нефтях возрастают до 1 и выше. В исследуемых образцах такое превышение не наблюдается.

Выводы. 1. Большинство исследуемых проб донных отложений характеризуется фоновым распределением УВ в ОВ современных осадков. В ряде проб наблюдалось смешение ОВ собственно осадков и вещества миграционной природы, в результате чего были зафиксированы аномалии УВ-флюидов, фильтрующихся по зонам повышенной проницаемости. В отдельных пробах наблюдается явное преобладание УВ миграционной природы.

2. В ОВ большинства исследованных образцов распределение УВ-биомаркеров не типично для ОВ современных осадков. Соотношения стереохимических эпимеров стеранов и изомеров гомогопанов не соответствуют показателям для условий раннего диагенеза ОВ современных осадков. Полученные данные указывают на более глубокую степень его преобразования. Такое распределение, очевидно, связано с повсеместным, хотя в основном незначительным проявлением миграционных УВ на общем фоновом распре-

делении ОВ. Вероятно, это связано с постоянно функционирующей мощной толщей осадочного чехла. Процессы генерации УВ фиксируются в верхних горизонтах чехла преимущественно по следам их диффузионного перемещения.

3. ОВ трех проб донных отложений (25, 29 и 31), отобранных из области Восточно-Дагестанской ступени и Тюб-Караганского вала, оказалось сильно преобразованным. Весь комплекс показателей термической преобразованности вещества указывает на четкое преобладание миграционной компоненты в составе углеводородов ОВ ДО. Для проб 25 и 29 это также подтверждается наличием нефтяного облика в распределении алканов. Места отбора проб соответствуют области тектонических нарушений и находятся в зоне перспективных структур и выявленных месторождений. Нефтяной облик ОВ этих объектов может являться следствием “дыхания” залежи.

В меньшей степени это проявляется для ОВ в пробах 5, 6, 13, 27, 32. Для данного ОВ отмечается все же преобладание ОВ современных осадков.

4. В зоне Каспийско-Лаганского порога в донных отложениях зафиксирован нефтяной облик распределения нормальных алканов. При изучении показателей зрелости исследуемого вещества осадков не удалось определить стерановые соотношения вследствие низкого содержания этих биомаркеров. Западнее и восточнее на одной оси находятся известные нефтегазовые месторождения Лаганское и Широное. Кроме того, две точки ложатся на область газоконденсатного месторождения Ракушечное. Такое распределение УВ может быть связано с тем, что источником миграционной компоненты УВ могут служить нижележащие перспективные залежи газоконденсата с близким фазовым составом.

5. ОВ исследуемых осадков образовывалось в окислительно-слабовосстановительных прибрежно-морских условиях накопления терригенных осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барташевич О.В., Зорькина Л.М., Зубайраев С.Л. и др. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1980.
2. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра-Бизнесцентр, 2004.
3. Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003.
4. Нечаева О.Л., Ботнева Т.А., Дахнова М.В. и др. Современные представления об информативности показателей генетической типизации нефтей // Геология, методы

поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. Вып. 3. М.: Геоинформмарк, 1998. С. 1–52.

5. Старобинец И.С., Петухов А.В., Зубайраев С.Л. и др. Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений. М.: Недра, 1993.

6. Чухмачев В.А., Виноградова Т.Л. Геохимические показатели фациально-генетических типов исходного органического вещества // Геохимия. 2003. № 5. С. 554–560.

7. Peters K., Moldowan J. The biomarker guide. Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments. New Jersey, 1993.

Поступила в редакцию
12.09.2006

УДК 548.0

В.С. Урусов, Т.Г. Петрова, Е.В. Леоненко, Н.Н. Еремин

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ, СВОЙСТВ И СТАБИЛЬНОСТИ ТВЕРДОГО РАСТВОРА ГАЛИТ NaCl—СИЛЬВИН KCl

Твердые растворы щелочных галогенидов относятся к числу наиболее изученных бинарных систем. Особенно пристальное внимание было уделено твердым растворам, которые образуются при повышенных значениях температуры между галитом NaCl и сильвинитом KCl. Первая работа по экспериментальному изучению купола распада твердого раствора галит—сильвин была проведена еще в 1918 г. [17]. Уже тогда было установлено, что непрерывная смесимость твердых фаз в этой системе наступает только при температуре выше 500°C. Затем в 50-х годах прошлого века А. Банк и Дж. Тичелаар [11] воспроизвели и уточнили полученные Р. Накеном данные, а В. Баретт и В. Уоллас [9] установили зависимость параметров ячейки от состава и калориметрически определили энтальпию смешения твердого раствора во всем ряду составов.

В этих и других работах, выполненных до 1970 г., образцы для исследований получали методом закалки от высоких температур, с помощью которого можно создавать большие механические напряжения и не всегда полностью сохранять исходное состояние. Поэтому оставалось неясным, насколько экспериментальные кривые распада близки к равновесной бинарной кривой. Начиная с 1969 года разные ученые провели серию экспериментов прямым методом путем определения температур фазового превращения непосредственно в процессе нагревания. Достаточно полный обзор таких экспериментов сделан в работе Ю.И. Веснина и С.П. Заковряшина [1]. После сплавления компонентов полученный твердый раствор выдерживали при комнатной температуре (в сухой атмосфере) около года, чтобы он успел распасться, а затем дифрактограммы регистрировались при последовательном повышении температуры вплоть до линии солидуса. В результате построена более точная кривая распада твердого раствора (погрешность определения температуры не превышает 5°C) и уточнены координаты критической точки $T_{кр} = 498 \pm 5^\circ\text{C}$, $x_{кр} = 63 \pm 1$ мол. %.

Феноменологическая теория термодинамических функций смешения и границ устойчивости протяженных по составу (непрерывных) твердых растворов активно развивалась на протяжении почти всего XX в. [4, 19]. Согласно этой теории, энтальпия смешения твердого раствора $\Delta H_{см}$ со структурой типа NaCl описывается следующей формулой:

$$\Delta H_{см} = (9/4)x_1x_2VK\delta^2 = x_1x_2 Q(x), \quad (1)$$

где x_1 и x_2 — мольные доли чистых компонентов, V и K — мольный объем и модуль сжатия. Размерный параметр $\delta(x) = \Delta R/R(x)$, где $\Delta R = R_2 - R_1$, R_1 и R_2 — межатомные расстояния в чистых компонентах; $R(x)$ — межатомное расстояние в твердом растворе, в соответствии с известным правилом аддитивности Вегарда равно

$$R(x) = x_1R_1 + x_2R_2. \quad (2)$$

$Q(x)$ — так называемый параметр взаимодействия, который в общем случае зависит от состава. Уравнение (1) может быть приближенно (с точностью до квадратов малых параметров $\delta_1 = \Delta R/R_1$ и $\delta_2 = \Delta R/R_2$) записано в аддитивном виде:

$$\Delta H_{см} = x_1x_2 (x_1Q_1 + x_2Q_2), \quad (3)$$

где два параметра Маргулиса равны $Q_1 = (9/4)V_1K_1\delta_1^2$ и $Q_2 = (9/4)V_2K_2\delta_2^2$ соответственно.

Более точное разложение в степенные ряды относительно δ_1 и δ_2 (вплоть до их четвертых степеней) дает трехпараметрическое уравнение:

$$\Delta H_{см} = x_1x_2 [x_1Q_1 + x_2Q_2 - 6x_1x_2 Q(x)\delta^2], \quad (4)$$

из которого следует, что параметр взаимодействия может иметь небольшое отрицательное отклонение от аддитивности.

Для щелочно-галогидных твердых растворов типа NaCl характерно положительное отклонение межатомных расстояний и параметров ячейки от правила Вегарда (2), связанное с геометрическими искажениями смешанных октаэдрических катионных конфигураций вокруг общего иона (в нашем случае иона Cl^-) [3, 7]:

$$\delta a = (3/4)x_1x_2(\Delta a)^2/a, \quad (5)$$

где $\Delta a = a_2 - a_1$, $\Delta a = x_1a_1 + x_2a_2$. В этом случае отклонение мольного объема от аддитивности (правила Ретгерса)

$$\Delta V_{см} = V(x) - x_1V_1 - x_2V_2 \quad (6)$$

равно

$$\Delta V_{см} = [(x_1a_2 + x_2a_1 + (3/4)x_1x_2(\Delta a)^2/a)^3 - x_1a_1^3 - x_2a_2^3] \quad (7)$$

Отклонение модуля упругости от аддитивности было найдено путем простого феноменологического анализа в работе [14]:

$$\Delta K = K(x) - x_1 K_1 - x_2 K_2 = x_1 x_2 (K_1 - K_2) G / (1 + G x_1), \quad (8)$$

где $G = (V_1 K_2 / V_2 K_1) - 1$.

Несколько позже, а затем и параллельно с феноменологической структурно-термодинамической теорией стали развиваться методы атомистических расчетов энергетики изолированных дефектов замещения в ионных кристаллах, основанные на явном использовании потенциалов межионного взаимодействия. Большая часть из них основана на известной модели Мотта—Литтлтона, в которой ограниченная несколькими координационными сферами область искажений вокруг изолированного дефекта помещается в диэлектрическую среду недеформированного кристалла-хозяина. В литературе можно найти большое число таких расчетов для изолированной примеси Na^+ в KCl и K^+ в NaCl, которые в целом дают хорошо согласующиеся результаты.

Значительно меньше исследований посвящено попыткам найти энергетические и структурные характеристики протяженных или непрерывных твердых растворов. Одна из наиболее успешных попыток принадлежит Д. Фанчеру и Г. Баршу [14]. В этой работе использовалась модель Дика и Даса, в которой явным образом рассматривались смещения ионов и релаксация структуры в первых трех координационных сферах вокруг дефекта замещения, например вокруг Na^+ в KCl и вокруг K^+ в NaCl, и для каждого заданного состава в диапазоне от 1 до 99 мол.% (через 10%) учитывалась вероятность появления всех смешанных по составу (во второй катионной координационной сфере) конфигураций. Рассчитанные свойства (теплота и энтропия смешения), а также области стабильности всех щелочно-галогидных твердых растворов со структурой типа NaCl хорошо согласовались с имеющимися в то время экспериментальными данными.

Для расчетов кристаллической структуры и свойств кристаллов в последние годы интенсивно используются и совершенствуются методы компьютерного моделирования [2]. Однако для расчетов локальной структуры и свойств протяженных по составу твердых растворов такой подход практически не применялся. Методика расчета методом атомистических парных потенциалов при помощи программного комплекса GULP [15] была недавно успешно опробована авторами на примере оксидных твердых растворов $\text{Mg}_x\text{Ca}_{1-x}\text{O}$, $\text{Ca}_x\text{Sr}_{1-x}\text{O}$, $\text{Sr}_x\text{Ba}_{1-x}\text{O}$ со структурой типа NaCl [5, 6]. Результаты этих работ были столь обнадеживающими, что это сделало актуальным развитие метода с расширением круга минеральных систем.

В предлагаемой статье на примере системы галит—сильвин показаны все возможности расчета локальной структуры, упругих и термодинамических свойств ионных твердых растворов. Кроме того, ока-

залось возможным предсказать температурную область стабильности (границы устойчивости) этого твердого раствора. По существу, впервые был принят также подробный анализ релаксации локальной структуры путем статистического расчета распределения межатомных расстояний в неупорядоченном твердом растворе состава $\text{Na}_{0,5}\text{K}_{0,5}\text{Cl}$.

Для моделирования твердого раствора галит—сильвин, как и в предыдущих работах [5, 6], была построена сверхъячейка $4 \times 4 \times 4$ (с учетверением всех трех периодов кубической элементарной ячейки) из 512 атомов, в которой катионы K^+ и Na^+ случайным образом распределялись по 256 катионным позициям в нужном стехиометрическом соотношении. Оценка степени упорядочения катионов в выбранной конфигурации проводилась путем расчета параметра $\bar{q}$, равного отношению числа пар $\text{Na}^+ - \text{K}^+$ к общему числу пар соседних (во второй координационной сфере) катионов и усредненного для всех катионов структуры. Предпочтение отдавалось той конфигурации атомов для каждого заданного состава, для которой значение $\bar{q}$ было наиболее близким к его значению для чисто статистического (случайного) распределения. Именно для такой конфигурации и проводилась процедура минимизации энергии межионного взаимодействия, причем все симметричные ограничения были сняты, что позволило ионам смещаться из своих начальных (идеальных для неискаженной структуры типа NaCl) позиций, попадая в наиболее стабильные структурные положения.

Учитывая практически чисто ионный характер химической связи в галогенидах, для системы NaCl—KCl энергия решетки $E_{\text{стр}}$ кристалла может быть найдена суммированием кулоновского взаимодействия и потенциала Букингема по всем ij -ионным парам:

$$E_{\text{стр}} = \sum_{ij} (z_i z_j / R_{ij} + \lambda_{ij} \exp(-R_{ij} / \rho_{ij}) - c_{ij} / R_{ij}^6), \quad (9)$$

где z_i и z_j — заряды катиона и аниона (+1 и -1e₀), λ_{ij} — параметр отталкивания, ρ_{ij} — жесткость связи, c_{ij} — параметр ван-дер-ваальсова взаимодействия, R_{ij} — расстояние между ионами.

Параметры потенциалов Букингема для Na—Cl ($\lambda = 1320$ эВ, $\rho = 0,315$ А, $c = 3,54$ эВ · А⁶) и K—Cl ($\lambda = 2340$ эВ, $\rho = 0,325$ А, $c = 12,5$ эВ · А⁶) были оптимизированы путем воспроизведения известных из эксперимента структурных и упругих свойства кристаллов галита и сильвина [8, 9, 18]. В табл. 1 приведены рассчитанные и экспериментальные значения параметра a и объема V ячейки, модуля сжатия K , упругих констант C_{11} , C_{12} и C_{44} , а также энергии решетки, а в табл. 2 — изохорной теплоемкости C_V и энтропии S_T . Хорошее согласие с экспериментальными данными свидетельствует о достаточно удачном выборе параметров потенциалов. Особенно приятно удивляет близость теоретических и экспериментальных значений термодинамических свойств C_V и S_T при повышенных значениях температуры (табл. 2), если учесть,

Таблица 1

Параметр a и объем V элементарной ячейки, модуль сжатия K , упругие константы C_{11} , C_{12} и C_{44} , энергия решетки E для чистых галита NaCl и сильвина KCl

Параметр	Галит (NaCl)		Сильвин (KCl)	
	эксперимент	расчет	эксперимент	расчет
a , Å	5,6402(2)	5,6407	6,2931(2)	6,2928
V , см ³ /моль	27,018(7)	27,010	37,528(7)	37,503
K , ГПа	25,3(4)	24,9	17,8(4)	18,0
C_{11} , ГПа	49,5(4)	49,1	40,1(4)	37,5
C_{12} , ГПа	13,2(4)	12,8	6,6(5)	8,2
C_{44} , ГПа	12,79(2)	12,8	6,35(2)	8,2
E , кДж/моль	-764,0	-766,3	-693,7	-695,1

что потенциалы оптимизировались только с помощью набора свойств, измеренных при комнатной температуре.

В результате процедуры минимизации энергии были рассчитаны значения объема $V(x)$ и модуля сжатия $K(x)$, структурной энергии $U(x)$ для 0 К, а также теплоемкости $C_V(x)$ и энтропии $S_T(x)$ в температурном интервале 298–1100 К для пяти составов твердого раствора $\text{Na}_x\text{K}_{1-x}\text{Cl}$: $x = 0,125; 0,25; 0,50; 0,75$ и $0,875$, которые отвечают соотношениям чисел катионов разного сорта 1:7, 1:3, 1:1, 3:1 и 7:1 соответственно.

Термодинамические свойства смешения твердого раствора (энтальпия $\Delta H_{\text{см}}$, колебательная энтропия $\Delta S_{\text{кол}}$, конфигурационная энтропия S_K , свободная энергия Гиббса $\Delta G_{\text{см}}$) описываются следующими уравнениями:

$$\Delta H_{\text{см}} = U(x) - x_1 U_1 - x_2 U_2, \quad (10)$$

$$\Delta S_{\text{кол}} = S_T(x) - x_1 S_{T1} - x_2 S_{T2}, \quad (11)$$

$$S_K = -kN(x_1 \ln x_1 + x_2 \ln x_2), \quad (12)$$

$$\Delta G_{\text{см}} = \Delta H_{\text{см}} - T(\Delta S_{\text{кол}} + S_K), \quad (13)$$

где U_1 и U_2 — энергии решетки чистых компонентов, S_{T1} и S_{T2} — энтропии чистых компонентов, x_1 и x_2 — их молярные доли. На рис. 1 показано сравнение полученных нами значений $\Delta H_{\text{см}}$ с данными калориметрии [9], которые согласуются между собой в пределах ошибки эксперимента (± 20 – 30 Дж/моль). На этом же рисунке приведены результаты расчетов $\Delta H_{\text{см}}$ по работе [14] и по феноменологической модели (уравнение (1)). Можно видеть, что различные и независимые вычисления $\Delta H_{\text{см}}$ приводят к близким результатам, хотя расчеты по

Таблица 2

Температурные зависимости изохорной теплоемкости C_V и энтропии S_T NaCl и KCl

T, K	NaCl		KCl	
	C_V , Дж/моль · К		C_V , Дж/моль · К	
	эксперимент, по [8]	расчет	эксперимент, по [8]	расчет
300	48,03	47,54	48,98	48,44
600	48,50	49,28	50,40	49,52
800	48,44	49,54	50,92	49,68
	S_T , Дж/моль · К		S_T , Дж/моль · К	
	эксперимент, по [18]	расчет	эксперимент, по [18]	расчет
300	72,43	70,47	82,91	81,75
600	109,12	104,15	120,15	115,78
900	132,82	124,21	144,07	135,91

уравнению (1) дают несколько заниженные значения.

На рис. 2 показана зависимость параметра взаимодействия

$$Q(x) = \Delta H_{\text{см}}/x_1 x_2 \quad (14)$$

от состава. Видно, что параметр $Q(x)$ из $\Delta H_{\text{см}}$ по уравнению (1) имеет почти незаметное отрицательное отклонение от прямой линии, тогда как наше компьютерное моделирование и расчеты [14] показывают — в согласии с экспериментальными данными — заметное отрицательное отклонение от аддитивности. Функция $Q(x)$ может быть аппроксимирована трехпараметрическим уравнением типа (4):

$$Q(x) = x_1 Q_1 + x_2 Q_2 - x_1 x_2 c, \quad (15)$$

где $c = 5,2 \pm 1,5$ кДж/моль.

В табл. 3 приведены результаты расчета колебательной энтропии смешения для значений температур от 300 до 1000 К. Обращает внимание почти полная

Таблица 3

Колебательная энтропия смешения $\Delta S_{\text{кол}}$ (Дж/моль · К) при температуре $T = 300$ – 1100 К и соответствующие средние значения компенсационной температуры τ

x_{NaCl}	T, (K)										Q_s	τ, K
	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100	среднее		
0,125	1,035	1,044	1,049	1,051	1,052	1,053	1,054	1,054	1,046	1,05	9,6	1950
0,25	1,760	1,775	1,783	1,787	1,789	1,790	1,791	1,793	1,786	1,80	9,6	1960
0,5	2,420	2,442	2,453	2,458	2,462	2,464	2,465	2,467	2,463	2,45	9,8	2020
0,75	1,590	1,608	1,617	1,621	1,468	1,626	1,627	1,628	1,626	1,60	8,5	2410
0,875	0,927	0,939	0,945	0,948	0,949	0,950	0,951	0,952	0,951	0,95	8,7	2640

независимость значений $\Delta S_{\text{кол}}$ от температуры для каждого состава. Величина параметра $Q_s = \Delta S_{\text{кол}}/x_1 x_2$ почти постоянна и равна $9,2$ Дж/моль · К с некоторым

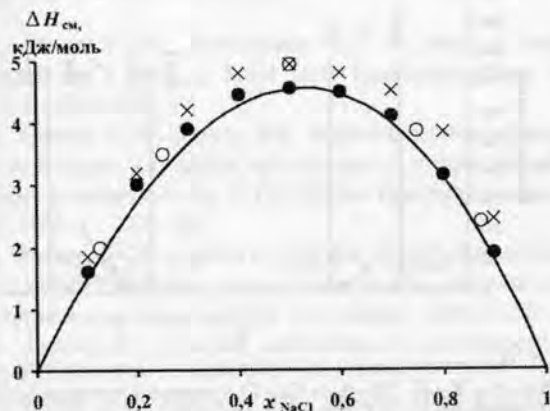


Рис. 1. Энтальпия смешения твердого раствора $\Delta H_{см}$: белые кружки — компьютерное моделирование, черные кружки — экспериментальные данные [9]; крестики — вычисления по модели Дика и Даса [14], линия — расчет по формуле (1)

понижением этой величины от 9,6 до 8,6 Дж/моль · К по мере уменьшения содержания NaCl, а так называемая компенсационная температура $\tau = \Delta H_{см} / \Delta S_{кол} = Q / Q_s = 2200 \pm 200$ К неплохо согласуется с предсказанной ранее из феноменологического рассмотрения (2800 К) [7]. На рис. 3 показана полная энтропия смешения неупорядоченного твердого раствора как сумма конфигурационной (ΔS_k) и колебательной ($\Delta S_{кол}$) составляющих. Можно видеть, что колебательная часть при средних составах больше 1/4 полной энтропии смешения, т.е. она должна очень сильно влиять на величину свободной энергии и, следовательно, на стабильность твердого раствора.

Графическое построение зависимости энергии Гиббса от состава для температурного ряда 300—1100 К (через 50 К) и поиск минимумов на этих кривых позволили приблизительно определить границы устойчивости твердого раствора галит—силвин, а также значение критической температуры $T_{кр} = 720 \pm 25$ К при $x_{NaCl} = 0,57 \pm 0,05$ (рис. 4). Сравнение с экспериментальными данными [9] показывает удовлетвори-

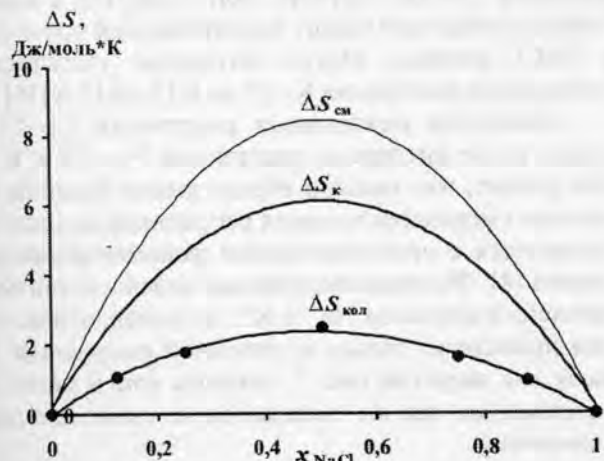


Рис. 3. Энтропия смешения $\Delta S_{см}$ твердого раствора как сумма конфигурационной энтропии ΔS_k и колебательной энтропии $\Delta S_{кол}$

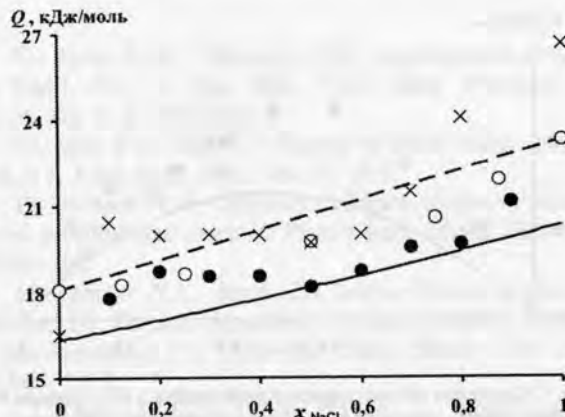


Рис. 2. Зависимость параметра взаимодействия Q от состава твердого раствора: белые кружки — компьютерное моделирование, черные кружки — экспериментальные данные [9], крестики — вычисления по модели Дика и Даса [14], сплошная линия — расчеты по формулам (1) и (14), штриховая линия — экстраполяция значений энергий растворения при бесконечном разбавлении

тельную сходимость расчета с экспериментом, хотя экспериментальная критическая температура распада несколько ниже.

Вычисленные отклонения от аддитивности модуля упругости ΔK и объема элементарной ячейки ΔV показаны на рис. 5 и 6. Отклонения объема от правила Ретгерса имеют положительный знак, а отклонения модуля упругости — отрицательный, что качественно согласуется с предсказаниями феноменологической модели (уравнения (7) и (8)), хотя последние несколько недооценивают эти эффекты. Еще важнее, что наши вычисления хорошо согласуются с недавними экспериментальными данными для ΔK и ΔV [20, 21].

Одним из наиболее трудных для экспериментального изучения любого твердого раствора является вопрос о его реальной локальной структуре, т.е. о тех искажениях структуры, которые неизбежно возникают при смешении атомов разного размера в позициях одной и той же правильной системы точек. Дело в том, что рентгеноструктурный анализ дает сведения

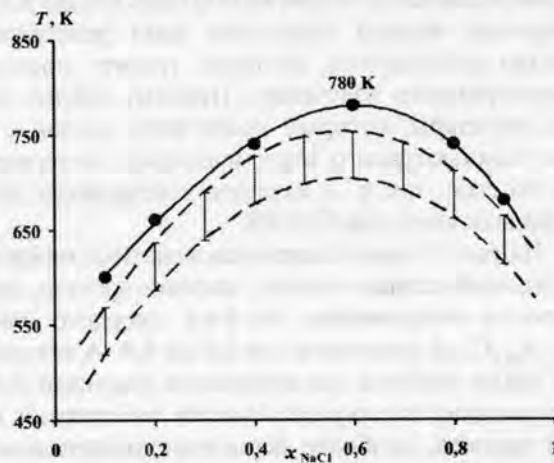


Рис. 4. Границы устойчивости твердого раствора. Полоса, ограниченная штриховыми линиями, — результаты компьютерного моделирования, черные кружки — экспериментальные данные [9]

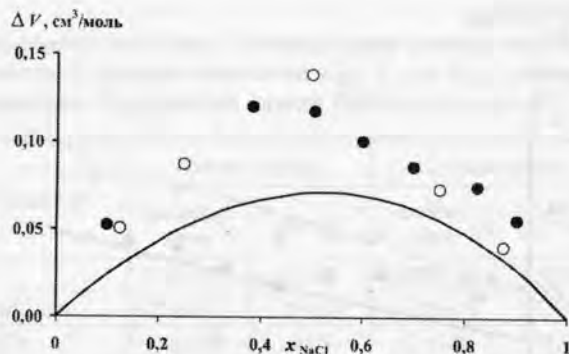


Рис. 5. Отклонения объема элементарной ячейки ΔV от правила Реттерса; белые кружки — компьютерное моделирование, черные кружки — экспериментальные данные [21], линия — расчет по формуле (7)

только о так называемой средней структуре твердого раствора, которая в данном случае отвечает структуре типа NaCl. Экспериментальные сведения о локальной структуре могут быть получены только с помощью

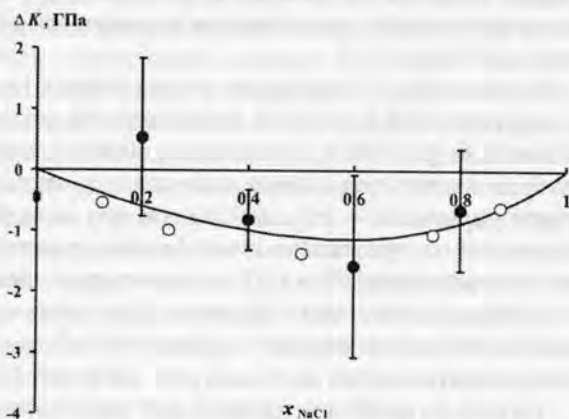


Рис. 6. Отклонения модуля упругости ΔK от аддитивности, белые кружки — компьютерное моделирование, черные кружки — экспериментальные данные [20], линия — расчет по формуле (8)

спектроскопических методов, если они доступны для рассматриваемой системы. В нашем случае таким экспериментальным методом мог бы быть только EXAFS — измерение тонкой структуры края рентгеновского спектра поглощения, который требует применения синхротронного излучения. Поэтому анализ локальной структуры, который может быть сделан с помощью компьютерного моделирования, интересен как сам по себе, так и в качестве инструмента для расшифровки спектров EXAFS.

На рис. 7 представлена систематика межатомных расстояний катион—анион, катион—катион, анион—анион в сверхячейке $4 \times 4 \times 4$ твердого раствора $\text{Na}_{0.5}\text{K}_{0.5}\text{Cl}$. В диапазоне от 2,5 до 4,8 Å все расстояния были разбиты на интервалы шириной 0,029 Å. Построенная гистограмма частот расстояний позволяет выявить наиболее вероятные межатомные рас-

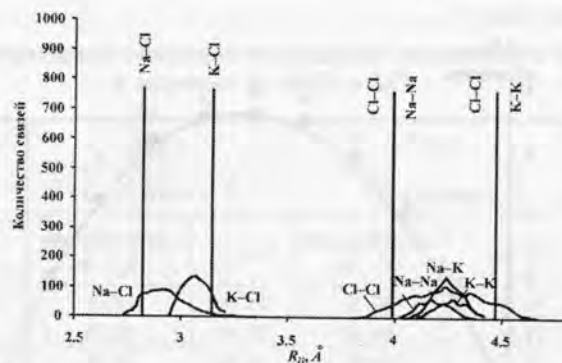


Рис. 7. Частотная диаграмма межатомных расстояний Na—Cl, K—Cl, Na—Na, K—K, Na—K и Cl—Cl в твердом растворе эквимолярного состава $\text{Na}_{0.5}\text{K}_{0.5}\text{Cl}$. Вертикальными линиями показаны соответствующие расстояния между ионами в чистых галите и сильвине

стояния в эквимолярном твердом растворе, они сравниваются с теми же расстояниями в чистых компонентах, которые показаны на рис. 7 вертикальными линиями.

Видно, что межатомные расстояния Na—Cl увеличиваются относительно расстояний в чистом NaCl, а расстояния K—Cl уменьшаются относительно расстояний в чистом KCl. Согласно феноменологической теории, с наибольшей вероятностью должны встречаться изменения расстояний с величиной $\pm \Delta R/2$. Однако расстояния Na—Cl увеличиваются примерно на $1/4 \Delta R$, а расстояния K—Cl — на ту же величину уменьшаются. Это значит, что истинная релаксация структуры твердого раствора (возвращение к структуре чистых компонентов) больше, чем это предписывается ранней моделью [4]. Параметр релаксации составляет 0,40, что хорошо согласуется с данными исследования локальной структуры твердых растворов (K,Rb)Br и Rb(Br,I) методом EXAFS: параметр релаксации для первого составляет 0,49—0,46, а для второго — 0,33—0,38 [10]. Моделирование структуры твердого раствора типа NaCl методом DLS (distance—least—squares) — подгонки межатомных расстояний методом наименьших квадратов — дает параметр релаксации 0,49 для структур этого типа [13], а моделирование смещений вокруг изолированной примеси K^+ в NaCl методом Мотта—Литтлтона указывает на уменьшение расстояния K—Cl на 0,15—0,17 Å [16].

Дисперсия межатомных расстояний Cl—Cl намного выше дисперсии расстояний Na—Cl и K—Cl. Это значит, что именно общие атомы (анионы Cl) сильнее смещаются из своих регулярных позиций, что согласуется с представлениями феноменологической теории [4]. Феноменологическая модель не учитывает смещений катионов Na^+ и K^+ , допуская, что искажения происходят только в анионной подрешетке. Однако, как видно на рис. 7, катионы хоть и менее значительно, но все же смещаются из своих идеальных положений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веснин Ю.И., Заковряшин С.П. О распаде твердых растворов NaCl—KCl // *Solid State Communications*. 1979. Vol. 31. P. 635—639.
2. Еремин Н.Н., Урусов В.С. Компьютерное моделирование структуры и свойств кристаллов — современные достижения и возможности // *Проблемы кристаллологии*. М.: ГЕОС, 1999. С. 228—266.
3. Урусов В.С. Средняя структура, локальные деформации и неаддитивность твердых растворов замещения // *Структурная кристаллография*. М.: Наука, 1992. С. 59—80.
4. Урусов В.С. Теория изоморфной смесимости. М.: Наука, 1977.
5. Урусов В.С., Петрова Т.Г., Еремин Н.Н. Компьютерное моделирование свойств твердых растворов MgO—CaO с учетом ближнего порядка // *Докл. РАН*. 2002. Т. 387. № 2. С. 191—195.
6. Урусов В.С., Петрова Т.Г., Еремин Н.Н. Моделирование локальной структуры и свойств твердых растворов CaO—SrO и SrO—BaO // Там же. 2003. Т. 392. № 1. С. 1—6.
7. Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В. Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997.
8. Ahrens T.J. (Ed.) *Mineral physics and crystallography: a handbook of physical constants*. Washington: AGU Reference Shelf 2, 1995.
9. Barrett W.T., Wallace W.E. Studies of NaCl—KCl solid solutions. I. Heats of formation, lattice spacings, densities, Schottky defects and mutual solubilities // *J. Amer. Chem. Soc.* 1954. Vol. 76. P. 366—369.
10. Boyce J.B., Mikkelsen J.C. Local structure of ionic solid solutions extended x-ray absorption fine-structure study // *Phys. Rev. B*. 1985. Vol. 31. N 10. P. 6903—6905.
11. Bunk A.J.H., Tichelaar G.W. Investigations in the system NaCl—KCl // *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 1953. Vol. 56. Sec B. P. 375—384.
12. Dick B.G., Das T.P. Theory of alkali halide solid solutions // *J. Appl. Phys.* 1962. Vol. 33. N 9.
13. Dollase W.A. Optimum distance model of relaxation around substitutional defects // *Phys. Chem. Miner.* 1980. Vol. 6. P. 295—304.
14. Fancher D.L., Barch G.R. Lattice theory of alkali solid solutions. III. Pressure dependence of solid solubility and spinodal decomposition // *J. Phys. and Chem. Solids*. 1971. Vol. 32. P. 1303—1313.
15. Gale J.D. *GULP-User manual*. L.: Royal Institution and Imperial College, 1997.
16. Hardy J.R. A theoretical study of point defects in rock-salt structure: substitutional K⁺ in NaCl // *J. Phys. and Chem. Solids*. 1960. Vol. 15. P. 39—49.
17. Nacken R. Über die Grenzen der Mischkristallbildung zwischen Kaliumchlorid und Natriumchlorid. 1918. *Sitzber Preuss Akad Wiss. Phys—Math. Kl.* P. 192—200.
18. Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15 K and 1 Bar (10⁵ Pascals) pressure and at higher temperatures // *U. S. Geol. Surv.* 1995. Bul. 2131.
19. Urusov V.S. Solid solution in silicate and oxide systems of geological importance // *EMU Notes in Mineralogy*. 2001. Vol. 3. P. 121—153.
20. Walker D., Verma P.K., Cranswick L.M.D. et al. Halite-sylvite thermoelasticity // *Amer. Miner.* 2004. Vol. 89. P. 204—210.
21. Walker D., Verma P.K., Cranswick L.M.D. et al. Halite-sylvite thermoconsolution // *Ibid.* 2005. Vol. 90. P. 229—239.

Поступила в редакцию
14.09.2006

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.54:551.735.1(234.853)

Ю.Г. Красноярова, А.В. Тевелев, Е.В. Яковишина, Е.Л. Зайцева

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАССЕЙНА
Р. БОЛЬШАЯ КАРАГАНКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Введение. Материал для работы был отобран в южной части Магнитогорской мегазоны при геологическом доизучении листа N-40-XXXVI масштаба 1:200 000 Государственной геологической карты в составе Аркаимской партии геологического факультета МГУ под руководством А.В. Тевелева.

В пределах описываемой территории весьма значительную часть нижнекаменноугольных отложений занимает березовская свита (верхний турне—нижний визе), представленная вулканогенными породами основного и кислого состава с прослоями известняков. Она распространена главным образом в восточной части Магнитогорской мегазоны в виде субмеридиональной полосы шириной от 2 до 16 км [2]. Основная цель нашей работы — восстановление условий осадконакопления известняков березовской свиты.

Известняки березовской свиты достаточно хорошо обнажены на левом берегу р. Большая Караганка в 6 км севернее пос. Ершовский, где выходят на участке отпрепарированного склона оврага размером 100 × 70 м. Породы слагают фрагмент пологой синклинальной складки, возможно, центриклинали, в западной части обнажения падения восточные, в центральной — юго-восточные и южные, а в восточной — уже юго-западные, при этом угол падения меняется от 5 до 15°. Известняки прорваны дайками габбро-долеритового и долеритового состава с видимой мощностью до 0,7 м и протяженностью до 20 м. В восточной части обнажения известняки имеют контакт в элювии с телом габбрового состава размером 15 × 20 м. То же самое наблюдается и в юго-западной части. Отложения представлены плотными перекристаллизованными известняками с остатками члеников криноидей и многочисленными кремневыми конкрециями различных форм.

Результаты макро- и микроскопических исследований. В ходе детального полевого описания участка по его наиболее обнаженной части через каждые 2,5–3 м были отобраны 34 пробы на шлифы и лабораторные исследования, а также 11 проб на конодонты. В камеральных условиях каждая третья проба проанализирована на содержание карбонатного компонента в породах. Кроме того, с помощью сотрудника кафедры литологии геологического факультета МГУ В.Л. Косорукова проведен рентгенофазовый анализ глинистой фракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН-4. Также сделано детальное макро- и микроскопическое изучение фаунистических остатков — определены фораминиферы, конодонты в известняках отсутствуют.

Для описания шлифов использовалась классификация карбонатных пород по первично осадочным

структурам Данхема [7] как наиболее полно отражающая не только литологический тип пород, но и способ их образования. Классификация основана на понятиях скелетной структуры и упаковки и предусматривает соотношение микритового заполнителя и зерен (цельных раковин, скелетов, биодетрита).

Известняки представляют собой вак- и пакстоуны и характеризуются такими структурными компонентами, как зерна (литокласты, органогенные зерна и пеллоиды), известковый ил (микрит) и цемент.

В известняках содержатся органогенные зерна, как обломки, так и целые (реже) членики криноидей размером до 7 мм (3–7%), фораминиферы имеют в основном плохую и среднюю сохранность, их размер 0,1–0,6 мм (1–5%). В породе присутствует также множество образований различной формы, сложенных микритом, они представлены отдельными зернами и скоплениями. В некоторых шлифах их содержание доходит до 15%, но в среднем составляет 5–7%. Эти образования, называемые пеллоидами, не обладают внутренней структурой, а состоят из хаотичной смеси микрозернистых карбонатных частиц с некоторой примесью тонкоалевритового, глинистого и (или) органического вещества. Предполагается, что пеллоиды образованы в результате деятельности илоядных организмов на дне водоема или вследствие выделения там газовых пузырьков [6].

Доля неопределимого органогенного детрита в шлифах доходит до 15–25%, литокластов — от 5 до 15%. Терригенная примесь представлена кварцем (около 2%), который встречается в кремневых конкрециях кварц-халцедонового состава, а также заполняет мелкие полости в члениках криноидей. При изучении шлифов зафиксированы обломки полуокатанного вулканического стекла и пепла в основном алевритовой размерности, содержание которых не превышает 5%. Доля глинистого материала, состоящего из хлорита и гидрослюда, достаточно мала (в среднем 1–2%), что подтвердилось и лабораторными исследованиями, в частности рентгенофазовым анализом. Матрикс в породе представлен кальцитовым микритом, доля которого колеблется от 20 до 40%. Цемент, как правило, крустификационный (но встречается и пойкилитовый), составляет 20–30%, распределен в породе относительно равномерно (рис. 1).

Отметим следующую особенность зерен кальцита, слагающих членики криноидей, — наличие системы двойников, находящихся под углом 45–60°, что, возможно, свидетельствует о двустороннем направлении напряжения сжатия в постседиментационный период.

В целом известняки характеризуются малой долей полуокатанной терригенной примеси, значи-

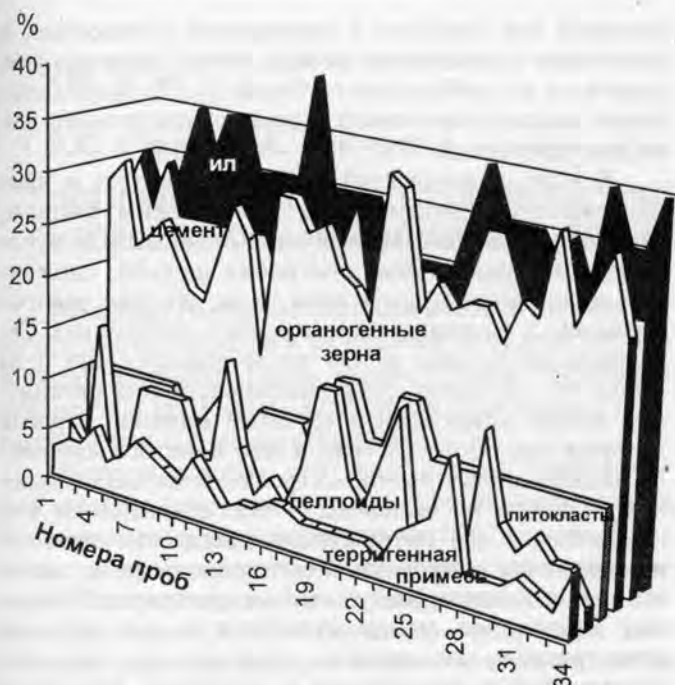


Рис. 1. Структурные компоненты известняков березовской свиты

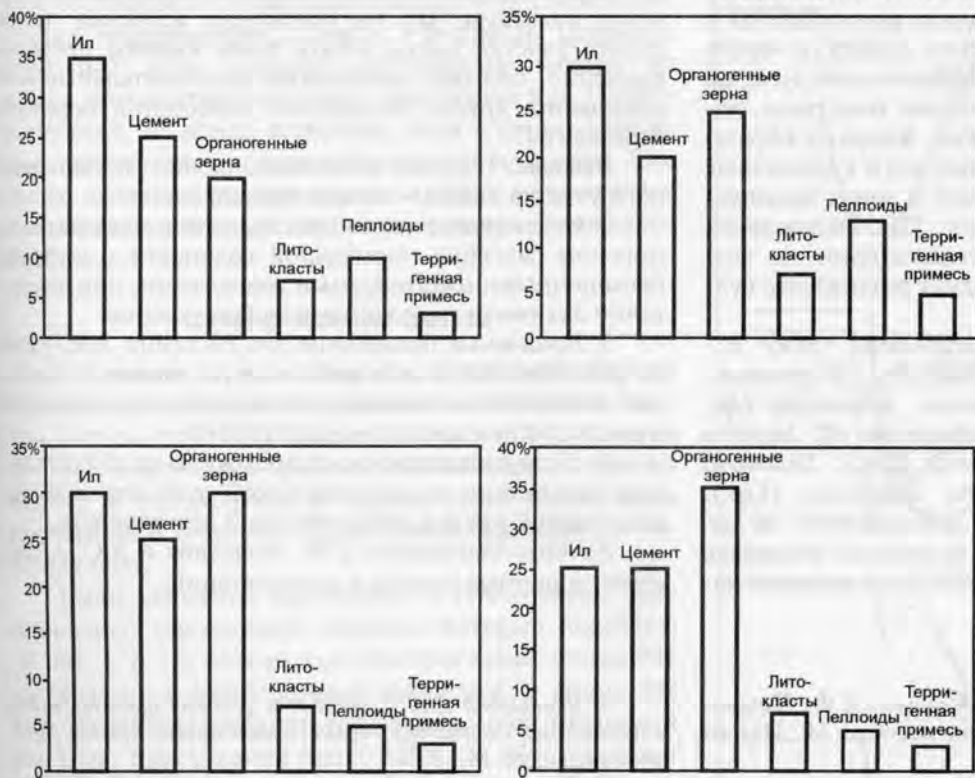


Рис. 2. Литотипы известняков березовской свиты: вверху слева — литотип 1, вверху справа — литотип 2, внизу слева — литотип 3, внизу справа — литотип 4

лили выделить в осадочных породах березовской свиты 4 литогенетических типа.

К первому литотипу относится зернисто-иловый известняк (вакстоун). Биокласты представлены бентосными фораминиферами средней сохранности размером до 0,5 мм, криноидеями (как целыми, так и в обломках). В целом содержание органических зерен вместе с детритом не превышает 20% (рис. 2, вверху слева). Количество илистого матрикса составляет 35–40%, цемента содержится меньше 25%. Терригенная примесь представлена полуокатанными зернами кварца и обломками вулканического стекла и пепла, в сумме составляет 2–3%. Литокластов и пеллоидных образований содержится менее 10%. Такой тип отложений характерен для неглубоких понижений дна шельфа с относительно активной циркуляцией воды. Большое содержание ила в породе, возможно, связано с улавливающей способностью криноидных зарослей, оказывающей тормозящее действие на поток воды со взвешенным илом.

Второй литотип также представлен вакстоуном. Его отличительная черта — повышенное содержание пеллоидов (до 15%) и терригенной примеси (до 5%), образующей скопления вулканического стекла и кварц-халцедоновые конкреции (рис. 2, вверху справа).

Фораминиферы имеют различные размеры, хорошую сохранность, но малочисленны. Процентное содержание ила по-прежнему больше, чем цемента. Этот литотип характерен для локальных понижений дна, в которых осаждался терригенный материал. Гидродинамика в таких условиях не столь высокая, поэтому и фаунистические остатки имеют относительно хорошую сохранность.

Третий литотип представлен вак- и пакстоуном. Пеллоидов меньше, а детритового материала, наоборот, становится больше (до 30%). Фораминиферы многочисленны и разнообразны по размеру, криноидеи в основном целые и крупные (до 2 мм). Терригенная примесь незначительна, представлена полуокатанными обломками стекла и угловатыми зернами кварца (рис. 2, внизу слева). Ила по-прежнему больше, чем цемента. Такие

отложения характерны для проксимальной части мелкого шельфа.

К четвертому литотипу относятся так называемые относительно чистые кристаллические известняки-пакстоуны, в которых ила содержится около 20–25%. Биокласты составляют 30–35%, главную роль среди них играет детрит. Фораминиферы бентосные,

содержанием органических зерен, как опознаваемых, так и детритовых, а также преобладанием илистого заполнителя над цементным. Кроме того, в породах хорошую сохранность имеют только мелкие фораминиферы, реже крупные особи с толстой стенкой раковины, криноидеи в основном полуразрушены.

Классификация [5] и устойчивые количественные соотношения структурных компонентов позво-

**Минеральный состав известняков по данным
рентгенофазового анализа (в процентах)**

Номер пробы	Минерал			
	кальцит	кварц	хлорит	гидрослюда
3	88,3	11,7	0	0
5	91,2	8,63	0,17	0
8	85,8	12,1	0,17	0,83
12	91,3	8,34	0,18	0,18
17	91,2	8,23	0,38	0,19
21	90,7	9,08	0,11	0,11
26	94,9	4,86	0,12	0,12
30	86,5	12,9	0,3	0,3
33	94,5	5,4	0,05	0,05

средней сохранности, преимущественно мелкие. Криноидеи крупные и целые, но малочисленные. Количество терригенной примеси составляет около 3%, она представлена практически только вулканическим стеклом и пеплом и единичными зернами кварца (рис. 2, внизу справа). Пеллоидов также мало, в основном они мелкие. Такой тип отложений характерен для дистальной части мелкого шельфа, где ил уже частично вымывается.

Следующие результаты, полученные при исследовании на содержание карбонатной составляющей, и данные рентгенофазового анализа представлены в таблице. Обломки вулканического стекла и пепла указывают на существование вулканической дуги, об этом же свидетельствуют и осадочные минералы, обнаруженные в составе известняков. Хлориты образуются путем выпадения из холодных вод и коллоидных растворов в илы морских водоемов в зонах накопления осадочно-эффузивных толщ [3]. Гидрослюда, имеющая переходный ряд с монтмориллонитом, возможно, сформировалась как продукт разложения вулканического пепла.

Микрофаунистические исследования также дополнили характеристику палеобассейна. Фораминиферы представлены *Parathuramina tuberculata* Lip., *Tournayellina primitiva* Lip., *Septabrunsiina aff. kingirica* (Reitl.), *Birectochnyshinella mirabilis* (Lip.), *Endothyra paraukrainica* Lip., *Latiendothyra latispinalis* (Lip.), *Granuliferella crassithec* (Lip.), *Spinoendothyra ex gr. recta* (Lip.) и др. Разнообразный бентосный комплекс фораминифер с известковыми стенками раковин ха-

рактерен для бассейна с нормальной соленостью, а отсутствие планктонных особей может косвенно указывать на его небольшие глубины [1]. По фораминиферам возраст изученного участка свиты уточнен как позднеюрнейский.

В ходе исследований возникла гипотеза о принадлежности известняков к уолсортским фациям, слагающим так называемые иловые холмы или купола [4]. Эти уникальные постройки шельфа, сложенные в основном известковым илом, широко распространены в нижнекаменноугольных отложениях Северного полушария, в том числе описаны они и на Урале [8]. В состав их породообразующих организмов входят криноидеи и сетчатые мшанки, заросли которых способствуют осаждению илистого материала. Однако роль мшанок в строительстве таких куполов до конца не выяснена — обеспечивают ли они необходимое для роста купола замедление течений, или являются всего лишь второстепенными по значению организмами, растущими на криноидеях? Породы, залегающие между куполами и вне куполов, представлены, как правило, темными криноидными вакстоунами и пакстоунами с кремнями. Возможно, карбонатные породы березовской свиты являются именно такими отложениями, накапливавшимися между холмами. Но на основании изучения лишь одного участка свиты делать такие выводы преждевременно, поэтому необходимы дополнительные исследования других обнажений карбонатов березовской свиты.

Выводы. 1. Время осадконакопления рассмотренного участка свиты — позднеюрнейское.

2. Осадконакопление происходило в мелководно-морском бассейне нормальной солености с водами, насыщенными питательными веществами, при достаточно активном гидродинамическом режиме.

3. Локальные понижения дна бассейна послужили резервуарами с дизэробными условиями, в которые из растворов выпадал кремнезем с образованием в последующем кремневых конкреций.

4. Осадконакопление происходило на значительном расстоянии от вулканической дуги или при существенной паузе в вулканической деятельности.

Авторы благодарны Л.Ф. Копеевич и А.С. Алексееву за ценные советы и консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбачик Т.Н., Долицкая И.В., Копеевич Л.Ф., Пирумова Л.Г. Микропалеонтология: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1996. 112 с.
2. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа, 1992. 136 с.
3. Справочное руководство по петрографии осадочных пород / Под ред. В.Б. Татарского. Т. 1. Л.: Изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1958.
4. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980.
5. Яковичина Е.В. Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма: Автореф. канд. дис. М., 2006.
6. Янакурт О.В. Введение в литологию (избранные лекции). Ч. 1. М., 2003.
7. Dunham R.S. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 1962. Vol. 1. P. 108—121.
8. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1170520>

Поступила в редакцию
14.09.2006

УДК 549.211

Р.С. Серов, М.А. Виктор

ОСОБЕННОСТИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ СПЕКТРОВ
ОПТИЧЕСКОГО ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ОБЛАГОРОЖЕННЫХ АЛМАЗОВ

Введение. Проблема геммологической диагностики природных алмазов и их отличия от синтетических и облагороженных очень важна в связи с большой стоимостью природных алмазов по сравнению с синтетическими и облагороженными.

Облагороженным считается камень, подвергнутый какому-либо воздействию (кроме полировки и чистки) с целью улучшения его цвета и чистоты. Наиболее распространенные виды облагораживания: заполнение трещин, сверление лазером, отжиг при высоком давлении (НРНТ-обработка) и облучение. Диагностика природы окраски камня является одной из главных задач при диагностике камня [1–3].

Большую часть облагороженных камней можно диагностировать с помощью стандартных геммологических инструментов: лупы и УФ-ламп. Однако с помощью лупы отличить природный камень от камня, подвергнутого отжигу, облучению или НРНТ-обработке, не всегда возможно, если в камне, например, отсутствуют включения или зональность. Для таких сложных случаев диагностики и предлагается применять оптическую низкотемпературную спектроскопию.

Облагороженные алмазы

Облученные алмазы типа Ia. В видимой области облучение электронами приводит к появлению систем поглощения GR1 (линия 741 нм) и ND1 (линия 393 нм), связанных с проявлением изолированных вакансий в нейтральном и отрицательно заряженном состоянии. В результате такие камни приобретают зеленый цвет.

Были получены оптические и ИК-спектры трех природных облученных алмазов, которые показаны на рис. 1, а. На оптических спектрах видна линия 741 нм, связанная с нейтральной вакансией, и линия 393 нм, связанная с отрицательно заряженной вакансией [3]. Окно пропускания около 520 нм и обуславливает зеленую окраску камней.

Алмазы после облучения часто подвергают отжигу для изменения их цвета. Определить, что отжиг был произведен, можно по присутствию линий 594 и 724 нм [3], которые проявляются в спектрах отожженных после облучения алмазов (рис. 1, а).

Облученные алмазы типа Ib. Синтетические алмазы типа Ib также часто подвергают облагораживанию для изменения их цвета с желто-коричневого на зеленый. Оптический спектр синтетической алмазной пластинки приведен на рис. 1, б (пунктир — до обла-

гораживания, сплошная линия — после). До облучения алмазная пластинка была коричневого цвета, а после облучения в связи с образованием дефектов, связанных с вакансиями, цвет пластинки изменился на зеленый. В оптическом спектре после облучения появились линии 526, 617, 626, 637, 644, 649 и 655 нм, которые можно считать диагностическими для определения облагораживания синтетических алмазов типа Ib. Линия 637 нм — нульфононная линия дефекта (N–V)[–].

По ИК-спектрам до и после облучения можно сделать вывод, что концентрация азота в форме дефекта C значительно уменьшилась, это связано с тем,

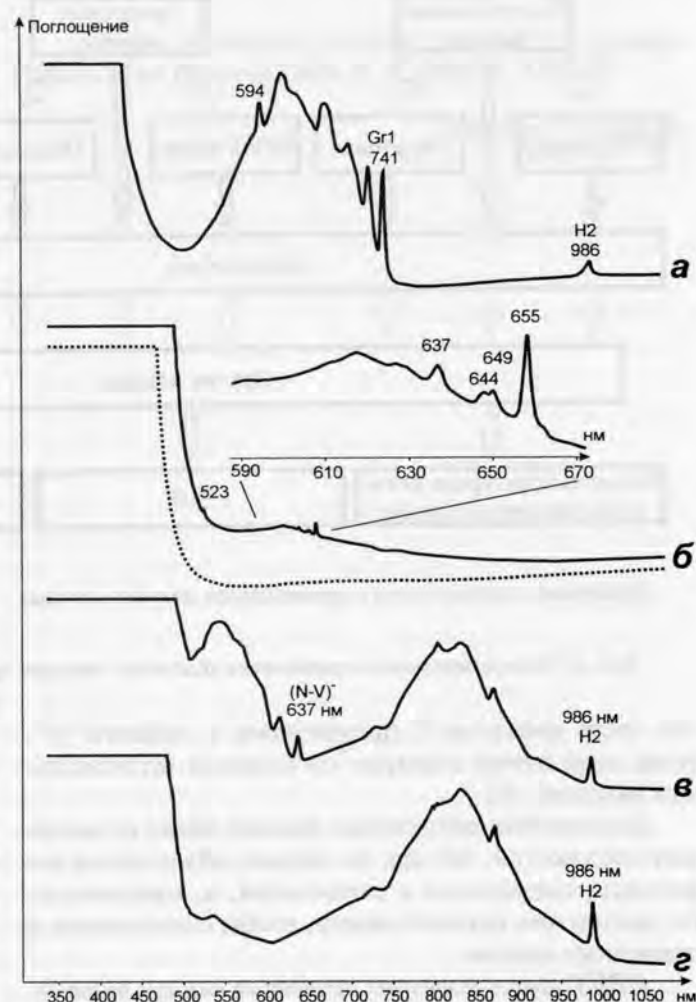


Рис. 1. Оптические спектры поглощения природных и синтетических алмазов после облучения (а, б) и НРНТ-обработки (в, г) при температуре 77 К

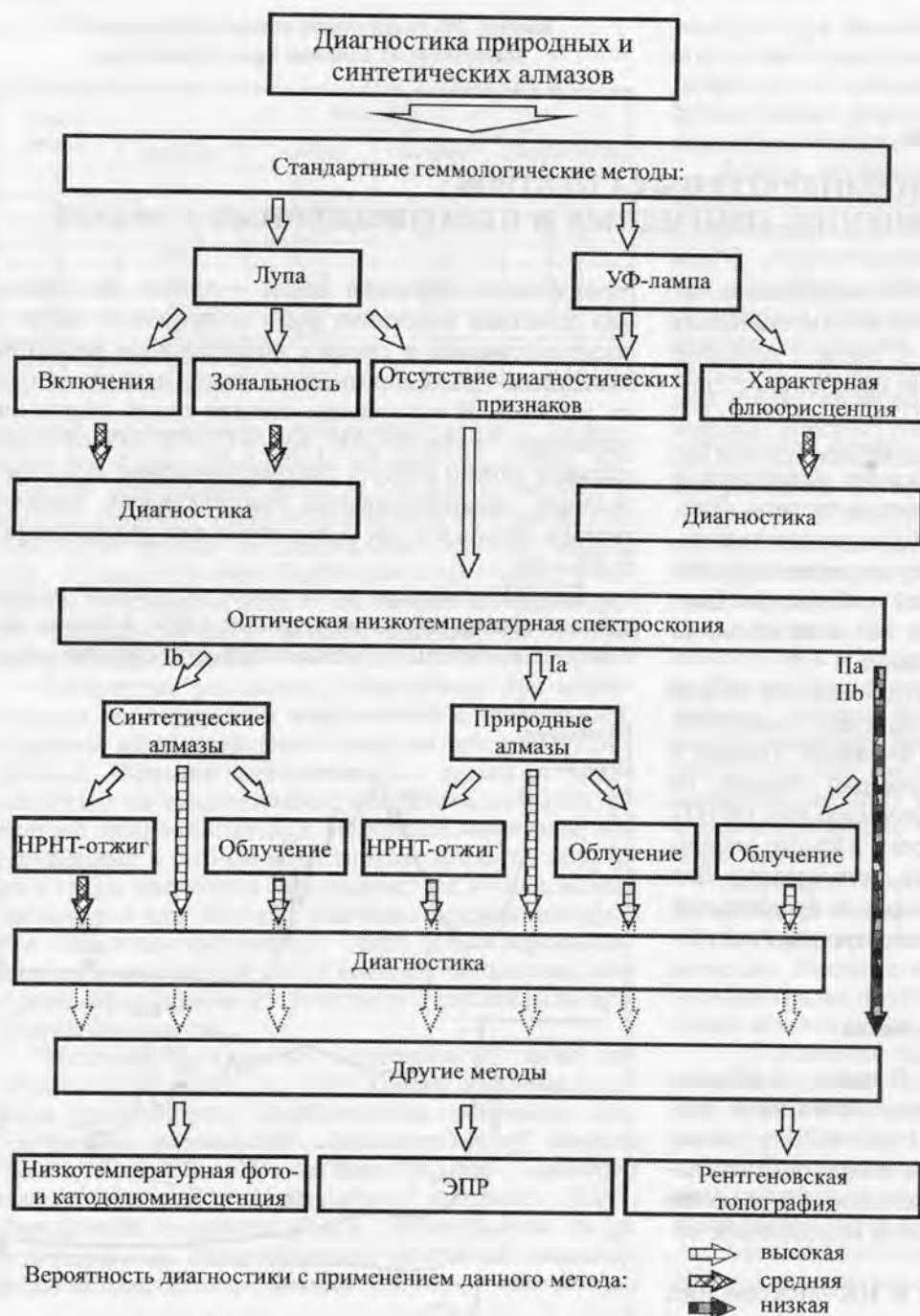


Рис. 2. Последовательность применения различных методов при диагностике алмазов

что часть дефектов C превратилась в дефекты N^+ , отдав свой пятый электрон на создание отрицательных вакансий [2].

Диагностика облученных камней также не вызывает сложностей, так как их окраска обусловлена дефектами, связанными с вакансиями, и, следовательно, достаточно неустойчивыми, чтобы существовать в природных алмазах.

НРНТ-облагороженные природные алмазы типа Ia. Метод НРНТ-обработки (отжиг при высоком давлении) позволяет изменять цвет коричневых алмазов на желто-зеленый с различным сочетанием желтого и зеленого оттенков в окраске в зависимости от темпера-

туры обработки. Иногда коричневая окраска сохраняется, но камень приобретает розовый или оранжевый оттенок.

Была изучена выборка, состоящая из 150 облагороженных НРНТ-алмазов. Все алмазы разделены по цвету на две основные группы: коричневые (оптический спектр приведен на рис. 1, в), сохранившие свой цвет в результате обработки, и желто-зеленые (оптический спектр показан на рис. 1, г) от почти бесцветных до насыщенных зеленых.

В спектрах коричневых камней можно выделить две основные линии поглощения: 986 нм — дефект H_2 , непосредственно образовавшийся при НРНТ-обработке, и 637 нм — дефект, возможно, связанный с $(N-V)^-$. Поглощение, обусловленное дефектами 637 нм и H_3 (503 нм), придает камню коричневую окраску. Камни с оранжевым оттенком характеризуются большим поглощением дефекта 638 нм по сравнению с H_2 , а камни с красным оттенком, наоборот, имеют относительно слабое поглощение, связанное с дефектом 638 нм. Коричневая окраска НРНТ-алмазов связана только с поглощением в системах H_3-H_2 (поглощение дефекта 637 нм очень мало в таких камнях). С увеличением поглощения дефекта H_2 интенсивность зеленой окраски возрастает. Эти данные хорошо согласуются с данными по НРНТ-облагороженным ал-

мазам, приведенными в работе [1].

Для НРНТ-облагороженных камней характерно высокое поглощение на дефектах H_3-H_2 и H_2 . В природных камнях такое сочетание дефектов не выявлено, поэтому наличие вместе этих дефектов можно считать диагностическим признаком природных НРНТ-облагороженных алмазов.

Заключение. В результате проведенных исследований выявлены прямые и косвенные признаки, позволяющие в ряде случаев диагностировать происхождение алмаза и природу его окраски. В некоторых случаях требуются дополнительные исследования,

такие как ИК-спектроскопия и низкотемпературная фотолюминесценция.

Низкотемпературная спектроскопия позволяет диагностировать некоторые группы алмазов по наличию или отсутствию дефектов, проявляющихся в видимой части спектра (разработанная последовательность диагностики природных, синтетических и облученных алмазов представлена на рис. 2).

По прямым признакам:

— облученные алмазы типа Ia легко отличаются по наличию линий, связанных с дефектами GR1: 741, 667 нм и ND1 (393 нм). Эти дефекты могут встречаться в природно облученных камнях, но интенсивность этих линий будет существенно ниже, чем в облученных искусственно;

— для облученных алмазов типа Ib характерны линии 526, 617, 626, 637, 644, 649 и 655 нм;

— особенностью отоженных после облучения камней (тип Ia) является наличие специфических

линий, проявляющихся только после отжига, т.е. 594 и 724 нм;

— природные камни, прошедшие НРНТ-обработку, определяются по наличию дефекта N2 (986 нм) и 637 нм.

По косвенным признакам:

— выявлен общий вид оптического спектра и набор дефектов для алмазов типа Ia. Основные линии связаны с N3 (415 нм), N2 (476 нм), N4 (344 нм), N5 (330 нм), N3 (503 нм) и 440, 448 нм. Если в алмазе проявляются только эти дефекты, то можно говорить о его природном происхождении и отсутствии облагораживания, если же в спектре проявляются какие-либо другие линии, то происхождение камней можно определить по прямым признакам либо используя другие методы исследования.

Для камней типов IIa и IIb диагностические признаки не выявлены. Это связано с отсутствием азотных дефектов в концентрациях, достаточных для обнаружения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винс В.Г. Изменение цвета кристаллов алмаза // Вестн. геммологии. 2001. № 3. С. 31—34.
2. Винс В.Г. Изменение цвета синтетических алмазов вследствие облучения быстрыми электронами и последующего отжига // Там же. 2002. № 2. С. 19—26.

3. Optical Properties of Diamond, Handbook of Industrial Diamonds and Diamond Films. N. Y., 1998. P. 227—376.

Поступила в редакцию
11.09.2006

РЕЦЕНЗИЯ

В.Т. Фролов

НОВОЕ РУКОВОДСТВО ПО ЛИТОСТАДИАЛЬНОМУ АНАЛИЗУ

Заслуженный профессор МГУ, заведующий кафедрой литологии и морской геологии геологического факультета О.В. Япаскурт в 2005 г. в Издательстве Московского университета опубликовал ценное и оригинальное учебное руководство “Основы учения о литогенезе”. Это и новое слово в науке о стадиях образования и преобразования осадочных пород и руд, и монография по важнейшей научной проблеме, еще не полностью оцененной геологами. Лишь осадочные породы, или экзолиты, почти линейно способны меняться на протяжении сотен миллионов и нередко миллиардов лет и отражать время, условия и процессы, т.е. историю недр, где формируется основная часть минеральных ресурсов, а также емкостные и физико-механические свойства горных пород.

Книга О.В. Япаскурта впитала более чем сорокалетний опыт изучения осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород платформ и подвижных поясов и почти такой же длительности опыт преподавания литологии, стадийного анализа, геоминералогии и других учебных курсов. Автор критически проработал практически всю отечественную литературу по этой проблеме и основную зарубежную. В этом океане материалов легко потонуть, но этого не случилось потому, что О.В. Япаскурт последовательно проводил системный подход, а не замкнуться на чисто вещественном понимании истории породы помог автору историко-геологический подход, что подняло главные части исследования на добротный геологический уровень.

Работа построена ясно и логично, в основном дедуктивно — от общего к частному, как это понятнее студентам и молодым специалистам и принято в учебных руководствах. Она состоит из семи глав, предисловия и заключения, приведен обширный список литературы.

В первой главе рассмотрен литогенез в целом и в разбиении на стадии двух-трех рангов, подробно описаны эти стадии. Глава вводит читателя в структуру этой важнейшей части литологии. Начинается глава, естественно, с истории учения (оно стало обособляться в середине XX в.), в котором до сих пор остается дискуссионной понятийно-терминологическая база. Кратко, но выразительно и объективно проанализированы разные представления, и в итоге приведена шестистадийная структура литогенеза, ныне наиболее обоснованная, простая, логичная и популярная. Особую ценность представляют описания каждой стадии литогенеза: диагенеза, катагенеза и метагенеза. Эти стадии рассмотрены в прогрессивном и регрессивном

рядах их возможной эволюции: кратко охарактеризованы начальный петрогенез, метаморфизм и регрессивный эпигенез. Даны очень ценные определения понятий “диагенез” и “катагенез”, но от полного определения метагенеза автор уклонился, хотя и ненавязчиво показал, что он склоняется к исключению этой стадии из литогенеза и отнесению ее к петрогенезу, т.е. к собственно метаморфизму. Основания для этого у автора есть, но достаточно ли их? Вопрос дискуссионный.

Замечаний к этой главе практически нет. Можно обратить внимание лишь на некоторые стилистические и редакционные погрешности. Автор вместо “эволюции” употребляет слово “эволюционирование”, например “эволюционирование вещества осадочных пород”. Эволюционирование, как и спекулирование, позиционирование и т.д., нельзя относить к природным и иным процессам, объектам и явлениям. Это “манипулирование” в мыслительном процессе, кроме того, вещество вряд ли эволюционирует. И выражение “физико-химический параметр оказался непостоянным” (с. 30) неудачно, так как “параметр” — что-то постоянное, “эталонное”. Выражение “глубинность границы...” было бы лучше заменить на “глубина”. Неудачно и “...Круговорот вещества ... реализуется циклично”. Некорректно и архаично называть кремневые породы кремнистыми (с. 43), потому что последние могут быть и некремневыми, например глинами с 20—30% кремневого вещества.

Вторая глава посвящена процессам литогенеза и их минерально-структурным индикаторам. Она логично начинается с представления того геопространства, в котором протекают эти процессы: приводятся классические определения стратисферы и противопоставляемой ей зоны осадкообразования, создающей осадки — эмбрионы пород для стратисферы, предложенные Л.В. Пустоваловым. Описанию предшествуют разработанные автором классификации: полный, но сложный список признаков для типизации и “ранжирование процессов литогенеза” по их масштабу (иерархическая классификация, табл. 1). Это наиболее полный на наш день охват разноранговых процессов литогенеза, но классификации открыты для дополнения. Основная, описательная часть главы обоснованно отдана элементарным процессам (компонентного уровня), ибо это фундамент стадийного анализа и начало его освоения студентами и аспирантами. Здесь в полной мере выявляется высокий научный уровень автора, виртуозно владеющего оптическими методами изучения горных пород и умеющего извлекать генети-

ческую и “стадиальную” информацию из тонких особенностей строения и состава пород. Материал хорошо иллюстрирован рисунками, схемами и фотографиями. Но процессы породного уровня охарактеризованы скупо. Из них содержательно описано лишь кливирование. Более обстоятельно рассмотрены процессы формационного уровня, особенно элизионные, а также гравитационно-рассольные и “метабластические”.

В третьей главе “Системно-генетический стадийный анализ процессов и факторов литогенеза” раскрыты сущность стадийного анализа (СА), системного подхода и его особенности в применении к СА, факторы литогенеза и их ранжирование и в заключение приведены некоторые практические рекомендации. Сущность СА, после длинных и довольно противоречивых рассуждений, раскрыта, однако, не полностью: это не только система приемов и методов раскрытия истории породы для восстановления первичного облика осадка, как писал Н.М. Страхов, но и реконструкция истории сегмента недр (региона), как это следует из расширенного понимания стадийного анализа самим автором, включившим в объекты изучения и формации. Ценное в главе — очерки об основах системного анализа и его приложение к СА, пока скромное, к сожалению, но начало положено.

Важный раздел о факторах литогенеза кажется инородным в этой методической главе. Вопрос о факторах, как и о процессах, не гнесеологический (не относится к теории познания), а “онтологический” (“объектный”, сущностный), относится к изучаемому объекту или их сериям. Конечно, и факторы могут быть системами и рассматриваться в рамках системного подхода, но подчиненно в более крупной “объектной” системе — стратифере. Тем не менее раз уж они попали в эту методическую главу, надо оценить написанное. Факторная таблица (рис. 24) представляет факторы литогенеза трех иерархических уровней в трех мегастадиях и в основном хорошо и привычно организует материал и правильно ориентирует исследования. Эта схема может видоизменяться лишь в деталях, например в снижении роли тектоники как непостоянно действующего фактора и в выдвигании рельефа на стадии седиментогенеза как его независимого фактора 1-го порядка. Магматизм (особенно вулканизм) как фактор автором явно недооценен, особенно в океане. Местами автор прибегает к упрощениям, что в науках исторических опасно и поэтому противопоставлено, например: “Априори заметим, что ныне в общих чертах не осталось сомнения в том, что всегда и всюду седиментогенный этап предопределял процессы литогенеза” (с. 148). Однако известно, что коры выветривания и экзогенные гидротермальные метасоматиты, которые не принадлежат к седименталитам, тоже по-своему определены как процессы литогенеза. “Тектоногенезу может быть подчинен вулканизм” (с. 152) — это полуправда, так как вторая половина противоположна — вулканизм, а шире — магматизм

рождают тектонические движения. Часто автор приводит причинную связь: быстрое опускание — быстрая седиментация, но так бывает не везде, в океанах и геосинклинальных бассейнах быстрые, часто провальные опускания сопровождаются и самой малой скоростью седиментации, и в таких конденсированных осадках сингенез и диагенез длятся десятки миллионов лет.

Глава 4 “Водно-флюидная фаза в литогенезе” написана по новым материалам обширного круга специалистов, и автор оказался на уровне самых новых идей и достижений наиболее авторитетных ученых в этой области. О.В. Япаскурт талантливо приобщает нас, большую часть геологов, привыкших иметь дело только с твердыми объектами, к почти всемогущей флюидной фазе (на самом деле и к всемогущей, и окружающей нас, и составляющей нас и недр среде). Наиболее подробно автор знакомит читателя с работами В.А. Галкина, Ф.А. Летникова, А.А. Карцева, С.Л. Шварцева и ряда других геологов и гидрогеологов, более успешно “связывающих” флюидную фазу с твердой и гидрогеологию с геологией.

Глава 5 “Проблема диагностики стадийности и типизации литогенеза” возвращает читателя к понятийно-терминологическим проблемам, которые автор объективно и глубоко анализирует. Они возникли при более глубоком и всестороннем изучении литогенеза, когда обнаружились расхождения между “реально наблюдаемой мозаичной картиной очень неоднородной измененности пород и идеализированными признаками стадийных рубежей” (с. 186). Это указывает не на кризис учения о стадиях литогенеза, а наоборот, на переход на более высокий уровень, когда отказываются от простых схем (природа всегда сложнее любых схем). Содержание главы и анализ проблемы очень поучительны не только для студентов, но и для всех специалистов. Можно лишь высказать некоторое сожаление об отсутствии необходимых геологических примеров, без которых стадии, выделяемые по разным признакам, выглядят довольно абстрактно. Можно согласиться с выводом и рекомендациями автора: “Диагностика литогенеза не может опираться на какой-либо один отдельно избранный признак. Необходим системный анализ множества стадийных признаков, как было показано в гл. 3”.

О.В. Япаскурт обосновал выделение трех генетических типов литогенеза: регионального фонового, регионального наложенного и локального наложенного, привел их характеристику (табл. 2, с. 208—211 и рис. 30) и описание типовых фоновых “литогенетических” (правильнее, может быть, “литогенезных”, а использованный термин давно закреплен за седиментогенезными типами) и наложенных на них вторичных преобразований (с. 214—224, рис. 31). Более полно и комплексно автор рассмотрел (с. 224—247, рис. 32—36) Колтогорский осадочный бассейн севера Западной Сибири. Более кратко, но также поучительно рассмотрен во многом противоположный пример

литогенеза положительной тектоноформы — верхнедевонские отложения чехла Воронежской антеклизы (с. 248—254). Выводы, к сожалению, слишком лаконичны.

Глава 6 “Литогенез и рудогенез” — важная и интересная. В обширном общем обзоре привлекает внимание пример сульфидных месторождений в “алмазной” свите среднего карбона Донбасса, рудное вещество которых на элизионном этапе было мобилизовано из осадочных пород в основном на стадии катагенеза с помощью углистого и сапропелевого органического вещества, игравшего роль восстановителя сульфатов до сероводорода. Миграция металлов обеспечивалась пластовыми сероводородными водами, а осаждение и концентрация происходили на геохимических барьерах. Это подтверждается примерами месторождений свинца и цинка (с. 271—278), меди (с. 278—282), магнезитов (с. 282—288), сидеритов (с. 269—295) и благородных металлов (с. 295—330).

В заключительной седьмой главе “Проблемы и теоретические основы учения о постседиментационном литогенезе” автор во вступительном разделе сначала перечисляет семь проблем и кратко их рассматривает. Много из этого было бы уместнее поместить в общее введение к книге. Другие разделы этой главы тоже больше похожи на начальное изложение фактов и конкретных необобщенных наблюдений, что логичнее было бы в первых главах и отчасти во введении. Начинается обсуждение с многозначительного раздела “Литогенез — производная от всеобщего закона фазовой дифференциации вещества геосфер”. Сразу возникают вопросы и возражения. Литогенез, как показывает и сам автор, — это самый сложный комплекс преобразований, не сводящийся к одной лишь дифференциации вещества. И почему дифференциация не просто вещества, а непременно “фазовая”? Кто и где сформулировал “закон фазовой дифференциации вещества” и кто придал ему уровень “всеобщего” закона? В литогенезе гораздо “всеобщее” интеграция вещества, отличающая в целом экзолитогенез от эндопетрогенеза: смешение происходит повсюду и на разных уровнях — от атомного до породного — и оставляет дифференциации во многом пассивную роль, дополнительную, подчиненную и второстепенную, хотя внешне более выигрышную. Она-то и бросается первой в глаза. Но видимость не есть суть. Зачем же повторять идеи этого уровня и почти столетней давности?

Автор убедителен, рассматривая дифференциацию на четырех уровнях, но правильнее было бы так рассматривать интеграцию—дифференциацию, ибо это две стороны одной медали. Но что такое “литогенетическая дифференциация”? (с. 309).

Далее О.В. Япаскурт также заинтересованно обсуждает дискретность процессов седиментационного и литогенеза, иногда даже и “дискретность механизмов” седиментации, чего по смыслу быть не может, ибо “механизм” — это неразрывная связь (иначе механизм не работает). Дискретность большинства седиментационных процессов очевидна, а у литопроцессов ее надо выискивать, изучать и фиксировать. Вот в этом и видится новизна авторского подхода к проблеме. Однако несколько искусственным кажется увязывание многих процессов и “дискретностей” с тектоникой, тоже во многом достаточно архаичное. Последние 50 лет были преодолением “всемогушества” тектонического мифа в седиментологии. Влияние тектоники на седиментацию не всегда в книге доказано, а часто принимается по привычке.

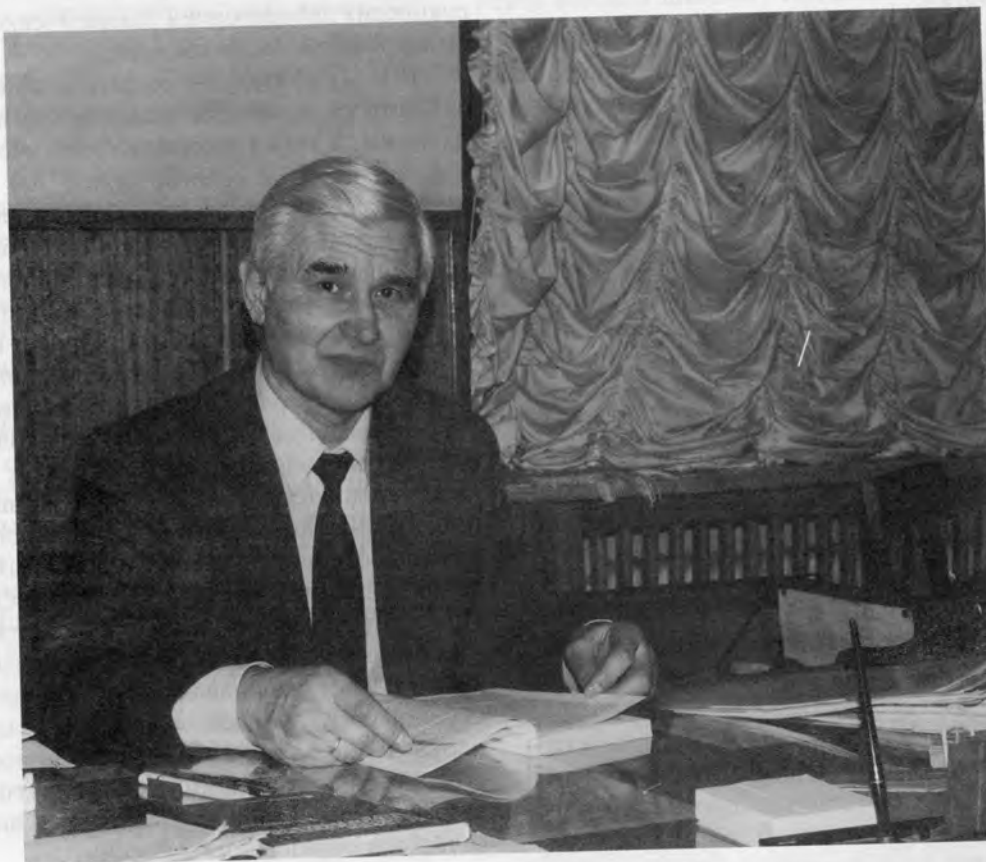
Проблема унаследованности и(или) наложенности в литогенезе рассмотрена более обстоятельно. Автор убедительно показал недостаточность петрологических методов расчета петрохимических данных для восстановления первичного типа осадка, потому что они основаны на представлении об изохимическом метаморфизме, что для стратисферы скорее исключение, чем правило. О.В. Япаскурт показал не универсальность закона об унаследованности в формулировке Л.В. Пустовалова и рекомендовал более комплексный метод снятия наложенных изменений и восстановления первичного типа осадка. В качестве довольно успешного примера анализа дометаморфического преобразования разбирается работа В.Н. Шванова.

Наконец, действительно актуальная и важная проблема разграничения метагенеза и метаморфизма решается в основном на фундаментально-вещественном уровне, которого в описаниях конкретных объектов, к сожалению, маловато. О.В. Япаскурт глубоко и профессионально разбирает процессы метаморфизма начального и средних стадий, цитируя А.А. Маракушева, М.А. Мишкина, В.А. Жарикова, Ф.А. Летникова и других известных петрологов. Но это не решает и не может решить проблему разграничения стратисферы и метаморфосферы. Она может решаться на более высоком уровне — именно на геологическом. Можно видеть непрерывность конкретных процессов метаморфизма на этой границе; ее положение определяют общие “балансовые” аргументы. Создается впечатление, что автор уходит от четкого обозначения границы метагенеза и метаморфизма, стратисферы и метаморфосферы. Впрочем, сегодня эта проблема нуждается в дальнейшем углубленном изучении.

Оценивая книгу в целом, можно определенно отнести ее к нужным и актуальным монографиям—учебным пособиям, отражающим современный уровень науки. Она лишь нуждается в более тщательной редакции, что необходимо предпринять в ее следующем издании.

ЮБИЛЕИ

ВИКТОР ТИТОВИЧ ТРОФИМОВ (к 70-летию со дня рождения)



11 апреля 2007 года исполняется 70 лет замечательному российскому геологу, доктору геолого-минералогических наук, проректору Московского государственного университета, заведующему кафедрой инженерной и экологической геологии геологического факультета, заслуженному деятелю науки Российской Федерации, профессору Виктору Титовичу Трофимову.

Виктор Титович Трофимов родился в Москве в 1937 г. В 1960 г. с отличием окончил геологический факультет МГУ и больше не расставался с Московским университетом, где постоянно работал на кафедре грунтоведения и инженерной геологии (с 1986 г. — кафедра инженерной геологии и охраны геологической среды, а с 1998 г. — кафедра инженерной и экологической геологии). Здесь он прошел трудовой путь от старшего лаборанта (1960—1963) и ассистента (1963—1969) до профессора (с 1978 г.) и заведующего кафедрой

(с 1989 г.). В 1964 г. защитил кандидатскую, а в 1976 г. — докторскую диссертацию на тему “Инженерно-геологическое районирование крупных территорий на основе анализа закономерностей пространственной изменчивости инженерно-геологических условий”. Одновременно с этим Виктор Титович работал начальником (1965—1979) и научным руководителем (1979—1991) Тюменской инженерно-геологической экспедиции геологического факультета МГУ, которая вела инженерно-геологическую и геокриологическую съемку по всей Западной Сибири — от Тобольска до Салехарда. Многие выпускники кафедры получили свой первый и незабываемый опыт полевой работы в отрядах этой экспедиции. В 1987—1992 гг. — он декан геологического факультета МГУ, а с 1992 г. — проректор Московского университета.

В.Т. Трофимов — крупный ученый-геолог и организатор науки и высшего образования в России, один

из создателей современной школы инженер-геологов в Московском университете, которая возникла и развивалась сначала на его глазах, а затем под его руководством и во многом благодаря его усилиям. В.Т. Трофимов — один из безусловных лидеров отечественной геологической науки, разработавший многие современные теоретические положения региональной инженерной геологии, грунтоведения и экологической геологии.

Важное место в научных достижениях Виктора Титовича занимает решение ряда основополагающих задач региональной инженерной геологии — научного направления, во многом составившего славу школы инженер-геологов Московского университета. Им разработано учение об инженерно-геологических структурах Земли и установлены глобальные закономерности их распределения; в его работах сформулированы основы учения о зональном изменении инженерно-геологических условий Земли и их причинной обусловленности; определена роль тепло- и влагообеспеченности массивов горных пород в формировании их инженерно-геологических особенностей; разработаны теоретические положения и методика инженерно-геологического районирования крупных регионов, методика инженерно-геологического картирования и составления инженерно-геологических и геокриологических карт; установлены закономерности формирования и пространственного изменения инженерно-геологических условий ряда крупных регионов — Западно-Сибирской плиты, Восточно-Европейской платформы, севера Евразии.

Большое значение для развития инженерной геологии имеют работы В.Т. Трофимова в области грунтоведения. Виктор Титович всегда проявлял огромный интерес к изучению состава и свойств самых разнообразных грунтов — от широко распространенных до экзотических, заражая своим интересом и всякий раз поражая эрудицией коллег и учеников. Но с особым увлечением и глубочайшим интересом он всегда занимался, безусловно, лессовыми грунтами. Им разработаны проблемные вопросы генезиса просадочности лессовых пород как син- или эпигенетического их свойства, сформулирована общая теория формирования просадочности лессовых пород. Результаты его многолетних исследований в этой области обобщены в недавних монографиях “Генезис просадочности лессовых пород” (1999) и “Теория формирования просадочности лессовых пород” (2003), а также в коллективном труде, вышедшем под его редакцией, — “Лессовый покров Земли и его свойства” (2001).

В.Т. Трофимов — один из основателей нового научного направления геологии — экологической геологии: в его работах разработаны вопросы устойчивости верхних горизонтов литосферы к техногенным воздействиям, фундаментальные положения теории и методологии экологической геологии, концептуальные основы учения об экологических функциях

литосферы и эколого-геологического картографирования. Он — инициатор создания новой специальности “Экологическая геология” (1999) и магистерских программ: “Экологическая геология”, “Экологические аспекты инженерной геологии”, “Экологические функции литосферы”, “Экологическая геодинамика”. Виктор Титович подготовил первые учебники и учебные пособия по этой специальности. С 1997 г. он руководит лабораторией экологической геологии, организованной им на кафедре.

В.Т. Трофимов — создатель обширной научной библиотеки в области инженерной и экологической геологии, а также высшего геологического образования: он автор и соавтор более 700 научных работ, среди которых три десятка монографий, ряд учебников и учебных пособий, изданные геологические, инженерно-геологические и геокриологические карты. Кроме того, под его редакцией вышли в свет 90 монографий, сборников научных трудов и карт.

Профессор В.Т. Трофимов читает в Московском университете ряд основных лекционных курсов (“Грунтоведение”, “Инженерная геология”, “Инженерно-геологическое картирование”, “Региональная инженерная геология”, “Организация и планирование инженерно-геологических исследований”, “Инженерная геология массивов лессовых пород”, “Введение в специальность”, “Экологическая геология”). При этом он ведет огромную и плодотворную организационно-педагогическую и методическую работу: в 1988—1992 гг. возглавлял УМО страны по геологии, обосновал и добился включения самостоятельного направления “Геология” в число приоритетных естественно-научных дисциплин. Под его руководством разработана и в 1999 г. утверждена Концепция геологического образования в России.

Виктор Титович уделяет много внимания подготовке высококвалифицированных специалистов инженер-геологов, под его научным руководством защищено более 100 дипломных работ, он подготовил 22 кандидата и 2 докторов наук, работающих по всей России и за рубежом. Для исследователей, прошедших школу Трофимова, он всегда Учитель и в науке, и в жизни.

В.Т. Трофимов — не только крупный ученый-геолог, но и организатор науки и высшего образования в России. Длительное время он работал в Экспертном совете по наукам о Земле, был заместителем председателя научного совета АН СССР по инженерной геологии и гидрогеологии, заместителем председателя Национального комитета геологов России. Он член двух диссертационных советов, председатель Экспертного совета по геологии в программе “Университеты России” (1991—2005), Совета по наукам о Земле Международной академии наук высшей школы, действительный член Российской академии естественных наук, член Государственного комитета по Государственным премиям России, заместитель председателя ученого совета Московского университета, почетный

член Ломоносовского фонда. Он один из организаторов совместной образовательной программы ЮНЕСКО и МГУ по морской геологии и геофизике "Плавучий университет". Профессор В.Т. Трофимов постоянно выступает организатором и инициатором совещаний по инженерной геологии в МГУ, с 1981 г. — член редколлегий, а в 1988—1993 гг. — главный редактор журнала "Вестник Московского университета. Серия 4. Геология". Он член редколлегий и других профессиональных изданий: "Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический", "Мир камня", "Минералогический альманах", "Известия секции наук о Земле РАЕН".

Многолетняя плодотворная деятельность В.Т. Трофимова по достоинству оценена государством и научной общественностью. Виктор Титович — дважды лауреат высшей награды Московского университета — Ломоносовской премии первой степени за научную (1975) и педагогическую деятельность (2002), лауреат двух Государственных премий СССР (1977 и 1988) и Государственной премии России (1993), премии Московского общества испытателей природы первой степени (1999). В.Т. Трофимов — Заслуженный деятель науки Российской Федерации (1998), заслуженный профессор Московского университета (1998). Он награжден медалями "За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения Владимира Ильича Ленина" (1976), "За успехи в разведке недр" (1983), "Ветеран труда" (1986), "В па-

мять 850-летия Москвы" (1997), "За отличные успехи в области высшего образования" Минвуза СССР (1987), золотой медалью им. Петра I Международной академии наук о природе и обществе (1995), серебряной (1985) и бронзовыми (1969, 1972) медалями ВДНХ СССР; почетными знаками РАЕН "За заслуги в развитии науки и экономики России" (1998, 2002), "Рыцарь науки и искусства" (2000, 2003), "За заслуги перед высшей школой" АН ВШ РФ (2002), дипломами Фонда им. акад. В.И.Смирнова за выдающийся вклад в развитие геологического образования (1995) и решение актуальных проблем геологической науки (2003); знаками "Отличник разведки недр" (1979), "Почетный разведчик недр" (1998), орденом Почета (2005).

Друзья и коллеги знают, что из всех званий и наград выше всего он ценит одно — "профессор Московского университета". Они уважают и любят в Викторе Титовиче его честность и открытость, огромную работоспособность, организованность и целеустремленность, умение всегда отстаивать свое мнение, но готовность понять и другую точку зрения, его скромность и обаяние.

В год 70-летия мы желаем профессору Московского университета Виктору Титовичу Трофимову крепкого здоровья, бодрости, благополучия всем его близким и многих лет такой же бурной и плодотворной работы на благо российской науки и Московского университета.

Редколлегия журнала

НИКОЛАЙ АНДРЕЕВИЧ БОЖКО (к 70-летию со дня рождения)

28 февраля исполняется 70 лет доктору геолого-минералогических наук, профессору кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ, лауреату Государственной премии РФ Николаю Андреевичу Божко.

Имя этого талантливого геолога и педагога широко известно в геологическом мире. Его многолетняя научная деятельность чрезвычайно активна и многогранна. Он — автор более 150 научных работ (среди них 5 монографий), в которых разработаны фундаментальные проблемы теоретической и региональной геотектоники, геодинамики и тектоники докембрия. К числу наиболее значимых научных достижений юбиляра в области прикладной геотектоники относятся исследование тектонических факторов локализации алмазоносных кимберлитов, в том числе за пределами архейских кратонов, анализ тектоники нефтегазоносных отложений позднего докембрия.

Николай Андреевич постоянно участвует в различных конференциях (международных, всероссийских и региональных). Его доклады, глубокие по содержанию и прекрасные по форме, всегда носят полемический характер и неизменно привлекают к себе внимание специалистов.

Н.А. Божко ведет большую научно-организационную работу. Он — член научного совета РАН по геологии докембрия, академик Международной академии наук высшей школы, член геологических обществ Зимбабве и Ганы. Многие годы он входит в состав диссертационного совета геологического факультета МГУ по присуждению докторских и кандидатских диссертаций.

Вся творческая жизнь Николая Андреевича связана с Московским университетом. В 1954 г. после окончания средней школы в г. Полтаве он поступил на геологический факультет МГУ. В 1959 г. после защиты дипломной работы на тему «Тектоника Северной Осетии в районе р. Ардон» Н.А. Божко стал работать в экспедиции Всесоюзного Аэрогеологического треста, участвовал в полевых геологических исследованиях на Горном Алтае и в Хакасии. В 1961 г. он был командирован в Ирак, где в течение года работал в Курдистане в горах Загроса на геологической съемке масштаба 1:200 000. С 1962 г. по 1966 г. работал геологом и начальником партии в республике Гана на геологической съемке метаморфических комплексов, изучал осадочный чехол впадины Вольта. В 1969 г.

после окончания аспирантуры защитил кандидатскую диссертацию на тему "Поздний докембрий Западной и Экваториальной Африки" (научный руководитель проф. В.Е. Хаин) и был зачислен ассистентом на кафедру динамической геологии геологического факультета МГУ, где прошел путь от ассистента до профессора. В 1981 г. он защитил докторскую диссертацию на тему "Поздний докембрий Гондваны (тектонический анализ)".

На формирование научного роста Н.А. Божко оказали влияние непосредственное общение и работа с крупными учеными-тектонистами В.В. Белоусовым, В.Е. Хаиным, А.А. Богдановым, Е.Е. Милановским, К.О. Кратцем.

В процессе исследований впадины Вольта в Гане Н.А. Божко разработал современную стратиграфию и тектонику этой впадины, установил докембрийский возраст ее отложений, считавшихся ранее палеозойскими, и доказал их корреляцию с образованиями Атакорского складчатого пояса; были открыты прямые нефтепроявления во впадине Вольта, которые оказались на то время первыми нефтепроявлениями в отложениях докембрия Африки. Результаты работ Н.А. Божко в Гане легли в основу его дальнейших исследований геологии Африканского континента.

В 1967–1968 гг. Н.А. Божко изучал в Танзании образования раннего докембрия массива Додома, переработанные комплексы Мозамбикского пояса, а также верхнедокембрийские отложения прогиба Букоба, для определения возраста которых был впервые в Восточной Африке использован биостратиграфический метод.

В 1971–1995 гг. Н.А. Божко проводил полевые исследования тектоники Прибайкалья. За это время им изучены стратиграфия, тектоника, метаморфизм пород центральной части Западного Прибайкалья (Приольхонье), обнаружено присутствие среди них офиолитов и меланжа; установлено взаимоотношение пород Приольхонья с образованиями Приморского хребта; предложена новая интерпретация тектоники Северного Прибайкалья; выявлен коллизионный характер его структуры и существенная роль неопротерозойского и раннепалеозойского тектогенеза в его формировании. В результате этих исследований им разработана и опубликована аккреционная геодинамическая модель эволюции Байкало-Витимского пояса. В 1995–1997 гг. Н.А. Божко работает в Зимбабве. По результатам этих исследований выделен архейский вулканоплутонический пояс Муньяти на краю кратона Зимбабве в качестве континентальной активной окраины, определен возраст серых гнейсов Центрального Зимбабве и построена геодинамическая модель этой территории для позднего архея. Н.А. Божко разработал существенно новую геодина-

мическую модель фундамента Восточно-Европейской платформы с выделением протяженной раннепротерозойской пассивной окраины, в палеотектоническом плане отчленявшей Восточно-Европейский кратон от древнего океана, в пределах которого шла аккреция террейнов, включая Сарматский микроконтинент.

Обширный опыт полевых исследований в различных регионах и их результаты легли в основу важных теоретических разработок Н.А. Божко, к числу которых относятся: выявление суперконтинентальной цикличности с циклом продолжительностью в 400 млн лет и ее соотношение с эпохами диастрофизма, роста континентальной коры, магматизмом мантийных плюмов и галактическими процессами; выделение 10 древних суперконтинентов начиная со среднего архея; выявление перманентной тектонической мобильности гранулитогнейсовых поясов как зон негеосинклинальной тектоно-термальной переработки древнего докембрийского субстрата, установление пространственной приуроченности к ним фанерозойских континентальных рифтовых систем, введение понятия о предопределенности рифтогенеза; выявление тектонической асимметрии Северного и Южного полушарий Земли и ее знакопеременного характера, т.е. открытие явления глобальной геодинамической инверсии, установление ее корреляции с долгопериодическими инверсиями магнитного поля; типизация тектонических элементов позднего докембрия с выделением особого типа интракратонных структур и анализом их тектонической природы: исследование древнего континента Гондвана, выявление палеотектонических доказательств его существования на уровне докембрия, установление различий в тектонической эволюции восточной и западной частей Гондваны; выявление особенностей эволюции позднеархейских зеленокаменных поясов, установление двух стилей тектоники (плитнотектонического и плюмового) в их эволюции, выявление природы верхнего "моллассоидного" этажа разреза зеленокаменных поясов, формирующегося в присдвиговых прогибах типа "пулл-апарт".

Н.А. Божко ведет большую преподавательскую работу. В течение 20 лет он руководил Крымской геологической практикой студентов 1-го курса; он читает курсы лекций "Геотектоника" и "Тектоника докембрия" на геологическом и географическом факультетах МГУ, ведет семинары, руководит дипломными и курсовыми работами, научной работой аспирантов и докторантов, им подготовлено пять кандидатов наук, он постоянный член ГЭК на геологическом факультете МГУ.

Николай Андреевич полон творческих сил, и в его юбилей мы желаем ему крепкого здоровья и новых творческих успехов.

*Д.Ю. Пущаровский, В.Е. Хаин, Е.Е. Милановский,
Н.В. Короновский, М.А. Гончаров, А.Ф. Лимонов,
М.Г. Ломизе, А.Г. Рябухин, В.А. Зайцев, А.И. Полетаев*

ИНДЕКС 70995



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

ISSN 0201 - 7385 ISSN 0579 - 9406.
ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2007 № 2 С. 1 - 76.