

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2012

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ	Князев Г.Б.	
Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Галуев В.И., Каплан С.А. Глубинные структурно-тектонические неоднородности земной коры и возможные процессы, связанные с нефтегазообразованием и нефтегазонакоплением (геохимический аспект)	Петрохимические модели раннепалеозойских гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области.	51
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ	
Хмельков А.М. Выявление нового прогнозируемого кимберлитового поля и перспективы северной окраины Якутской алмазонасной провинции	Ермолаев Г.С. Рельеф поверхности современной Земли и упорядоченность в нем геодинамических образований (на примере Южного Тянь-Шаня)	3 56
Контарь Е.С., Кокорин Н.П. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых в Уральском федеральном округе	ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА	
Дунаев В.А., Серый С.С., Игнатенко И.М. Блочность пород, слагающих месторождения железистых кварцитов, и определяющие ее факторы.	Орленок В.В. Определение константы фотолитической диссипации гидросферы и ее потерь в фанерозое и докембрии	15 64
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	Куприн П.Н. Разрез отложений и некоторые аспекты кайнозойской геологической истории хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане.	23 72
Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян)	Гусев Е.А., Костин Д.А., Рекант П.В. Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000)	32 84
	ДИСКУССИИ	
	Хомичев В.Л. Плутоны—дайки—оруденение.	42 90

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 24.03.2012. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

УДК 550.4:552.578.2:550.3

Р.П.Готтих, Б.И.Писоцкий, В.И.Галуев, С.А.Каплан, 2012

Глубинные структурно-тектонические неоднородности земной коры и возможные процессы, связанные с нефтегазообразованием и нефтегазонакоплением (геохимический аспект)

Р.П.ГОТТИХ (Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем (ВНИИГеосистем); 117105, г.Москва, Варшавское шоссе, д.8), Б.И.ПИСОЦКИЙ (Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН; 119991, г.Москва, ул.Губкина, д.3), В.И.ГАЛУЕВ, С.А.КАПЛАН (Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем (ВНИИГеосистем); 117105, г.Москва, Варшавское шоссе, д.8)

Показано, что по соотношению между различными группами микроэлементов средние составы нефти близки к составам базальтов, выплавляющихся в различных геодинамических обстановках. По комплексу геофизических и геохимических материалов представлена принципиальная схема формирования восстановленных флюидов в створе Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления.

Ключевые слова: нефть, базальт, микроэлементы, флюид, земная кора.

Готтих Римма Павловна, rimgot@list.ru

Писоцкий Богдан Иванович, pisotskiy@list.ru

Галуев Владимир Иванович, Galuev@geosys.ru

Каплан Самуил Абрамович, lab6-vniigeosistem@yandex.ru

Structural Tectonic Heterogeneities Deep-seated in the Earth's Crust and Possible Processes Related to Oil and Gas Generation and Accumulation (Geochemical Aspects)

R.P.GOTTIKH, B.I.PISOTSKY, V.I.GALUEV, S.A.KAPLAN

It is demonstrated that the average composition of oil closely matches that of basalts, melted under various geodynamic settings, in the relationship between abundances of microelement groups. Based on the analysis of a combination of geophysical and geochemical data constructed is a schematic diagram showing generation of reduced fluids in the section of Yurubchen-Tahoma oil-and-gas accumulation zone.

Key words: oil, basalt, microelement, fluid, Earth's crust.

В настоящее время в области нефтяной геологии сложился ряд положений, позволяющих рассматривать процессы нефтеобразования и нефтенакпления на иной, чем прежде, основе. Во-первых, в связи с тем, что подавляющая часть нефтеносных провинций мира тяготеет к окраинам континентов (плит) и пространственно совмещается с подвижными поясами, на базе последних геодинамических представлений проводится реконструкция процессов формирования осадочных бассейнов. Во-вторых, это развитие концепции полигенеза нафтидов, предусматривающее различные сценарии образования скоплений углеводородов в пределах осадочных депрессий земной коры. Рассматриваются преимущественно механизмы генерации углеводородов в условиях субдукционно-обдукционных и рифтогенных. Несмотря на то, что значительная часть геологов придерживается биогенной концепции нафтидогенеза, практически всеми признается необходимость привлечения эндогенного фактора для мобилизации микронепти в скопления: воздействия на породный субстрат глубинных флюидов, представляющих собой

или газовые эманации высокостоящих астенолинз, или эманации внедряющихся в консолидированную кору магматических расплавов. Некоторые исследователи в качестве мобилизующего агента рассматривают подъем апокатагенных или метаморфогенных газов из нижних горизонтов глубоких осадочных бассейнов. Без признания участия глубинных эманаций трудно представить формирование крупных зон локализации в осадочных депрессиях скоплений нефти и газового конденсата.

Что же представляют собой эти глубинные флюидные эманации, каков может быть их источник и роль в формировании углеводородных скоплений? Данные вопросы являются предметом настоящих исследований. Ответ на них авторы пытаются найти путем комплексного анализа геохимических материалов с данными геофизических исследований на опорных профилях, применительно к крупной зоне нефтегазонакопления на юге Сибирской платформы.

Для выяснения источников вещества, образующегося в тех или иных геологических процессах, обыч-

но используют геохимию малых элементов, позволяющую судить о природе процесса и характере взаимодействия систем с окружающей средой. С целью проведения такого анализа авторы на протяжении ряда лет исследовали геохимические особенности смолисто-асфальтеновых фракций нефти различных регионов с использованием метода ISP-MC в комплексе с нейтронно-активационным анализом.

Использование высокочувствительных методов анализа показало, что в нефти фиксируются практически все элементы периодической таблицы. В табл. 1 приведены средние содержания некоторых микроэлементов, соотношения между которыми будут рассматриваться в статье. Анализ геохимической специализации нефти выявил обогащенность ее смолисто-асфальтовых компонентов по отношению к кларку для верхней коры ле-

1. Средние значения содержаний некоторых микроэлементов в смолисто-асфальтеновых компонентах нефти различных регионов (в мг/т)

Макро-элементы	Восточная Сибирь	Днепровско-Донецкая впадина	Западная Сибирь	Южно-Татарский свод	Тимано-Печорская провинция	Шельф Сахалина
Sc	130,0	300,0	103,0	102,0	166,0	127,9
Ti	2061,0	9724,0	3545,0	5243,0	3241,0	4246,2
V	6109,0	28 370,0	26 190,0	227 600,0	61 635,0	7824,4
Cr	12 883,0	5985,0	13 207,0	10 835,0	18 380,0	5970,1
Mn	724,0	955,0	2965,0	1728,0	1435,0	985,5
Co	67,0	87,0	101,0	207,0	208,0	651,8
Ni	14 890,0	19 027,0	23 328,0	72 016,0	56 170,0	20 271,2
Cu	11 974,0	6105,0	15 180,0	31 283,0	51 804,0	4633,0
Ga	17,7	26,3	14,4	157,0	100,7	93,6
Rb	37,3	35,2	76,0	79,3	62,5	41,5
Sr	1033,0	6657,0	2270,0	2850,0	1425,0	846,5
Y	10,4	11,1	20,2	16,9	21,7	15,3
Zr	547,0	1275,0	328,0	352,0	605,0	381,0
Nb	5,0	2,7	8,3	13,5	9,9	9,0
Mo	171,0	45,6	58,0	1600,0	315,8	47,8
Pd	0,9	4,3	2,6	3,3	2,5	2,3
Ag	330,0	17 000,0	65,0	322,0	630,0	133,4
Cd	129,0	46,0	46,5	180,0	403,0	77,5
Cs	1,2	0,6	5,7	2,3	1,9	1,4
Ba	2578,0	4147,0	4423,0	2084,0	5600,0	1941,4
REE	96,0	136,0	180,0	170,0	182,0	189,3
Hf	3,5	31,6	7,0	8,3	6,0	12,1
Ta	0,7	0,7	0,1	1,0	0,6	H/o
W	82,0	20,0	80,0	61,6	176,0	12,2
Re	3,	4,5	3,1	51,9	5,4	2,4
Pt	0.5	1,1	0,5	0,5	1,4	0,5
Au	102,0	350,0	7,1	98,4	60,0	5,8
Tl	1,4	1,6	1,9	1,7	2,1	5,7
Pb	2248,0	1130,0	16 530,0	2009,0	4758,0	845,7
Bi	30,5	17,1	29,0	133,0	100,0	34,9
Th	3,3	15,0	6,2	5,2	6,0	4,9
U	3,2	3,0	4,2	16,0	12,0	3,5

тучими халькофильными элементами (Hg, As, Sb, Se, Te, Cd, Ag, Au), выборочно — V, Cu, Re, Ni, близки к коровым концентрации Cr, Zn, Pb, Bi [4]. Вместе с тем, наряду с общими закономерностями, наблюдаются различия в микроэлементной специализации нефти регионов, что отражено на ряде дискриминационных диаграмм (рис. 1, А и Б) [4]. Выявленные закономерности могут отражать геохимические особенности геологической среды, формировавшейся при протекании в регионах разновременных геодинамических процессов, в т.ч. с участием магматитов различного профиля и сопутствующих им флюидов.

В связи с тем, что базальты в наибольшей степени отражают геодинамическую обстановку образования коры, авторы на измененную для нефти диаграмму Дж.Пирса и Дж.Каннома [30] нанесли средние составы изученных проб нефти (см. рис. 1, В). Кроме того, на диаграмму нанесены и данные по трем пробам нефти сахалинского шельфа и по битумоидам из толщ, обогащенных органическим веществом (баженовская свита, доманиковский, вздрешевский и ирэмэкэнский горизонты). Как следует из рис. 1, нефти Днепровско-Донецкой впадины и Восточной Сибири попадают в область развития внутриплитных базальтов, Тимано-Печорской провинции — известково-щелочных базальтов, Западной Сибири — толеитов и известково-щелочных базальтов, Южно-Татарского свода — толеитовых базальтов и, наконец, нефти сахалинского шельфа ложатся в область развития островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов. Точки, отвечающие составам битумоидов из предполагаемых «нефтематеринских» свит, резко сдвинуты по отношению к нефти соответствующих регионов. Отмеченные закономерности в общем виде дают представление о геологическом развитии рассматриваемых регионов [28]. Так, зна-

чительная часть домезозойского фундамента Западной Сибири формировалась при участии породных комплексов островных дуг Палеоазиатского океана с последующим наложением на них основного магматизма в пределах позднепермских и триасовых рифтов. В пределах рифтовой Днепровско-Донецкой впадины (глубины отбора проб 4 км) и Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз Сибирской платформы был развит внутриплитный магматизм среднедевонского и пермо-триасового возрастов, соответственно. В геологических разрезах востока Восточно-Европейской платформы (Волжский блок) фиксируется среднедевонский основной магматизм толеитовой серии, а в Северо-Восточно-Сахалинском бассейне (Пильтун-Астоская, Южно-Дагинская, Мирзоевская площади) — известково-щелочной островодужный. Наибольший разброс состава отмечается для нефти Тимано-Печорского региона в связи с развитием на данной территории ансамбля разнообразных структурно-тектонических элементов, вмещающих скопления нефти, и проявления магматических процессов [28]. Таким образом, положение точек, отвечающих составу нефти различных регионов, на диаграмме Пирса-Каннома представляется вполне закономерным.

Приведенные материалы геохимических исследований нефти и ранее выполненные работы позволяют очертить некоторые признаки участия эндогенного вещества в процессах нефтеобразования и нефтенакпления. К части таких признаков относятся:

присутствие в нефти значительных концентраций летучих халькофильных и рассеянных элементов, присущих газовым эманациям магм основного и ультраосновного состава (Hg, Au, Ag, Cu, Re, Se, As и др.), количество которых иногда на 1—3 порядка превышает кларк для земной коры;

идентификация в нефти элементов платиновой группы, среди которых преобладающим является палладий. Наличие, наряду с платинидами, Cr, Cu, Ni, Co может отражать металлогеническую особенность платформенных гипербазитов, характеризующихся сходной медно-никелевой палладиевой специализацией [19];

наличие в нефти высокозарядных и крупноионных литофильных элементов (U, Th, REE, Zr, Rb, Ba и др.), характерных для щелочных, щелочно-ультраосновных породных комплексов и гранитоидов, отражающих специализацию обогащенного источника;

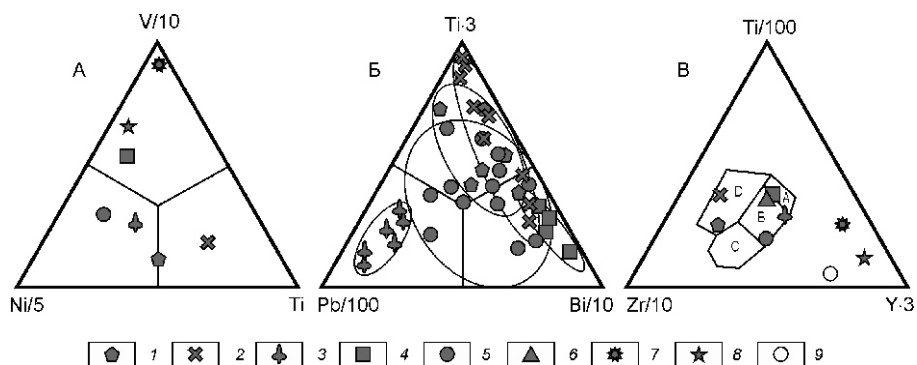


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы: Ni—V—Ti (А), Pb—Ti—Bi (Б) и Zr—Ti—Y (В) [30] для средних составов нефти и битумоидов органического вещества пород:

нефть: 1 — Восточной Сибири, 2 — Днепровско-Донецкой впадины, 3 — Западной Сибири, 4 — Южно-Татарского свода, 5 — Тимано-Печорской провинции, 6 — шельфа Сахалина; битумоиды: 7 — баженовской свиты верхней юры, 8 — доманиковского горизонта верхнего девона, 9 — вздрешевской и ирэмэкэнской свит верхнего рифея; составы базальтов: А — толеиты островных дуг, В — островодужные толеиты, известково-щелочные базальты, С — известково-щелочные базальты, D — внутриплитные базальты континентов

резкое отличие хондритнормализованных спектров распределения лантанидов нефти от аналогичных спектров, присущих вмещающим породам, пластовым водам и органическому веществу биогенной природы [2];

согласованность средних составов нефти на диаграмме Ti—Zr—Y с составами базитов различных геодинамических обстановок формирования коры рассматриваемых регионов;

наличие в геологических разрезах нефтегазоносных территорий следов восходящей миграции восстановленных флюидов в виде многофазных вторичных включений, законсервированных в мельчайших трещинках пород и минералов, термобарические характеристики которых позволили сделать вывод о формировании флюидов вне осадочного чехла и поступлении их в чехол уже после завершения катагенных преобразований пород. Отличительной особенностью флюидов является наличие в их битуминозной фазе широкого спектра микроэлементов, соответствующих спектру микроэлементов в нефти [3].

Сравнение геохимических особенностей восстановленных флюидов, законсервированных в виде вторичных и первично-вторичных включений в кварце гранитов фундамента Верхнечонской площади Непско-Ботуобинской антеклизы, и в эвдиалите из эгирин-нефелин-эвдиалитового шлирового пегматита трахитоидных хибинитов Хибинского щелочного массива, дало возможность авторам выявить их практическую идентичность по составу, заключающуюся в транспортировке широкого круга элементов (табл. 2). Эндогенная природа жидкой углеводородной фазы включений в эвдиалите, сформированная за счет серии реакций в послемагматическую стадию становления массива, не вызывает сомнений. Анализ битумоидов из включений показал, что жидкие восстановленные компоненты наследуют геохимическую среду кристаллизации минералов, а накопление микроэлементов происходило одновременно с процессами синтеза и каталитической поликонденсации восстановленных газов в стабилизирующемся кристалле эвдиалита. Продукты этих превращений и стали органическими лигандами для образования сложных элементоорганических соединений, состав которых определялся характеристикой образующихся битумоидов, химическим составом среды кристаллизации минералов и свойствами микроэлементов [5].

Идентичность геохимических характеристик флюидов позволяет предполагать, что синтез битуминозных компонентов в восстановленных флюидах, поступающих в породы фундамента и осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов, мог осуществляться по сценарию, близкому к синтезу битумоидов из пегматитов и постмагматических образований Хибинского массива. Однако содержание микроэлементов в составе битумоидов включений в кварце из гранита фундамента Верхнечонской площади в целом при-

2. Содержания микроэлементов (в г/т) в битумоидах включениях в кварце гранита Верхнечонской площади Сибирской платформы (1) и в эвдиалите пегматита трахитоидных хибинитов (2)

Микро- элементы	Пробы	
	1	2
Ti	0,41	11,976
V	0,200	38,290
Cr	0,241	2,969
Mn	0,157	12,230
Fe	8,730	14,610
Co	0,009	0,505
Ni	0,411	20,577
Cu	3,007	33,278
Zn	2,753	49,350
Ga	0,009	0,217
Rb	0,008	0,118
Sr	0,084	2,873
Y	0,002	0,648
Zr	0,068	14,030
Nb	0,003	0,812
Mo	0,004	0,264
Cs	0,0002	0,007
Ba	0,237	5,727
La	0,016	0,819
Ce	0,024	1,499
Pr	0,002	0,155
Nd	0,006	0,532
Sm	—	0,121
Eu	—	0,037
Gd	—	0,117
Tb	—	0,023
Dy	—	0,148
Yb	—	0,079
Lu	—	0,011
Hf	0,002	0,308
Ta	0,0004	0,064
W	0,007	0,176
Re	0,009	—
Au	0,030	—
Hg	0,607	—
Tl	0,013	0,075
Pb	0,139	2,452
Bi	0,004	0,047
Th	0,007	0,059
U	0,004	0,135

Примечание. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения или элемент отсутствует.

мерно на два порядка ниже, чем в битумоиде включений в эвдиалите, что особенно ярко выражено для элементов щелочного парагенезиса: Y, Nb, Ta, Hf, TR, Zr. В эту же группу входит и ванадий — элемент наиболее характерный для нефтяных систем. На общем фоне пониженных концентраций элементов наблюдается относительное обогащение «нефтяных» битумоидов Cr, Cu и особенно летучими Tl, Bi. Обнаружены в относительно значимых количествах Re, Au, Hg. Полученный материал может свидетельствовать о ряде отличий в источниках флюидов. Если носителями углерода и редких элементов в породах Хибинского массива безусловно выступали флюидные системы остывающих ультращелочных магм, то в нефтегазоносных провинциях, по крайней мере в пределах Лено-Тунгусской, скорее всего мы сталкиваемся с эманациями кристаллизующихся основных—ультраосновных расплавов или основных расплавов повышенной щелочности. Не исключен вариант и наследования флюидными системами геохимической специализации вмещающей среды, сформированной за счет более ранних эндогенных процессов. Различия между вышеописанными флюидными системами могут заключаться еще и в том, что если «хибинские» углеродсодержащие восстановленные флюиды сингенетичны вмещающим породам, то «нефтегазоносные» — вторичны, приурочены к трещинному пространству пород и источник их значительно удален от мест локализации.

Исходя из предложенной логики рассмотрения материалов обратимся к геохимии основных магм, проявляющихся в различных геодинамических обстановках и общей характеристике магматогенных флюидов на основе данных, полученных при изучении расплавных включений в минералах и закалочных стекол базальтов [12]. Для сравнения выбраны геохимические данные по объектам трех геодинамических обстановок: зон спрединга, островных дуг и активных континентальных окраин и внутриконтинентальных рифтов.

Результаты исследований состава летучих компонентов базальтов, приведенные в табл. 3, фиксируют наименьшие концентрации газов в магмах срединно-океанических хребтов, что согласуется с представлениями о деплетированности их источников. В наибольшей степени обогащены летучими расплавы континентальных внутриплитных обстановок, что, по-видимому, связано с их выплавлением из обогащенной мантии. Высокие содержания H_2O в расплавах островных дуг обусловлены процессами рециклинга воды в зонах субдукции [12, 15, 23]. Вместе с тем следует отметить, что содержание углекислоты и серы во включениях значительно занижено. Углекислота, как один из слабо растворимых в магмах компонентов, покидает одной из первых кристаллизующиеся расплавы в ходе магматической деятельности любого типа, что и нарушает значимую корреляцию со-

держаний CO_2 , K_2O и P_2O_5 в базальтах. В процессах дифференциации в магматических сериях всех обстановок происходит и уменьшение концентрации серы, что связано как с образованием сульфидных фаз и их отсадкой в более ранних основных—ультраосновных выплавках, так и с интенсивной дегазацией серы в виде H_2S и SO_2 [12, 23].

Обобщение данных по изучению термодинамических характеристик флюидных включений, сингенетичных с расплавными, показало, что их температуры (температуры гомогенизации включений) изменяются в пределах от 20—100 до 800—1400 С с преобладанием значений ниже 500 С. В указанном диапазоне температур давления флюидов составляют 0,1—1300 МПа [24], причем реальные значения давлений флюидов часто значительно превосходят величину не только гидростатической, но и литостатической нагрузки [22]. Эти данные позволяют допустить, что избыточное давление обусловлено поступлением

3. Содержания флюидных компонентов и фосфора в базальтах различных геодинамических обстановок

Компоненты	Геодинамическая обстановка	Содержания, %		
		Средние	Макс	Мин
H_2O	СЗ	0,43	0,97	0,130
	ОД АКО	2,08	3,77	0,800
	КР	1,65	4,55	0,440
Cl	СЗ	0,03	0,08	0,003
	ОД АКО	0,11	0,25	0,049
	КР	0,21	0,32	0,036
F	СЗ	0,02	0,07	0,006
	ОД АКО	0,17	0,35	0,005
	КР	0,37	1,25	0,353
S	СЗ	0,11	0,21	0,058
	ОД АКО	0,13	0,38	0,018
	КР	0,09	0,32	0,028
CO_2	СЗ	0,02	0,12	0,005
	ОД АКО	0,04	0,43	0,003
	КР	0,17	0,57	0,051
P_2O_5	СЗ	0,15	0,42	0,050
	ОД АКО	0,18	0,91	0,030
	КР	0,58	2,18	0,160

Примечание. СЗ — зоны спрединга; ОД АКО — островных дуг и активных континентальных окраин; КР — внутриконтинентальных рифтов.

флюида из глубинных участков земной коры в связи с тектономагматической активизацией регионов.

Естественно, что в таком большом диапазоне температур и давлений состав флюидов не остается постоянным: при высоких температурах (выше 700 °С) и высоких давлениях (400 МПа) преобладают преимущественно безводные (CO₂, CH₄, N₂, CO, H₂S) флюиды. При температурах ниже 600 °С и давлениях 400 МПа (гиппабисальный уровень становления магматических очагов) преобладают гетерофазные флюиды, представленные фазой высококонцентрированных растворов со значительным содержанием хлоридов различных элементов и парогазовой фазой [24].

При миграции таких флюидов за пределы магматического очага наблюдаются разные сценарии эволюции их фазового состояния и соотношений между компонентами, определяющиеся изменением *PT*-параметров, реакциями среди газовых составляющих и окислительно-восстановительным состоянием вмещающей среды, задающей фугитивность кислорода в самих флюидах. В общем виде по данным почти 6000 определений состава газовой фазы включений методом раман-спектроскопии выведен средний ее состав (в %): CO₂ — 61,46; CH₄ — 19,23; N₂ — 16,18; H₂S — 2,17; C_nH_m — 0,72; H₂O — 12; CO — 0,12 [24], а с учетом содержания воды: H₂O — 70,3; CO₂ — 21,4; CH₄ — 6,3; N₂ — 2,0; H₂S — 0,07 [20].

Помимо разницы в составе флюидных компонентов базальты различных геодинамических обстановок отличаются и в геохимическом отношении, наследуя состав источника плавления. Различия в составах источников базитов срединно-океанических хребтов (деплементированная мантия), океанических островов и плато (мантия океанических плюмов), внутриплитных континентальных обстановок (мантия континентальных плюмов), островных дуг и активных континентальных окраин подтверждаются данными по составам примитивных стекол [14, 15, 23]. Наиболее высокие содержания некоторых высокозарядных, крупноионных и транзитных элементов наблюдаются в базальтах внутриконтинентальных рифтов (табл. 4). В свою очередь базальты спрединговых зон по отношению к базальтам островных дуг и активных континентальных окраин обогащены Ti, Y, Zr, Nb, REE, Hf, Sc, Ni, Cu, но обеднены Pb, Th, U, V, Cr, Co и особенно крупноионными Cs, Rb, Sr, Ba. Таким образом, основные магмы различных геодинамических обстановок отличаются как специализацией флюидного, так и геохимического составов. В аспекте рассматриваемых вопросов важно то, что пузырьки гиппабисальных гетерофазных флюидов хорошо экстрагируют из расплавов различные элементы-примеси и рудные компоненты и, соответственно, несут геохимическую информацию об источнике [9, 18].

По аналогии с базальтами [13], в публикации [6] выведены некоторые отношения элементов-примесей в нефти, которые также могут отражать источники вещества, участвующие в формировании углеводород-

ных скоплений. Данные табл. 5 показывают наличие отчетливой тенденции увеличения величины всех рассматриваемых отношений в нефти Днепровско-Донецкой впадины и Восточной Сибири относительно нефти других регионов, хорошо согласующееся с увеличением их в базальтах континентальных рифтов по сравнению с магмами других обстановок. Исключение составляет Zr/Nb. Можно предполагать, что противоположная тенденция в изменении этого параметра обусловлена как предпочтительным накоплением ниобия в базальтах внутриконтинентальных рифтов, так и пониженной склонностью его перехода во флюидную фазу по сравнению с цирконием.

Приведенные геохимические материалы позволяют прийти к заключению об участии в процессах нефтеобразования и нефтенакопления эндогенной составляющей, а сами процессы должны отразиться в структуре и вещественном составе коры под крупными скоплениями углеводородов.

4. Содержания некоторых микроэлементов в базальтах различных геодинамических обстановок (в г/т)

Микро-элементы	Геодинамические обстановки		
	СЗ	ОД АКО	КР
Ti	7679,0	5339,6	7613,7
Y	26,6	15,4	20,7
Zr	85,4	32,6	417,0
Nb	3,1	1,3	32,2
REE	50,3	25,3	210,3
Hf	2,2	1,3	3,1
Pb	0,7	2,2	3,2
Th	0,3	0,5	5,2
U	0,1	0,2	1,2
Sc	37,6	27,3	17,3
V	268,0	317,0	—
Cr	303,0	414,0	478,0
Mn	1316,5	1394,0	1161,6
Fe	84 312,0	78 733,4	54 962,9
Co	43,6	48,2	160,0
Ni	90,5	65,4	639,0
Cu	74,7	43,0	—
Zn	80,8	—	—
Cs	0,03	1,1	12,0
Rb	1,7	14,2	147,0
Sr	131,0	267,0	1250,0
Ba	18,6	90,3	2800,0

5. Отношение некоторых элементов в базальтах различных геодинамических обстановок и нефти

Геодинамические обстановки и нефти	Zr/Y	Zr/Nb	Zr/REE	Zr/Co
<i>Геодинамические обстановки</i>				
ОД АКО	2,1	25,7	1,3	0,7
СЗ	3,2	27,3	1,7	2,0
КР	20,1	12,9	2,0	2,6
<i>Нефти регионов</i>				
Днепро-Донецкая впадина	115,0	470,0	9,4	14,6
Восточная Сибирь	51,0	109,0	6,0	8,2
Западная Сибирь	16,0	40,0	2,0	3,2
Южно-Татарский свод	21,0	26,0	2,0	0,6
Шельф Сахалина	25,0	42,0	2,0	0,6

Действительно, геофизические работы последних лет, проведенные в районах размещения месторождений углеводородного сырья, показали существование устойчивой корреляции между положением мантийных и коровых аномальных сейсмических доменов с районами размещения залежей углеводородов в осадочном чехле и отсутствие аномальности вне областей локализации скоплений нефти и газового конденсата [1].

В работе [7] рассмотрена модель пространственной совмещенности аномального строения консолидированной земной коры в геологическом разрезе Камовского свода Байкитской антеклизы Сибирской платформы с крупнейшей Юрубчено-Тохомской зоной нефтегазоаккумуляции в осадочном чехле. На сейсмоэнергетическом разрезе отрезка профиля СБ-1 земная кора под Юрубчено-Тохомской зоной значительно дифференцирована, что особенно выражено на глубинах 20—40 км (рис. 2, Б). Данные магнитотеллурического зондирования фиксируют в средней коре на уровне кровли сейсмических аномалий (22—25 км) относительно проводящий слой, разделяющий наиболее высокоомную верхнюю и нижнюю кору. На флангах профиля приведенные контрастные геофизические характеристики консолидированной земной коры не отмечаются. В створе профиля Ямал—Кяхта, пересекающего Камовский свод в юго-восточном направлении и проходящего через Курумбинское месторождение углеводородов (см. рис. 2, А), на близких рассмотренным глубинам, хорошо выделяется приподнятый высокоскоростной домен в низах консолидированной коры (см. рис. 2, В).

По периферии приподнятого блока (V_p 6,63—7,12 км/с) скорости распространения продольных сейсмических волн существенно ниже — 6,38 и 6,40 км/с в северо-западной и юго-восточной частях профиля, соответственно (см. рис. 2, В).

Комплексный анализ истории развития земной коры Тунгусской гранит-зеленокаменной области, вообще, и Байкитской антеклизы, в частности, и данных геофизических исследований позволил сделать вывод о том, что строение коры отражает совокупное проявление процессов ее формирования в архейско-раннепротерозойское время и последующего преобразования в результате разновременного внедрения магм. Наибольший вклад обусловлен воздействием на литосферу пермско-триасового плюма, приведшего к массовому выносу из мантии расплавленного материала с консервацией его большей части в пределах континентальной коры. Выявленная на профилях глубинная сейсмическая неоднородность может быть следствием многостадийности ее формирования при участии базит-гипербазитовых интрузий, для которых характерна расслоенность магматических комплексов, возникающая в результате периодического, многократного поступления в промежуточную камеру свежих порций расплава и смешения их с ранее внедренной магмой [27]. В связи с этим процессом интрузивные комплексы постоянно увеличиваются в объеме и их конечный размер в значительной степени определяется длительностью существования данной магматической системы и возможностью последующего наложения унаследованных эндогенных событий. На сейсмических разрезах подобные области могут выражаться в виде интенсивных горизонтальных пакетов отражения волн, обусловленных неоднородностью состава пород и наличием между ними резких контактов. Расслоение базит-ультрабазитовых расплавов ведет к возрастанию в породах кровли массивов железистости минералов вплоть до образования ферродиоритов, ферробазальтов [27]. В случае повышенной флюидонасыщенности расплавов при понижении температуры их кристаллизации происходит также отгонка рудных компонентов вместе с газовыми составляющими в купольные зоны интрузий, где эти компоненты образуют рудные скопления или входят в виде примесей в силикатные минералы. Отражением таких процессов и является наличие на глубинах 22—25 км высокопроводящего слоя пород. Существенным фактом, понижающим электрическое сопротивление пород и играющим значительную роль в формировании состава постмагматических флюидов, является наличие в этой зоне графита. Архейские породные комплексы всегда содержат графит, который при внедрении в кору магм мобилизуется вследствие слабой растворимости в расплавах и концентрируется в створе интрузивных тел в виде непрерывных межзерновых пленок пород. Принципиальная схема расслоенных магматических

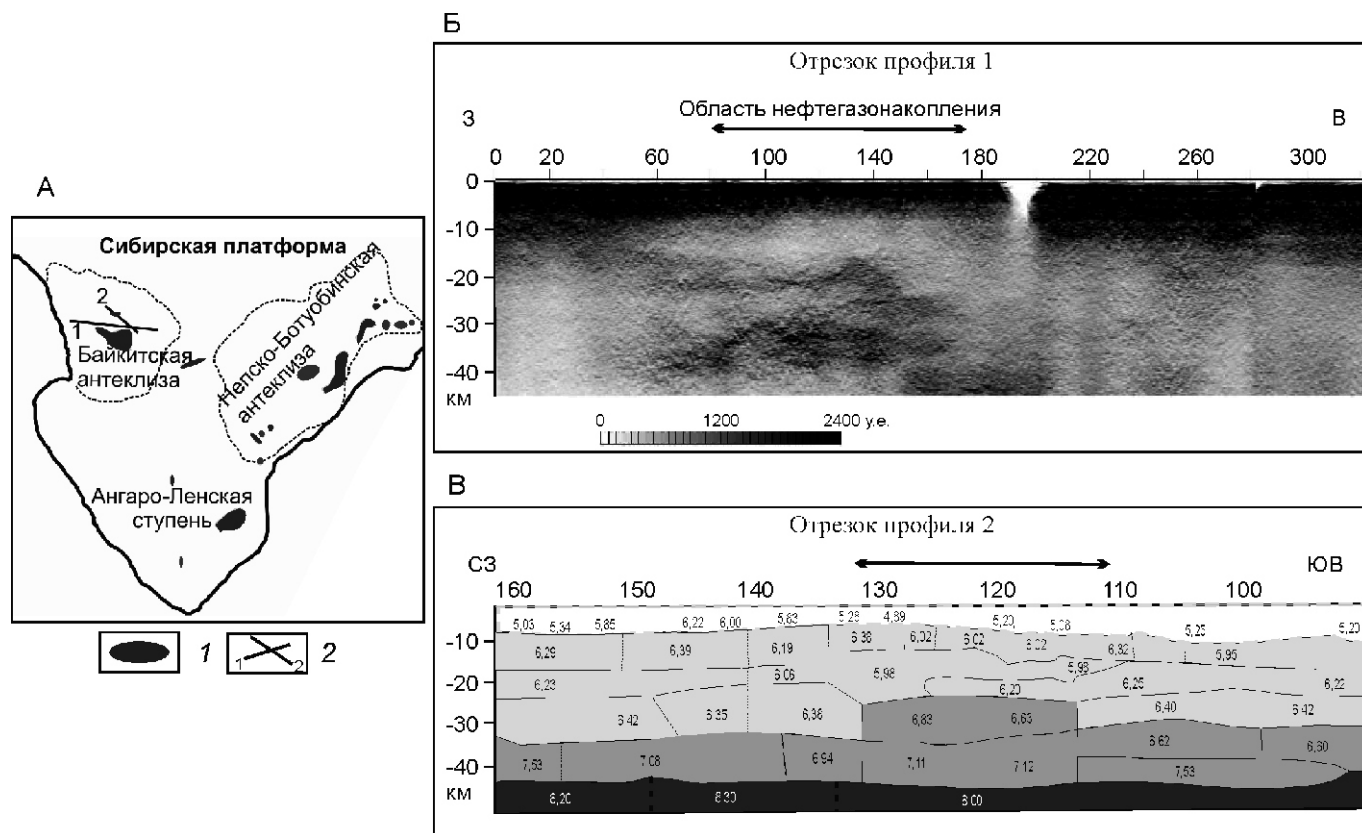


Рис. 2. Аномальное строение консолидированной земной коры в створе области нефтегазоаккумуляции по геофизическим данным:

А — основные структурно-тектонические элементы II порядка юга Сибирской платформы: 1 — скопления углеводородов и 2 — положение отрезков сейсмических профилей в пределах Курумбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазоаккумуляции; Б — сейсмоэнергетический разрез консолидированной земной коры Камовского свода по отрезку профиля СБ-1(1 на рис. А); обработка материалов МОВ ОГТ, ВНИИГеосистем; В — скоростной разрез консолидированной земной коры по отрезку профиля ГСЗ Ямал—Кяхта (2 на рис. А); обработка материалов «Нефтегеофизика», 1985 и ВСЕГЕИ, 2009; вверху — область локализации Курумбинского месторождения

комплексов с элементами послемагматических изменений представлена на рис. 3, А.

В связи с тем, что мощная литосфера Сибири не давала возможности полного транзитного излияния формирующимся магматическим расплавам ранне-триасового времени, последующее поступление в промежуточные очаги флюидов могло приводить к ощелачиванию магм и обогащению их некогерентными элементами. Данный процесс привлекается для объяснения наблюдаемой перемежаемости толеитовых и субщелочных базальтов в пределах Сибирской платформы [10]. Летучие компоненты как и солевые (галоидные, карбонатные, сульфидные и др.) составляющие магм, почти не входят в состав минералов и по мере кристаллизации последовательных инъекций расплавов расходуются на метасоматические преобразования уже стабилизированных масс и в основном накапливаются в остаточных расплавах купольных зон. Знание состава магмогенных флюидов, рассмотренных выше, позволяет расширить ха-

рактеристику минералообразующих флюидов с помощью аппарата термодинамики. Так, вода и углекислота, отделяющиеся после насыщения кристаллизующихся отступающих магматических очагов при T 750—700 С и P 1100—1000 МПа приводят к амфиболитизации пород нижних горизонтов ранее внедрившихся ультрабазитов [26]. Основным минералогическим следствием процесса метасоматического преобразования пород при дальнейшем снижении температуры флюидов является новообразование малоплотных куммингтонита, монтмориллонита, слюд и, наконец, серпентина. Все эти процессы, как следует из рис. 3, А, приводят к выделению водорода, который мог получаться в достаточно широком диапазоне температур на завершении и после завершения магматического процесса. Накопление флюидных компонентов в верхних зонах интрузий при кристаллизации силикатных расплавов не беспредельно: растворимость воды может достигать 9—12%, а углекислоты — 0,5—4% [8]. С падением температуры

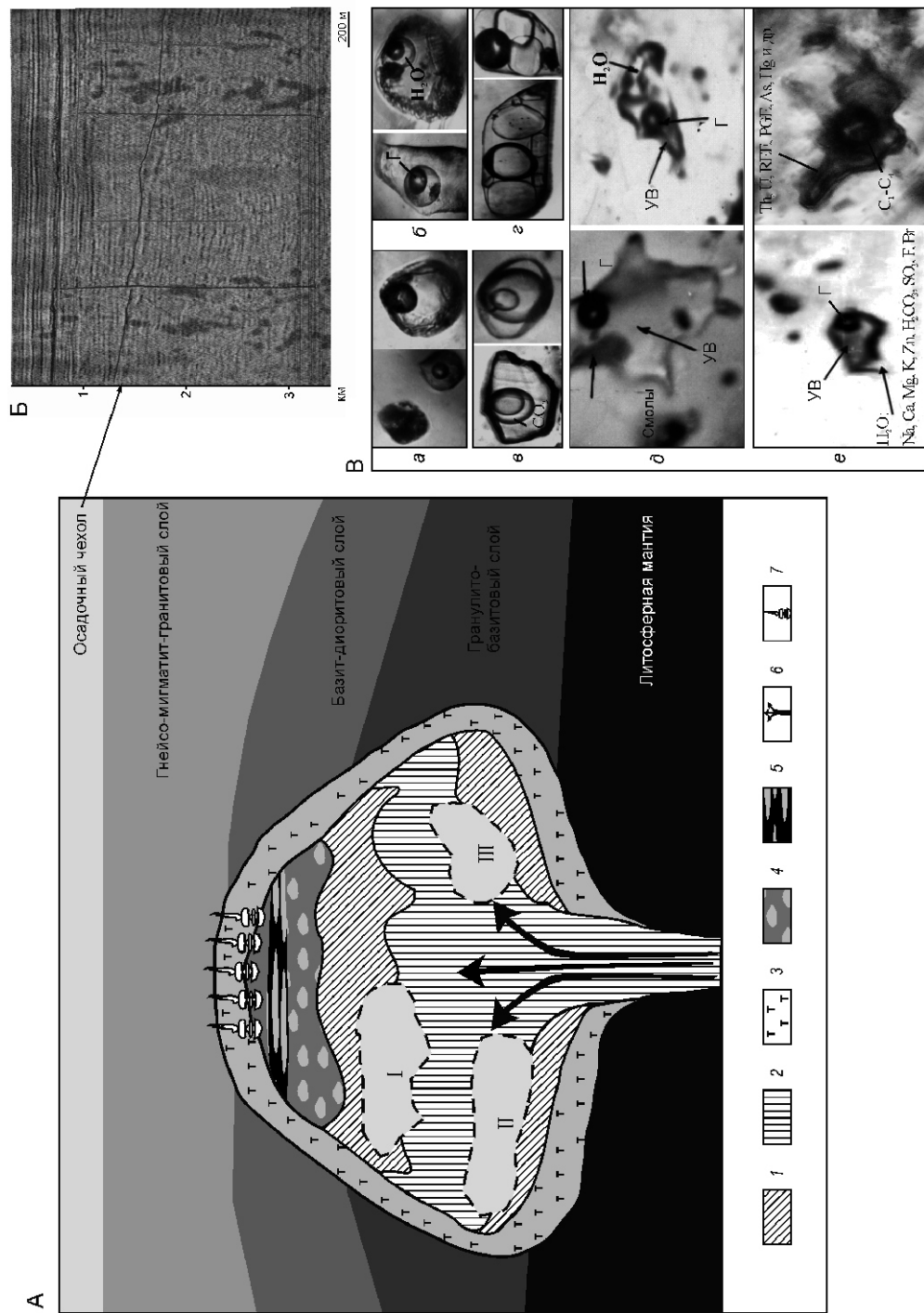


Рис. 3. Принципиальная модель формирования глубинных «нефтеобразующих» систем в геологическом разрезе Куюбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазоаккумуляции:

А — эволюция флюидного режима кристаллизующихся многофазовых базит-гипербазитовых интрузий в разрезе консолидированной коры: 1 — 2 — последовательные стадии внедрения расплавов; 3 — зона эндоконтакта; 4 — область флюидизированных расплавов-расплавов; 5 — зона магнетит и графитосодержащих пород (область каталитического синтеза углеводородов); 6 — пути поступления расплавов и флюидов из промежуточных магматических глубинных очагов; 7 — зоны контракционных трещин (пути выноса продуктов синтеза газовых компонентов); области послемагматических изменений пород с некоторыми минеральными новообразованиями: I — серпентинизация, II — амфиболитизация, монтмориллонитизация, антофилитизация, III — биотитизация, мусковитизация; Б — зоны трещиноватости в рифейских складчатых породах, IV — элементы эволюции флюидно-силикатных систем при кристаллизации и декомпрессии интрузивных базит-ультрабазитовых комплексов по данным изучения расплавных и флюидных включений в породах; включения в породах и минералах: а — расплавные силикатные с газовой фазой и б — высокоплотной магматической жидкостью; в — многофазные с жидкой углекислотой и г — гетерофазные рассол-расплавные с дочерними кристаллами (фото В.Б. Наумова и др., 2009); д — углеводородно-водные и углеводородные с жидкой нефтесодобной (УВ) и газовой (C₁—C₄) фаз восстановленных флюидов (H₂O), жидкой нефтесодобной (УВ) и газовой (C₁—C₄) фаз восстановленных флюидов

(ретроградное кипение) происходит отделение флюидов, фазовое состояние, значение окислительно-восстановительного потенциала и состав которых во многом определяются уровнем глубинности очагов и спецификой трансформации при взаимодействии с окружающими породами. В рассматриваемом случае синтез сначала простых восстановленных соединений может происходить в средней консолидированной коре, в зоне развития магнетитсодержащих пород с примесью меди, висмута и других переходных металлов. Здесь же могли образовываться и дополнительные порции водорода при реакциях воды с восстановленными формами железа. При снижении температуры флюидов в процессе их восходящей миграции образуются и более сложные углеводороды. Наиболее распространенная точка зрения об элементах абиогенного образования восстановленных флюидных компонентов сводится к процессу гидрирования оксидов углерода водородом. Реакции осуществляются в широком диапазоне температур и повышенном давлении в присутствии катализаторов на основе переходных металлов VIII группы. Синтез нефтеподобных веществ можно рассматривать как восстановительную олигомеризацию оксида углерода: $n\text{CO} + m\text{H}_2 \rightarrow \text{C}_x\text{Y}_y\text{O}_z$ [16]. Конечные продукты в общем виде представлены алканами, алкенами и гетероциклическими соединениями, состав которых определяется природой катализатора, соотношениями атомов в системе C—O—H и условиями синтеза. Каталитический процесс характеризуется крайней сложностью, содержит большое число последовательных и параллельных превращений, включающих или конденсационный, или полимеризационный путь роста цепи [16]. Параллельный или несколько сдвинутый по времени синтез углеводородов, по-видимому, возможен и за счет реакций с участием серы и сероводорода, например:



В процессе формирования разнофазовых расслоенных магматических комплексов может происходить как дифференциация расплавов, так и их ликвация с частым обособлением сульфидных жидкостей, насыщенных серой. Уже было указано относительно невысокое содержание в расплавных включениях и во включениях закалочных стекол базальтов оксидов углерода и сероводорода, что объясняется их интенсивным уходом из кристаллизующихся магм.

Помимо летучих компонентов кристаллизующиеся магматические расплавы покидают и микроэлементы в комплексах с Cl, F, частично с P и, возможно, в комплексах с Se, Te, As. Эксперименты показывают эффективную способность щелочно-галогенидных и фторидных фаз, фиксируемых в гетерофазных включениях, экстрагировать малые металлы из силикатных расплавов [18]. Образование тех или иных комплексов носит избирательный характер, зависящий прежде всего

от свойств того или иного элемента и наличия на конкретном уровне соответствующего лиганда. По мере падения термодинамических параметров флюидов происходит смена миграционных форм элементов с образованием комплексов уже с органическими соединениями, синтезирующимися по мере эволюции систем в геологическом разрезе. Именно эти флюиды несут в своем составе геохимическую специализацию магматического очага и определяют геохимический состав нефти, в т.ч. юга Восточной Сибири.

О конкретных механизмах синтеза углеводородов в природных условиях говорить сложно в связи с многообразием реакций и различными сценариями эволюции флюидных систем. Важным является ряд обстоятельств: 1) возможность получения жидких углеводородов различных классов — алкановых, нафтенных, ароматических, составляющих основу нефти; 2) присутствие в продуктах синтеза олефинов и ароматики, что может обеспечить реальную возможность образования во флюиде комплексов с органическими лигандами для широкого круга микроэлементов (Co, Cu, Ni, Ag, V, As, Hg и др.); 3) наличие в продуктах синтеза кислородсодержащих соединений, выступающих лигандами для элементов литофильной группы, связь которых в металлоорганических комплексах осуществляется не непосредственно с углеродом, а через кислород, азот, фосфор.

Сформированные подобным образом высокоэнтропийные восстановленные системы выводятся в верхнюю часть геологического разреза по трещиноватым зонам, сопряженным с разломами в консолидированной коре, формируя углеводородные скопления уже в зависимости от структуры и состава пород осадочного чехла. Вертикальные области развития трещиноватости хорошо фиксируются методом сейсмолокации бокового обзора в рифейских складчатых комплексах Куюмбинского месторождения (см. рис. 3, Б) [21, 25]. Естественно, что состав флюидов и соотношение различных компонентов в них будут изменяться при вариациях P , T , $f\text{O}_2$ условий в процессе восходящей миграции. Параллельно с вовлечением в систему законсервированных флюидов гранитоидных комплексов верхней консолидированной коры, взаимодействия с органическим веществом осадочных пород имеет место и расщепление самих систем с обособлением нерастворимых в новых термодинамических условиях сложных углеродистых веществ.

Принципиальный характер эволюции флюидно-силикатных систем от выделения надкритических газов при остывании магм до формирования гетерофазных и восстановленных нефтеобразующих флюидов представлен на рис. 3, В.

Из приведенных авторами [12, 14, 15, 29] данных следует, что средние составы вещества плюмов (основных и ультраосновных магм) океанов и континентов лежат на линиях смешения между средними составами деплетированной мантии — океанской

коры и DM — континентальной коры, соответственно. Материалы исследований подтверждают участие рециклированной океанской коры и континентальной коры при формировании океанических мантийных плюмов и мантии внутримантийных геодинамических обстановок, т.е. вопросы смещения вещества разных источников как при выплавлении базальтов и сопровождающих их флюидов, так и возникающих скоплений полезных ископаемых вряд ли вызывают сомнения. Последний факт, наряду со спецификой дифференциации восстановленных систем при их миграции в геологическом разрезе, и объясняет, по мнению авторов, некоторый разброс точек состава нефти на различных графиках и дискриминационных диаграммах.

И, наконец, в предлагаемой схеме формирования крупных зон нефтенакопления не рассматривается обсуждаемый многими известными исследователями роль сверхглубинных (внешнее ядро, слой D^{II}, стратифицированные сейсмические границы верхней мантии и др.) флюидов в нефтегазообразовании. Реальность существования таких флюидов не вызывает сомнения: они, в частности, ответственны за образование алмазов, разновременных и разнотипных зон мантийного метасоматоза. Однако данные измерения летучести кислорода минеральных реакций шпинелевых перидотитовых ксенолитов свидетельствуют о преобладании в литосфере и астеносфере относительно высоких значений величин fO_2 , соответствующих значениям $\log fO_2$ (FMQ) в пределах от 2 до 1 [11]. Вместе с тем, исследования, связанные с влиянием давления на диспропорционирование Fe^2 на Fe^0 и Fe^3 (основного элемента, определяющего редокс-потенциал систем) при твердофазных реакциях, позволяют предполагать более низкие значения fO_2 (IW буферного равновесия), чем наблюдаемые в верхах мантии, на глубинах от 200 до 300 км и ниже. Таким образом, потоки летучих компонентов из недр планеты, носящие изначально восстановленный характер (CH_4 , H_2) в области литосферы с высокими значениями fO_2 будут окисляться с соответствующим увеличением концентрации воды на фронте взаимодействия флюидов с литосферой. Это приводит к понижению температуры солидуса пород и созданию условий для плавления без изменения температуры и давления (редокс-плавление). В последнее время на основе экспериментальных материалов (W.R.Taylor, D.H.Green, 1988; A.A.Kadik, F.Pineau, Y.A.Litvin, 2007; W.R.Taylor, D.H.Green, 1988 et al.) [11 и ссылки в работе] вскрыта важная особенность окислительно-восстановительных реакций в силикатных расплавах, заключающаяся в том, что в областях выплавления магм устойчивыми компонентами расплавов оказываются окисленные формы углерода и водорода (OH , H_2O , CO_2 , SiC , а при низких значениях fO_2 в магмах, также H_2 , CH_3 , CH_2 , CH_4). Последующие возможные сценарии развития процессов де-

флюидизации магм и их геохимические следствия были рассмотрены в настоящей статье.

Приведенные в статье материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Результаты геохимических исследований свидетельствуют об участии в процессах нефтеобразования и нефтенакопления эндогенных флюидов, отражающих геохимическую среду земной коры, формировавшейся в различных геодинамических обстановках при активном участии основных магм.

2. Геофизические исследования, выполненные в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы Сибирской платформы, показали наличие под крупнейшей Юрубчено-Тохомской зоной нефтегазоаккумуляции аномального строения консолидированной земной коры, обусловленного многостадийностью ее формирования при участии базит-гипербазитовых интрузий.

3. На основе комплексного анализа геохимических, геофизических и геологических материалов предложена принципиальная модель формирования восстановленных нефтеобразующих флюидов, участвующих в процессах нефтенакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н.К., Егоркин Н.К. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. — М.: Центр ГЕОН, 2000.
2. Винокуров С.Ф., Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Особенности распределения лантаноидов в смолисто-асфальтовых фракциях один из геохимических критериев источников микроэлементов в нефти // Геохимия. 2010. № 4. С. 377—389.
3. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Битумогенез и некоторые аспекты эволюции флюидов // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. — М.: ГЕОС, 2006. С. 23—37.
4. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 1. С. 88—92.
5. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Восстановленные флюиды в геологических разрезах нефтегазоносных площадей. Возможные источники и условия формирования // Материалы XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. — М., 2008. Т. 2. С. 241—244.
6. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Элементы-примеси как индикаторы геодинамических обстановок нефтенакопления // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 4. С. 507—511.
7. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Галуев В.И., Каплан С.А. Строение консолидированной земной коры Камовского свода Сибирской платформы и возможные факторы формирования геофизических аномалий // Литосфера. 2010. № 1. С. 47—63.
8. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. — М.: Научный Мир, 2000.
9. Доровский В.Н. Характерные времена экстракции примесных частиц из магматического расплава в присутствии поверхностно-активных веществ // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 5. С. 626—638.

10. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. О переменном содержании калия в субщелочных ультрабазитовых лавах севера Сибирской платформы и проблема их генезиса // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1145—1161.
11. Кадик А.А. Режим летучести кислорода в верхней мантии как отражение химической дифференциации планетарного вещества // Геохимия. 2006. № 1. С. 63—79.
12. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты (H_2O , CO_2 , Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 131—164.
13. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Канонические отношения элементов-примесей в базитовых магмах различных геодинамических обстановок (оценка по составам расплавных включений и стекол пород) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 222—225.
14. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. 2007. Т. 15. № 4. С. 361—396.
15. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В. и др. Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 3—28.
16. Липидус А.Л., Крылова А.Ю. О механизме образования жидких углеводородов из CO и H_2 на кобальтовых катализаторах // Химическая промышленность. 2004. № 5. С. 43—56.
17. Лурье М.А., Шмидт Ф.А. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10—18.
18. Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П. Хлоридная экстракция рудогенных металлов и проблема их миграции из магматических очагов // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 1. С. 83—86.
19. Маракушев А.А., Писоцкий Б.И., Панях Н.А., Готтих Р.П. Геохимическая специфика нефти и происхождение ее месторождений // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 6. С. 795—799.
20. Миронова О.Ф. Летучие компоненты природных флюидов по данным изучения включений в минералах: методы и результаты // Геохимия. 2010. № 1. С. 89—97.
21. Мухаметзянов Р.Н., Соколов Е.П., Шленкин С.И. и др. Строение рифейских природных резервуаров Куymbинского и Терско-Камовского участков Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления // Геология нефти и газа. 2003. № 4. С. 39—45.
22. Наумов В.Б., Коваленко В.А., Мызников И.К. и др. Высокотемпературные флюиды гидротермальных жил Рябинского щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 1. С. 99—102.
23. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. № 10. С. 1113—1124.
24. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов // Геохимия. 2009. № 8. С. 825—851.
25. Харахинов В.В., Шленкин С.И. Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Куymbинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. —М.: Научный мир, 2011.
26. Шарапов В.Н., Акимцев В.Н., Ащепков И.В. и др. К физико-химической динамике отложения компонентов из магматогенной газовой фазы над мантийными магматическими очагами базитового расплава // Геохимия. 2004. № 12. С. 1271—1284.
27. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. —М.: Научный мир, 2006.
28. Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. —М.: Известия, 2006.
29. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли // Геотектоника. 2005. № 1. С. 45—63.
30. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. Pp. 290—300.

Выявление нового прогнозируемого кимберлитового поля и перспективы северной окраины Якутской алмазоносной провинции

А.М.ХМЕЛЬКОВ (Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА»; 678190, Республика Саха (Якутия), пос.Айхал, ул.Первооткрывателей, д.1)

Получены положительные результаты, позволяющие по-новому оценить поисковую обстановку окраинных территорий Сибирской платформы и пересмотреть стратегию поисковых работ в пределах Лено-Анабарского, Приверхоянского прогибов и их ближайшего окружения. Локализован высококонтрастный ореол ближнего сноса по результатам исследований в нижнем течении р.Оленёк. Выделено в его пределах новое Улахан-Юрэгское кимберлитовое поле позднеюрского—раннемелового возраста.

Ключевые слова: минералы-индикаторы кимберлита, ореол, пироп, пикроильменит, гранаты, парагенезис.

Хмельков Александр Михайлович, khmelcov@amgre.alrosa-mir.ru

A new predictable kimberlite field detection and prospects in the northern fringe of the Yakutian diamondiferous province

A.M.KHMELKOV

The positive results were obtained, that allowed to estimate prospecting conditions in the outlying territories of the Siberian platform in a new way and to revise the prospecting strategy within Lena-Anabar and Preverkhoyane depressions and their nearest environment. The results of the research pursued in the lower current of Olenek River permitted to localize a nearby removal high-contrast halo and to select within its limits a new Ulakhan-Yurege kimberlite field of the Late Jurassic—Early Cretaceous Age.

Key words: kimberlite tracer mineral, halo, pyrope, picroilmenite, garnets, paragenesis.

За период 2007—2009 гг. сотрудниками Амакинской экспедиции АК «АЛРОСА» проводились прогнозно-минерагенические исследования на Лено-Анабарском междуречье, включая непосредственно побережье моря Лаптевых (рис. 1). В процессе выполненного комплекса работ получены весьма положительные результаты довольно неожиданные для данной региональной стадии исследований. Так, на левобережье нижнего течения р.Оленёк в нижнемеловых и современных отложениях локализован высококонтрастный ореол минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности. Данный ореол классифицирован как ореол ближнего сноса, что позволило выделить в его пределах новое Улахан-Юрэгское кимберлитовое поле (см. рис. 1) позднеюрского—раннемелового возраста и рекомендовать его для дальнейших исследований.

Исследованная площадь расположена на стыке трех алмазоносных районов: Приморского, Нижнеоленьского и Приленского [1]. Большая часть территории относится к Приморскому алмазоносному району, куда входит большинство изученных участков (Оленьский, Хастах, Молохо, Чарчык, Устьевой, Станах-Хочо и Побережный). В структурно-тектоническом отношении территория расположена в зоне

сочленения двух крупных структур: Оленьского поднятия и Лено-Анабарского прогиба. При этом южная часть территории приурочена к северному склону Оленьского поднятия, в пределах которого по геофизическим данным не наблюдается резкого погружения кристаллического фундамента в сторону Лено-Анабарского прогиба. Здесь по гравиметрическим данным фиксируется крупное поднятие пород фундамента — Тюмятинский выступ, который картируется как единый мегаблок с Оленьским поднятием и, по сути, является его продолжением. Большая часть территории расположена в пределах Оленьского архейского кратона (Восточно-Якутского по работе [5]). Северная граница кратона с Верхоянским складчато-надвиговым поясом большинством исследователей [4] проводится по Лаптевоморскому субширотному региональному разлому по своему положению, совпадающему с границей между Лено-Анабарским прогибом и Оленьской ветвью Верхоянского складчато-надвигового пояса.

В целом исследованная территория характеризуется различной сложностью геологического строения в пределах каждого из участков, с развитием перекрывающих отложений значительной мощности (до 200 м и более) и различными типами поисковых об-

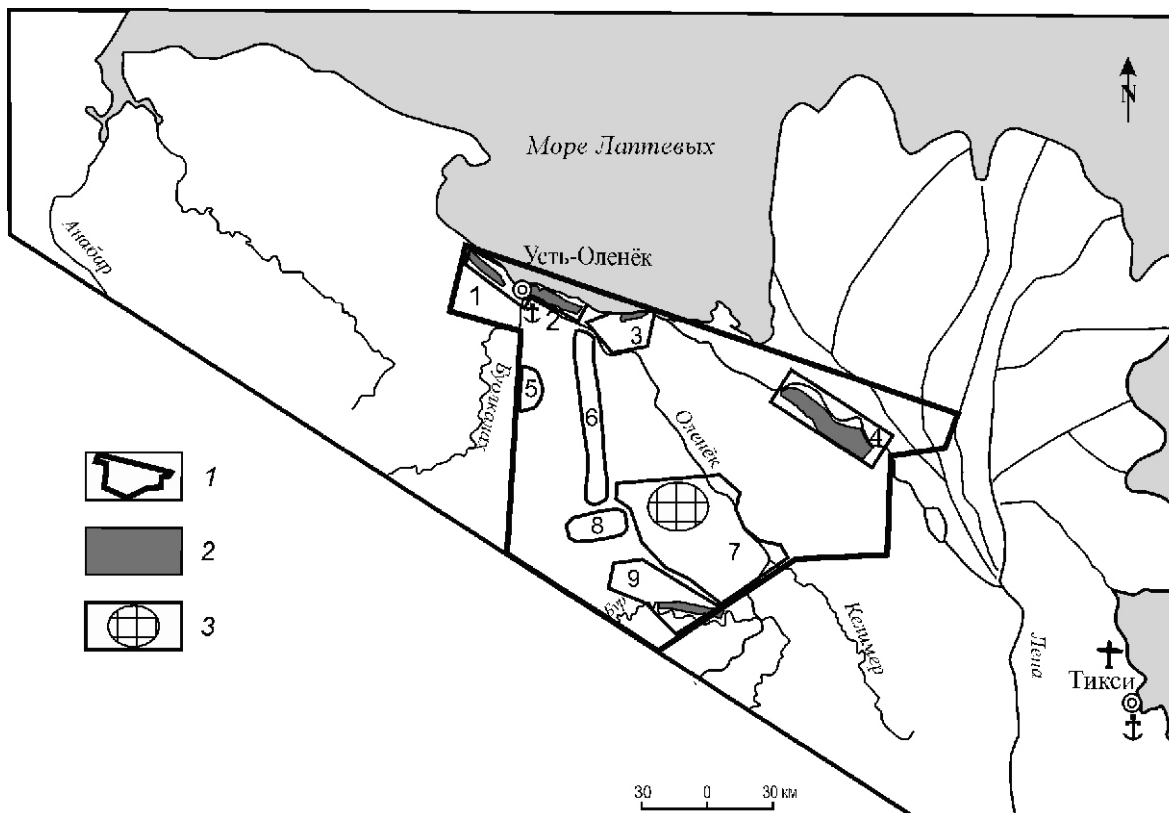


Рис. 1. Схема района исследований с участками работ:

1 — район исследований; 2 — выходы отложений триаса, T_1 — T_3 ; 3 — положение нового прогнозируемого Улахан-Юрэгского кимберлитового поля; участки работ: 1 — Устьевой, 2 — Побережный, 3 — Станах-Хочо, 4 — Протока, 5 — Молохо, 6 — Чарчык, 7 — Оленёкский, 8 — Хастах, 9 — Бур-2

становок по отношению к кимберлитовому магматизму. Большая часть территории расположена в поле сплошного развития отложений мелового возраста и, как следствие, является перекрытой по отношению к кимберлитовому магматизму любого возраста, достоверно установленного в настоящее время для Якутской алмазоносной провинции. Именно по этой причине территория является слабо изученной, с планомерными поисками в данные районы в последние десятилетия не выходили, считая их малоперспективными на обнаружение как коренной, так и россыпной алмазоносности.

В пределах рассматриваемой территории имелись единичные находки алмазов россыпного типа. Однако их коренных источников здесь до настоящего времени не установлено. Ближайшие кимберлитовые поля Прианабарья расположены в сотнях километров к юго-западу, Куойкское поле — порядка 200 км к юго-юго-западу, Хорбусуонское — около 120 км к юго-востоку от центральной части района работ.

Участок Оленёкский занимает центральную и юго-восточную части исследованной территории (см. рис. 1) и охватывает бассейны левых притоков р.Оленёк (реки Дьюсюн, Суордах, Тустах, Улахан-Талахтах, Кучугуй-Талахтах, Улахан-Юряге, истоки

р.Таймыль), а также приустьевые части правых притоков р.Оленёк (реки Келимйар, Кулумас и Таас-Юрех). В геологическом строении принимают участие морские, прибрежно-морские, переходные и континентальные терригенные и угленосные породы нижней и средней юры (кыринская, курунгская, келимйарская, чекуровская свиты), верхней юры и нижнего мела (буолкалахская, кигилихская, кюсюрская, сиктяхская, огонёр-юряхская, лукумайская и укинская свиты). В долине р.Оленёк также распространены полигенетические образования едомной свиты неоплейстоцена, современные аллювиальные отложения русла, поймы и первой надпойменной террасы. В виде реликтов отмечается аллювий «высоких» террас (черендейская свита эоплейстоцена). Применительно к условиям залегания разновозрастных коренных источников алмазов участок Оленёкский является полностью «закрытым» по отношению к среднепалеозойскому и раннемезозойскому (средне-позднетриасовому) кимберлитовому магматизму, и частично закрытым (в пределах распространения отложений нижнего мела) по отношению к среднемезозойскому (позднеюрскому—раннемеловому) магматизму.

В результате выполненного сотрудниками Амакинской экспедиции комплекса ревизион-

но-опробовательских работ в пределах участка Оленёкский установлено широкое распространение минералов-индикаторов кимберлита в аллювии водотоков, причем нередко с ураганными содержаниями (тысячи знаков на 20 литров) и повышенной гранулометрией (до 4—8 мм), что особенно характерно для всех крупных левых притоков р.Оленёк. Кроме минералов-индикаторов кимберлита и алмазов, в аллювии водотоков были встречены также знаки золота и платины. Практически все относительно крупные водотоки в пределах участка алмазоносны, из них пять левых притоков р.Оленёк — реки Улахан-Юрэгэ, Кучугуй-Талахтах, Улахан-Талахтах, Тустах, Суордах и один правый — р.Келимяр. Примечательно то, что по левым притокам р.Оленёк все находки алмазов в русловом аллювии приурочены к полю распространения пород нижнего мела. Повышенные содержания алмазов, достигающие нескольких каратов на кубический метр, установлены в аллювии рек Улахан-Юрэгэ и Суордах. Значительная доля алмазов представлена классом 4–2 мм (43,5% по количеству и 41,2% по массе), что при наличии кристаллов из класса 8–4 мм (8,7% по количеству и 49,0% по массе) и полном отсутствии кристаллов размером

1 мм обеспечило аномально высокую их среднюю массу — 52,16 мг. Среди алмазов участка отмечается достаточно высокий процент кристаллов с механическим износом 21,7%. Из общего количества алмазов с износом 8,7% кристаллов имеют сильный износ, 4,3 — средний и 8,7 — слабый. Среди изношенных алмазов 40% составляют кристаллы V-VII разновидностей, 60% — типичные округлые алмазы I разновидности. В целом содержание алмазов I разновидности незначительное, всего 56,5% при достаточно высоком содержании алмазов V-VII разновидностей — 30,4%. Содержание октаэдров также незначительное (8,7%). Кристаллы переходного типа отсутствуют, ламинарные ромбододекаэдры составляют 30,4% от общего количества кристаллов. Таким образом, суммарное содержание ламинарных алмазов ряда октаэдр—ромбододекаэдр является невысоким, составляя всего 39,1% по отношению к общему количеству. Однако при пересчете к разновидности I их доля возрастает до 69,2%. Округлые алмазы составляют 21,7%. Отмечается высокий процент (39,1%) двойников и сростков при содержании бесцветных разновидностей 69,6%.

По сравнению с другими участками территории участок Оленёкский характеризуется наилучшей степенью сохранности минералов-индикаторов кимберлита, что, безусловно, выделяет его среди других площадей изученной территории. Выделенный здесь и оконтуренный ореол таких минералов с высоким содержанием зерен I-II классов сохранности (до 70%), особенно среди гранатов (рис. 2, А) и хромшпинелидов (см. рис. 2, Б), наравне с их повышенной гранулометрией и ураганными содержаниями, одно-

значно свидетельствует о непосредственной близости коренных источников. Содержание гранатов достигает 866 зерен на 20 литров, при этом в сумме с осколками количество неизношенных зерен в пределах ореола доходит до 80—90%. Данный ореол обладает четкими параметрами локальности — его площадь составляет 1200 км² и, по сути, соизмерима со средней площадью кимберлитовых полей. К северу от участка Оленёкский (участок Чарчых), югу (участок Бур-2) и востоку минералы-индикаторы кимберлита хорошей сохранности исчезают, а к западу, в пределах соседнего участка Хастах, их содержание резко падает. Кроме этого, ореол обладает набором свойств (разнообразная гранулометрия, высокий процент неустойчивых оранжевых разновидностей, повышенная сохранность и др.), характерных для ореолов ближнего сноса. Исходя из опыта работ, такие высокие содержания минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности, в т.ч. в составе крупных гранулометрических классов, особенно среди граната, характерны для ореолов и потоков рассеяния, находящихся непосредственно в пределах контура кимберлитовых полей. Таким образом, ореол рассеяния рассматриваемых кимберлитов в современных отло-

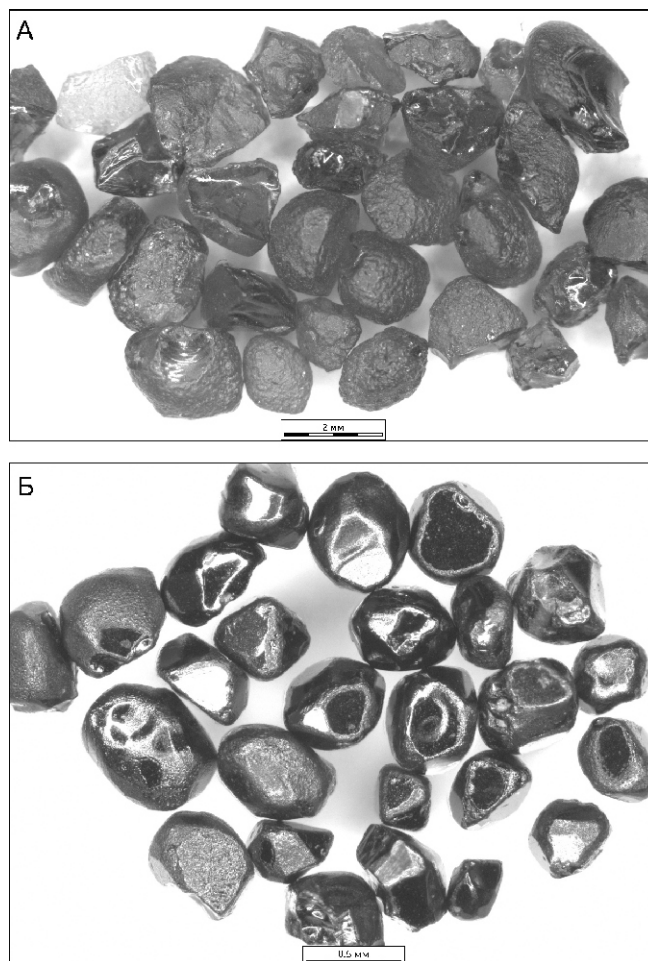


Рис. 2. Гранаты (А) и хромшпинелиды (Б) I-II классов сохранности из аллювия р.Улахан-Юрэгэ (проба 11 014)

жениях можно охарактеризовать как ореол ближнего сноса ближнего переотложения.

Как показывают результаты исследований, источником поступления минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности в современный аллювий служат промежуточные коллекторы, причем, данные, полученные в процессе поисковых работ, свидетельствуют о раннемеловом возрасте таких коллекторов. Основным поставщиком этих кимберлитов являются отложения кигильянской свиты, коллекторские свойства которой были установлены в результате работ. По отношению к указанным кимберлитам высокой степени сохранности данный коллектор следует считать первичным. О пользе прямого сноса минералов-индикаторов кимберлита свидетельствуют их типоморфные особенности, в т.ч. отсутствие сортировки среди гранатов, «незрелость» в целом минеральной ассоциации и отсутствие признаков переотложения. Как следствие, кимберлитовые минералы в нижнемеловых отложениях — минералы ближнего сноса прямого поступления, что является прямым признаком близлежащего кимберлитового поля.

Таким образом, результаты проведенных ревизионно-опробовательских работ, учитывая отсутствие в ближайшем окружении известных кимберлитовых тел, позволили с высокой долей уверенности спрогнозировать в пределах участка Оленёкский в границах выявленного ореола рассеяния минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности новое Улахан-Юрэгское кимберлитовое поле. Данное поле охватывает бассейны рек Улахан-Юрэг, Улахан-Талахтах, Кучугуй-Талахтах и Тустах. Особенности геологического строения и шлихо-минералогической обстановки территории позволяют предполагать мезозойский возраст прогнозируемых кимберлитовых тел, о чем свидетельствуют также особенности химического состава гранатов, характеризующиеся низкими параметрами по хромистости (рис. 3, А). Среди гранатов участка Оленёкский отмечается полное отсутствие не только особохромистых разновидностей с содержанием 12% Cr_2O_3 , но и высокохромистых пиропов с содержанием 10% Cr_2O_3 , а также пиропов алмазной ассоциации [2]. Учитывая то, что на момент формирования нижнемеловых отложений, в которых установлены минералы-индикаторы кимберлита хорошей сохранности прямого сноса, территория в ближайшем окружении была закрыта не только юрскими, но и верхнетриасовыми осадками. Трудно предположить, чтобы триасовые кимберлитовые тела где-то оставались не перекрытыми и служили источниками поступления таких минералов в нижнемеловые отложения. Данное обстоятельство, учитывая наиболее достоверно установленные возрастные реперы проявления кимберлитового вулканизма для Якутской алмазонасной провинции, свидетельствует о пользе не ранее чем позднеюрском возрасте прогнозируемых кимберлитов исследуемого района.

Однако широкое распространение кимберлитовых минералов хорошей сохранности с высокими их концентрациями и «свежайшим» обликом непосредственно в поле распространения отложений нижнего мела, не исключает и более молодой возраст первоисточников. Возможно, в настоящее время еще не все известно о приоритетных эпохах проявления кимберлитового магматизма для Якутской алмазонасной провинции. Во всяком случае не следует исключать и раннемеловой возраст прогнозируемых кимберлитов. Как бы то ни было, данные прогнозируемые коренные источники на современном этапе развития территории являются перекрытыми раннемеловыми отложениями определенной мощности.

Высокие перспективы участка Оленёкский позволяют рекомендовать его для дальнейших исследований. Непосредственно в пределах ореола рассеяния

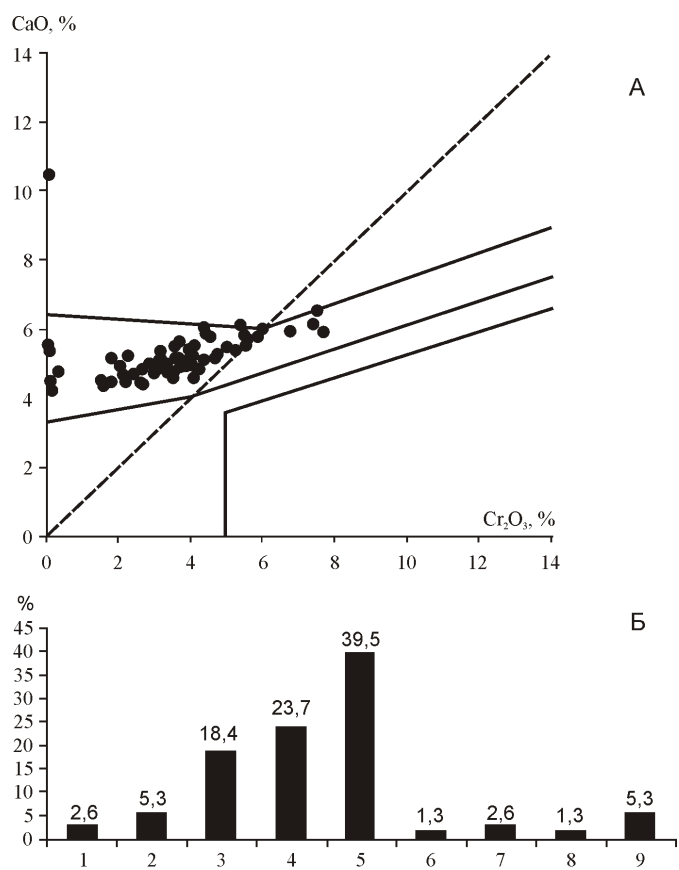


Рис. 3. Особенности состава гранатов участка Оленёкский (р.Кучугуй-Талахтах, проба 3042, I-II классы сохранности, $n = 76$):

А — диаграммы содержания Cr_2O_3 —CaO; Б — распределение составов по парагенезисам [6]; парагенезисы: 1 — алмазонасные вебстериты, потенциально алмазонасные лерцолиты с гранатом; 2 — высокохромистые, 3 — среднехромистые, 4 — низкохромистые; 5 — неалмазонасные лерцолиты и вебстериты; магнезиально-железистые эклогиты: 6 — высокоалмазонасные и 7 — потенциально алмазонасные; магнезиальные эклогиты: 8 — потенциально алмазонасные и 9 — слабоалмазонасные

минералов-индикаторов кимберлита высокой сохранности поисковые работы, кроме решения общегеологических задач, должны быть направлены на оконтуривание и локализацию ореола в нижнемеловых отложениях, а также на прямое подсечение кимберлитовых тел. По периферии данного ореола приоритетными для дальнейших исследований являются площади ближайшего распространения осадков средне-позднеюрского и раннемелового возрастов. Здесь рекомендуется проведение полномасштабных общепоисковых работ, особенно на стыке с близлежащим участком Бур-2, а также включая правобережные притоки р. Оленёк между устьями рек Келимяр и Таас-Юрх.

При проведении дальнейших работ следует учитывать линзовидный характер распространения грубообломочных отложений и редкую их встречаемость в разрезах стратиграфических подразделений, особенно в отложениях нижнего мела. Именно данным обстоятельством объясняются особенности шлихоминералогической обстановки участка, выраженной в дискретных вспышках минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности в русловом аллювии. Подобная ситуация возможна в результате периодического вскрытия водотоками линзовидных грубообломочных образований в отложениях нижнего мела. При этом создается иллюзия прямого размыва кимберлитовых тел. Ультракороткие параметры потоков рассеяния этих минералов и быстрое их «затухание» в русле — следствие разубоживания концентраций кимберлитовых минералов в результате значительного поступления обломочного материала местных пород (песчаников) в условиях интенсивной неотектоники. Результаты выполненных работ показали, что минералы-индикаторы кимберлита хорошей сохранности характерны практически исключительно для основных водотоков и по их боковым притокам практически не встречаются. Данный факт свидетельствует о том, что, во-первых, размываются не непосредственно коренные источники, а промежуточный коллектор, который вскрывается наиболее крупными водотоками с более значительным врезом долин. Во-вторых, данный коллектор не имеет площадного распространения в современном рельефе, что свидетельствует о не морском, а континентальном его происхождении.

Результаты исследований также показывают, что гранаты и хромшпинелиды хорошей сохранности и существенно изношенные пикроильмениты имеют различные, независимые друг от друга первоисточники. Как следствие, специализация прогнозируемых на площади кимберлитовых тел хромшпинелид-пироповая с полным отсутствием или минимальным содержанием пикроильменита.

Что касается перспектив потенциальной алмазности прогнозируемых коренных источников в пределах участка Оленёкский, то оценивать ее

следует с учетом предполагаемого возраста и структурно-тектонического положения кимберлитовых тел. При этом не должно смущать отсутствие в пределах участка пиропов алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса [2], которые не характерны для окраинных частей платформы. Прогнозируемые тела могут иметь эклогитовую специализацию и содержать весомую долю алмазов эклогитового парагенезиса. Об этом свидетельствуют высокие содержания эклогитовых гранатов в современном аллювии (до 27,5%), процент которых в кимберлитовых телах может быть еще выше. В качестве альтернативного примера диаграмме Н.В.Соболева на рис. 3, Б приведена гистограмма парагенетической принадлежности гранатов по результатам собственной разбивки с использованием специально созданной для данных целей оригинальной программы «Mineralogical Analyse» [6]. Данная программа определяет кроме ультраосновных гранатов разности эклогитового и пироксенитового парагенезисов. Для корректного пересчета химических составов кимберлитовых минералов на парагенезисы в программу были внесены практически все известные в настоящее время составы глубинных минералов. Более подробно принцип разделения кимберлитовых минералов на парагенезисы с использованием данной оригинальной программы и отнесения составов минералов к алмазоносным или неалмазоносным парагенезисам опубликованы в более ранней работе [6]. Здесь лишь отметим, что программа способна распознавать среди гранатов 32 парагенезиса. Как видно из результатов разбивки, в пределах площади отмечены гранаты из высокоалмазоносных магнезиально-железистых эклогитов (см. рис. 3, Б), а также из алмазоносных вебстеритов, присутствующих в ураганно алмазоносных кимберлитовых телах Накынского поля [3, 7] и впервые установленных для северной окраины Якутской алмазоносной провинции. Таким образом, особенности химического состава минералов-индикаторов кимберлита и парагенетической принадлежности гранатов свидетельствуют о том, что в отличие от центральных районов данная провинция, где источниками алмазов в промышленных месторождениях являются дунит-гарцбургиты, источниками алмазов в прогнозируемых кимберлитах являются, скорее всего, истощенные алмазоносные лерцолиты, а также алмазоносные эклогиты (магнезиально-железистые, ильменит-рутиловые, магнезиальные) и алмазоносные вебстериты. Суммарное содержание алмазоносных и потенциально алмазоносных парагенезисов, с учетом эклогитовых разностей, по отдельным пробам превышает 50% (см. рис. 3, Б), что говорит о наличии здесь отдельных кимберлитовых тел, обладающих как минимум средними параметрами алмазности [6]. Кроме того, все водотоки в пределах выделенного ореола минералов-индикаторов кимберлита высокой степени сохранности являются ал-

мазоносными (реки Улахан-Юрэгэ, Улахан-Талахтах, Кучугуй-Талахтах, Тустах, Суордах). Хотя необходимо отметить, что, учитывая высокий процент изношенных алмазов, определенная часть кристаллов не связана первоисточниками с присутствующими на участке минералами-индикаторами кимберлита высокой степени сохранности. Исходной ассоциацией для неизношенных минералов-индикаторов в пределах участка могут быть только алмазы без признаков износа. И хотя кимберлитовый тип источников изношенных алмазов исключать нельзя, связывать их с ближним сносом не представляется возможным. Скорее всего, коренные источники данных изношенных алмазов расположены далеко за пределами характеризуемого участка.

Установленная в процессе выполненных работ повышенная алмазонасность руслового аллювия позволяет рекомендовать бассейны рек Улахан-Юрэгэ, Улахан-Талахтах, Кучугуй-Талахтах, Тустах и Суордах для дальнейших исследований с целью оценки перспективности руслового аллювия на предмет россыпной алмазонасности путем проведения представительного валового опробования. Более того, установленная в процессе выполненных работ повышенная алмазонасность руслового аллювия водотоков в пределах развития отложений мела, подтверждает предположение о том, что алмазы могут накапливаться даже в условиях, казалось бы, крайне неблагоприятных для россыпеобразования, в т.ч. в поле сплошного развития перекрывающих толщ. Данное обстоятельство ставит вопрос о необходимости ревизионного переопробования аллювия всех относительно крупных водотоков в поле распространения меловых отложений на предмет оценки перспектив их россыпной алмазонасности, в т.ч. на сопредельных к исследованной площади территориях. Приоритетными для данных работ являются площади, примыкающие к Лено-Анабарскому прогибу на стыке распространения юрских и меловых отложений. Не вызывает сомнения необходимость широкого ревизионного опробования данных обширных территорий с целью их оценки на проявления продуктивного «молодого» кимберлитового магматизма.

Территория северных участков Протока, Станнах-Хочо, Побережный и Устьевой, расположенных непосредственно вдоль побережья моря Лаптевых (см. рис. 1), характеризуется наиболее сложным геологическим строением и максимальным разнообразием типов поисковых обстановок. Здесь развиты отложения верхней перми, триаса и юры, интенсивно смятые в складки, а также терригенные отложения нижнего мела и широкий комплекс неоплейстоценовых отложений различного происхождения (дельты рек Лена и Оленёк). Эта территория, закрытая по отношению к среднепалеозойскому кимберлитовому магматизму за исключением небольших участков в

дельте р.Лена, где выходят на поверхность отложения среднего девона, и частично открытая по отношению к ранне- и среднемезозойскому магматизму. В результате выполненных ревизионно-опробовательских работ прямых поисковых признаков присутствия в пределах данных северных участков кимберлитового магматизма средне-позднетриасового возраста не установлено. В качестве таких признаков могли бы являться минералы-индикаторы кимберлита хорошей сохранности ближнего сноса (перетложения) в пределах открытых площадей по отношению к кимберлитам данного возраста, т.е. в поле распространения отложений с возрастом от перми до среднего триаса (Р—Т₂). Однако, несмотря на то, что в пределах выделенной площади не установлено сколько-нибудь существенных содержаний минералов-индикаторов кимберлита хорошей сохранности с первичными магматогенными поверхностями, преобладание угловатых разностей среди гранатов без видимых следов механического износа и одновременно присутствие пикроильменита II класса сохранности, допускают первичный (не перетложенный) характер для определенной части таких минералов в верхнетриасовых отложениях. И хотя повышенное содержание угловатых обломков среди гранатов из отложений верхнего триаса, как и присутствие на них своеобразной псевдоматировки, автор связывает с их эпигенетическими изменениями непосредственно в осадочном коллекторе в результате складчатости, особенности минеральной ассоциации в отложениях осипайской свиты, включая повышенное содержание самих гранатов и присутствие среди них оранжевых разностей (участок Протока), не исключают возможности прямого сноса минералов в карнийские отложения. Кроме этого, присутствие среди гранатов и хромшпинелидов зерен из высокоалмазонасных дунит-гарцбургитов и алмазонасных перидотитов (рис. 4) при повышенном содержании гранатов алмазонасных и потенциально алмазонасных парагенезисов (до 76,8—92,9%), свидетельствующих о потенциальной алмазонасности их первоисточников [6], дает основание рекомендовать выделенную площадь для дальнейших поисков. Особенности состава минералов-индикаторов кимберлита и, в первую очередь, наличие высоко- (10% Cr₂O₃) и особохромистых (12% Cr₂O₃) гранатов в пределах участков Побережный и Протока (см. рис. 4, А), не встречающихся в мезозойских кимберлитах, позволяют предполагать среднепалеозойский возраст первоисточников для части указанных минералов, причем потенциальная алмазонасность их может быть оценена от средней до высокой. Широкое распространение среди гранатов северных участков алмазонасного дунит-гарцбургитового парагенезиса (см. рис. 4, А) и особохромистых разностей, в целом не характерных для северной части Якутской алмазонасной провинции подтверждает наличие в окраин-

ных частях платформы участков с достаточной мощностью литосферы, достигающей глубин стабильности алмазов. Однако для части территории не исключается и мезозойский возраст коренных источников минералов-индикаторов, особенно это относится к участкам Устьевой и Станях-Хочо.

Исходя из изложенного, не исключая возможности прямого сноса минералов-индикаторов кимберлита из среднепалеозойских кимберлитов в отложения верхнего триаса, дальнейшие поиски в пределах северной окраины Якутской алмазоносной провинции должны быть направлены в первую очередь на выявление конседиментационного на раннемезозойскую эпоху поднятия палеозойского цоколя, которое являлось областью сноса кимберлитового материала в отложения верхнего триаса. К данному поднятию, которое должно быть «стерильным» как от отложений триаса, так и от верхнепалеозойских отложений, но, безусловно, перекрытому в настоящее время отложениями мезо-кайнозоя, могут быть приурочены алмазоносные кимберлитовые тела среднепалеозойского возраста. В качестве одного из наиболее вероятных таких поднятий по отношению к минералам-индикаторам кимберлита участка Протока может являться крупный взброс в дельте р.Лена со среднедевонскими отложениями в кровле, на настоящее время почти полностью перекрытый неоплейстоценовыми осадками. Нельзя исключать того, что схожее поднятие, являющееся потенциальным поставщиком минералов-индикаторов в пределы участка Побережный, может быть расположено в шельфовой зоне моря Лаптевых.

Рекомендуемые поисковые работы должны сопровождаться комплексом дистанционных геофизических методов с глубинным (до 200 м) доизучением на основе профильного бурения структурно-поисковых скважин в пределах выделенных палеоподнятий. Безусловно, в случае расположения палеоподнятия в шельфовой зоне моря Лаптевых, проведение профильного бурения будет проблематично. Однако в случае положения такого палеоподнятия в пределах северного плеча Лено-Анабарского прогиба, проведение глубинного доизучения вполне оправдано. При проведении дальнейших поисковых работ необходимо сконцентрировать внимание на отложениях осипайской, чайдахской и тумульской свит верхнего триаса с целью более представительного опробования данных промежуточных коллекторов и оценки степени их алмазоносности с четкой стратиграфической и возрастной привязкой данных подразделений. Работы должны сопровождаться комплексом минералого-аналитических исследований с целью более достоверной оценки ожидаемой степени алмазоносности прогнозируемых коренных первоисточников.

В целом, большой объем полученной информации позволил значительно уточнить поисковую и шлихо-минералогическую обстановки территории, про-

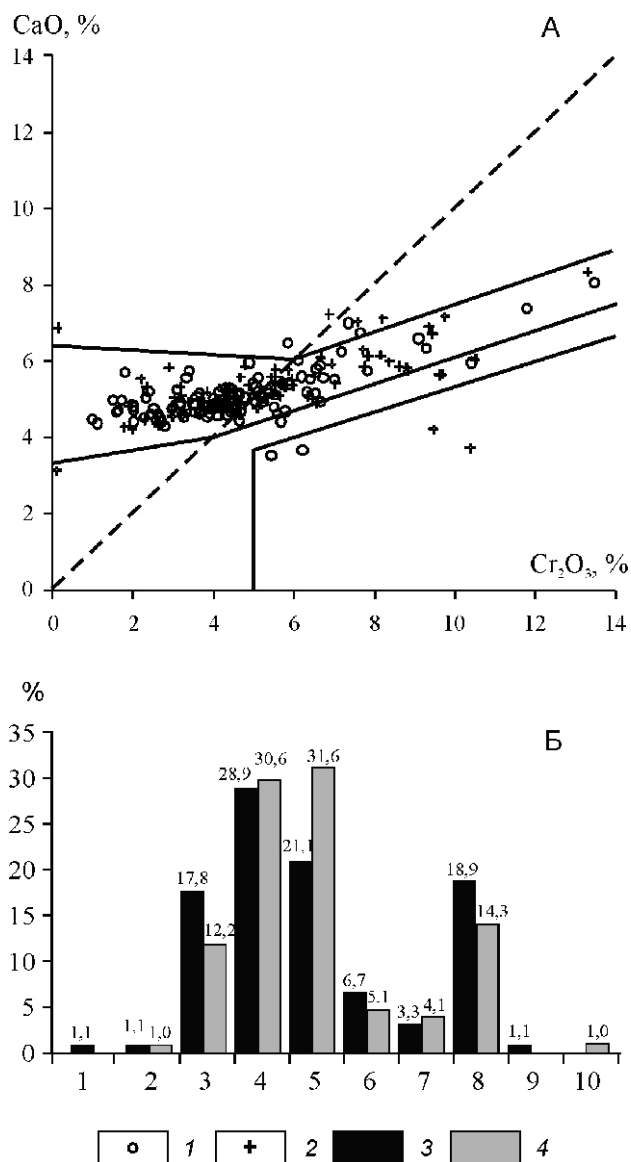


Рис. 4. Особенности состава гранатов участков Протока и Побережный:

А — диаграммы содержаний Cr₂O₃—CaO; Б — распределение составов по парагенезисам [6]; участки: 1 и 4 — Побережный, проба 5304/2П, *n* 98; 2 и 3 — Протока, проба 4159П, *n* 90; парагенезисы: 1 — высокоалмазоносные дунит-гарцбургиты, 2 — алмазоносные перидотиты, потенциально алмазоносные лерцолиты с гранатом: 3 — высокохромистым, 4 — среднехромистым и 5 — низкохромистым; слабоалмазоносные лерцолиты с гранатом: 6 — высокохромистым и 7 — низкохромистым; 8 — неалмазоносные лерцолиты и вебстериты; потенциально алмазоносные эклогиты: 9 — ильменит-рутиловые и 10 — магнезиальные

вести типизацию и идентификацию ореолов рассеяния и определить степень потенциальной алмазоносности первоисточников минералов-индикаторов кимберлита на качественном уровне. Это дало возможность более обоснованно провести прогнозную оценку территории, выделить и рекомендовать перспективные площади для дальнейших исследований.

Результаты, полученные сотрудниками Амакинской экспедиции АК «АЛРОСА» в процессе работ, позволяют по-новому оценить поисковую обстановку окраинных территорий Сибирской платформы и пересмотреть стратегию поисковых работ в пределах Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов и их ближайшего окружения.

Таким образом, бытующее в настоящее время среди некоторых исследователей-алмазников мнение, что абсолютно все территории прогибов в пределах Сибирской платформы являются областью сноса и существующие в их пределах промежуточные коллекторы содержат только дальнепривносной материал, несостоятельно. Краевые части прогибов могут быть весьма перспективными на поиски «молодых» коренных источников алмазов, а вся территория прогибов — на богатые россыпи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горев Н.И., Веретенников В.А. Мелкомасштабное районирование Сибирской платформы на алмазы // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». —Якутск, 2008. С. 237—244.
2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. —Новосибирск: Наука, 1974.
3. Спеццус З.В. Мантийные ксенолиты — источник алмазов и ключ к их происхождению // Проблема прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». —Якутск, 2008. С. 39—45.
4. Стогний Г.А., Стогний В.В. Плотные и магнитные неоднородности литосферы Якутской кимберлитовой провинции // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». —Якутск, 2008. С. 120—124.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: Наука/Интерпериодика, 2001.
6. Хмельков А.М., Гриценко А.В., Хмелькова Э.А. Совершенствование методов прогнозирования при алмазописковых работах на основе современных технологий обработки и разделения составов кимберлитовых минералов на парагенезисы / Материалы Международной научной конференции «Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых». —Томск, 2010. С. 546—550.
7. Spetsius Z.V., Taylor L.A., Valley J.W. et al Diamondiferous xenoliths from crustal subduction: garnet oxygen isotopes from the Nyurbinskaya pipe, Yakutia / Eur. Jour. Mineral. 2008. № 20. Pp. 375—385.

Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых в Уральском федеральном округе

Е.С.КОНТАРЬ (Уральский региональный информационный компьютерный центр (УралРИКЦ); 620014, г.Екатеринбург, ул.Вайнера, д.55), Н.П.КОКОРИН (Департамент по недропользованию по Уральскому федеральному округу (Департамент УралНедра); 620014, г.Екатеринбург, ул.Вайнера, д.55)

Охарактеризовано современное состояние минерально-сырьевой базы черных, цветных и благородных металлов в Уральском федеральном округе. Показан высокий уровень их востребованности и обеспеченности разведанными запасами, в т.ч. запасами распределенного фонда. Обозначены проблемы дальнейшего развития минерально-сырьевой базы этих металлов и геологического изучения региона.

Ключевые слова: черные, цветные, благородные металлы, общие запасы, запасы распределенного фонда, перспективы.

Контарь Ефим Семенович, efkonta@mail.ru
Кокорин Николай Петрович, kokorin@p66.ru

Condition and perspectives of the development of mineral resource base of metallic minerals in the Urals Federal District

E.S.KONTAR, N.P.KOKORIN

The current state of the mineral resource base ferrous, non-ferrous and noble metals in the Urals Federal District are characterized. Shows a high level of demand and supply proven reserves, including reserves for disbursing funds. The problems future developments of mineral resources of these metals, and geological studies of the region are marked.

Key words: ferrous, non-ferrous, noble metals, common resources, reserves for disbursing funds, perspectives.

Уральский федеральный округ — это большая часть Уральской металлогенической провинции, вся Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция и восточная часть Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Округ занимает первое место в России по объему добычи полезных ископаемых и второе место среди федеральных округов (после Дальневосточного) по роли минерально-сырьевого сектора в экономике. В округе сосредоточены эксплуатируемые, подготовленные к освоению и разведываемые месторождения углеводородного сырья, твердого топлива, черных, цветных, редких и благородных металлов, неметаллических полезных ископаемых. Добыча и переработка минерального и углеводородного сырья играют решающую роль в экономике округа и сохраняют ее в обозримом будущем.

Основные сосредоточения месторождений и проявлений черных, цветных и благородных металлов расположены в хорошо изученных открытых районах Северного, Среднего и Южного Урала. Ограниченное распространение таких объектов на более северных территориях, особенно на Приполярном Урале, объясняется двумя причинами: 1) недостаточно высоким уровнем изученности; 2) перекрытием структур горно-складчатого Урала мезозойско-кай-

нозойским чехлом Западно-Сибирской плиты и отсутствием информации о составе и строении подчехольных образований на доступных для поисковых работ глубинах (300—500 м). В настоящей статье рассмотрены вопросы состояния минерально-сырьевой базы наиболее важных видов металлических полезных ископаемых.

Черные металлы. Округ занимает: вторые места в России по общим запасам железных руд (после Центрального федерального округа), марганцевых руд (после Сибирского федерального округа); третье место по общим запасам хромовых руд (после Северо-Западного и Приволжского федеральных округов), в т.ч. первое место по запасам хромитов альпинотипного геолого-промышленного типа. Доля округа в минерально-сырьевой базе черных металлов приведена в табл. 1.

Железные руды. Общие разведанные запасы железных руд округа учтены по 52 месторождениям, в т.ч. титаномагнетитовые — 7, скарново-магнетитовые — 25, сидеритовые (и бурые железняки по ним) — 14, железистых кварцитов — 2, осадочных бурых железняков — 4. Ведущая роль в запасах (82,4%) и добыче (85,2%) принадлежит титаномагнетитовым месторождениям; второе место занимают скарново-магнетитовые — соответственно 8,5 и 12,3%, на

1. Доля Уральского федерального округа от Российской Федерации в минерально-сырьевой базе (в %)

Основные показатели	Доля УрФО от РФ	Доля Свердловской области	
		От РФ	От УрФО
Черные металлы			
Железные руды			
По общему числу месторождений	25,8	12,6	49,0
По запасам категорий А, В, С ₁ , С ₂	18,0	17,0	94,2
По добыче	19,5	12,4	90,4
Марганцевые руды			
По общему числу месторождений	40,0	36,0	90,0
По общим запасам	18,3	17,1	96,6
По добыче	—	—	—
Хромовые руды			
По общему числу месторождений	70,8	16,7	23,5
По числу месторождений альпинотипного геолого-промышленного типа	94,4	22,2	23,5
По общим запасам	11,3	1,1	9,4
По общим запасам месторождений альпинотипного геолого-промышленного типа	98,6	9,3	9,4
По общей добыче	56,4	11,9	17,9
По добыче из объектов альпинотипного геолого-промышленного типа	100,0	17,9	17,9
Цветные и легирующие металлы			
Медь и цинк			
По общему числу месторождений	<u>27,0</u> 13,1	<u>17,5</u> 6,9	<u>64,7</u> 52,9
По запасам категорий А, В, С ₁ , С ₂	<u>10,2</u> 5,9	<u>4,8</u> 2,1	<u>46,6</u> 34,6
По добыче	<u>14,3</u> 41,3	<u>7,1</u> 14,8	<u>50,9</u> 40,6
Бокситы			
По общему числу месторождений	49,1	43,9	89,3
По запасам категорий А, В, С ₁ , С ₂	31,7	31,7	100,0
По добыче	55,4	55,4	100,0
Ванадий			
По общему числу месторождений	31,3	25,0	80,0
В т.ч., в месторождениях:			
титаномагнетитовых	50,0	50,0	66,7
ванадий-железо-медных	100,0	100,0	100,0
бокситовых	12,5	12,5	100,0
По общим запасам	57,7	55,5	96,1
По добыче	100,0	100,0	100,0

Основные показатели	Доля УрФО от РФ	Доля Свердловской области	
		От РФ	От УрФО
Никель			
По общему числу месторождений	29,4	11,8	40,0
По числу месторождений силикатного кобальт-никелевого геолого-промышленного типа	71,5	28,6	40,0
По общим запасам	Нет данных	Нет данных	63,9
По запасам месторождений силикатного кобальт-никелевого геолого-промышленного типа	35,9	22,9	63,9
По общей добыче	3,8	1,7	44,9
По добыче из объектов силикатного кобальт-никелевого геолого-промышленного типа	52,0	23,0	44,9
Благородные металлы			
Золото			
По общему числу месторождений	5,2	4,0	76,4
В т.ч., по коренным	8,9	4,4	50,0
комплексным	21,1	12,5	59,3
россыпным	4,6	3,7	80,6
По запасам категорий А, В, С ₁ , С ₂ , всего	6,5	3,0	46,7
В т.ч., в коренных	4,4	2,9	65,1
комплексных	11,5	2,5	21,4
россыпных	6,4	4,7	74,0
По добыче, всего	9,5	4,7	50,1
В т.ч., из коренных	9,7	4,8	48,8
комплексных	24,2	9,6	39,4
россыпных	2,9	2,8	94,8
Металлы платиновой группы			
По общему числу месторождений	73,0	73,0	100,0
В т.ч., по коренным	3,8	3,8	100,0
россыпным	91,7	91,7	100,0
По запасам категорий А, В, С ₁ , С ₂ , всего	0,46	0,46	100,0
В т.ч., в коренных	0,05	0,05	100,0
россыпных	50,6	50,6	100,0
По добыче, всего	0,31	0,31	100,0
В т.ч., из коренных	0,05	0,05	100,0
россыпных	0,9	0,9	100,0

третьем месте — месторождения сидеритов (и бурых железняков по ним), доля в запасах которых составляет 7,7, а в добыче — 2,5%. Учтенные Госбалансом запасы месторождений железистых кварцитов и осадочных бурых железняков в настоящее время промышленного значения не имеют. Наряду с этим, в округе разведаны, но не учтены Госбалансом, крупные месторождения мезозойских бурожелезняковых руд с общими запасами около 1,5 млрд.т (природно легированные руды Серовского месторождения в Свердловской области, о котором речь будет идти ниже, а также Синаро-Теченское месторождение в Курганской области). Кроме того, в Курганской области локализованы объекты скарново-магнетитовых руд с прогнозными ресурсами высоких категорий 1,0 млрд.т, примерно половина из которых в настоящее время залицензирована.

Марганцевые руды. По существу, все месторождения марганцевых руд относятся к карбонатному марганцевому геолого-промышленному типу палеогенового Северо-Уральского марганцеворудного бассейна западного борта Западно-Сибирской плиты. В этом бассейне расположено 9 месторождений с учтенными Госбалансом запасами и 3 месторождения с неучтенными. Кроме того, на Южном Урале, на восточной окраине Восточно-Европейской платформы разведано мелкое месторождение пермского возраста.

Хромовые руды. Запасы хромовых руд учтены в 16 месторождениях, относящихся к альпинотипному геолого-промышленному типу. Наибольший вклад в минерально-сырьевую базу хромитов округа (около 85% запасов) вносят месторождения Полярного Урала, расположенные в пределах массива Рай-Из (Ямало-Ненецкий автономный округ).

Цветные и легирующие металлы. Округ занимает третье место по запасам меди и цинка после Сибирского и Приволжского федеральных округов; первое место — по запасам бокситов, ванадия; второе — по запасам силикатных кобальт-никелевых руд после Приволжского федерального округа. Доля округа в минерально-сырьевой базе цветных и легирующих металлов показана в табл. 1.

Медь и цинк. Минерально-сырьевую базу меди составляют объекты следующих геолого-промышленных типов: колчеданный (22 месторождения), медно-порфировый (3 месторождения), ванадий-железо-медный (1 месторождение), медно-скарновый (1 месторождение), а также месторождения медистых глин (1 месторождение) и медьсодержащих скарново-магнетитовых руд (5 месторождений). После постановки на Государственный баланс запасов разведываемых медно- и молибден-медно-порфировых месторождений в Челябинской области, в структуре минерально-сырьевой базы меди произошли изменения. В этих объектах сосредоточено 35,9% текущих запасов меди округа. Однако добыча меди из них производится в крайне ограниченном объеме (всего 0,2%

общей добычи меди в округе). На долю колчеданных руд приходится 32,9 запасов и 88% добычи. Остальные количества запасов и добычи меди приходятся на ванадий-железо-медные (21,2 и 6% соответственно), медно-скарновые (2,7 и 1,1%), медьсодержащие скарново-магнетитовые объекты (6,7 и 1,8%), а также на медистые глины (0,6 и 2,8%). Все запасы цинка и его добыча относятся к колчеданным объектам (см. табл. 1).

Бокситы. Запасы бокситов учтены в 27 месторождениях, в т.ч. 17 девонских (95,9% запасов) и 10 мезозойских (4,1% запасов). Основу минерально-сырьевой базы бокситов составляют девонские месторождения СУБР.

Ванадий. Минерально-сырьевую базу ванадия составляют месторождения титаномагнетитовых (2 месторождения), ванадий-железо-медных (1 месторождение) руд; небольшие его количества присутствуют в одном месторождении бокситов СУБР.

Никель. Вся минерально-сырьевая база никеля базируется на 15 месторождениях силикатного кобальт-никелевого геолого-промышленного типа.

Благородные металлы. Золото. Округ занимает четвертое место в России (после Дальневосточного, Сибирского и Приволжского округов) по общим запасам золота (см. табл. 1). Минерально-сырьевую базу золота составляют собственные золоторудные и комплексные золотосодержащие месторождения. К собственным (22 месторождения, содержащие 39,4% запасов) относятся объекты золотокварцевого, золотосульфидно-кварцевого и золотосульфидного геолого-промышленных типов, а также золотые (в т.ч., золотоплатиновые) россыпи (254 месторождения с 14,9% запасов). Комплексные золотосодержащие объекты (28 месторождений с 45,7% запасов) принадлежат колчеданному, скарново-магнетитовому, ванадий-железо-медному, медно-порфировому геолого-промышленным типам.

Металлы платиновой группы (см. табл. 1). Запасы металлов платиновой группы (МПГ) учтены в 88 платиновых и золотоплатиновых россыпях (40,9% запасов) и одном коренном (Волковское ванадий-железо-медное) месторождении (59,1% запасов). Соотношение МПГ в россыпях следующее (в %): Pt 93,4; Pd 0,7; Ir 3,8; Rh 0,8; Os 1,1; Ru 0,2; на Волковском месторождении МПГ представлены палладием.

Минерально-сырьевая база твердых полезных ископаемых Уральского федерального округа, как в целом, так и для районов Северного и Среднего Урала (Свердловская область) характеризуется высоким уровнем их востребованности (рисунки 1 и 2).

Для минерально-сырьевой базы Уральского федерального округа, как в целом, так и для районов Среднего и Северного Урала (Свердловская область) характерна также высокая обеспеченность предприятий общими разведанными запасами и запасами распределенного фонда (табл. 2).

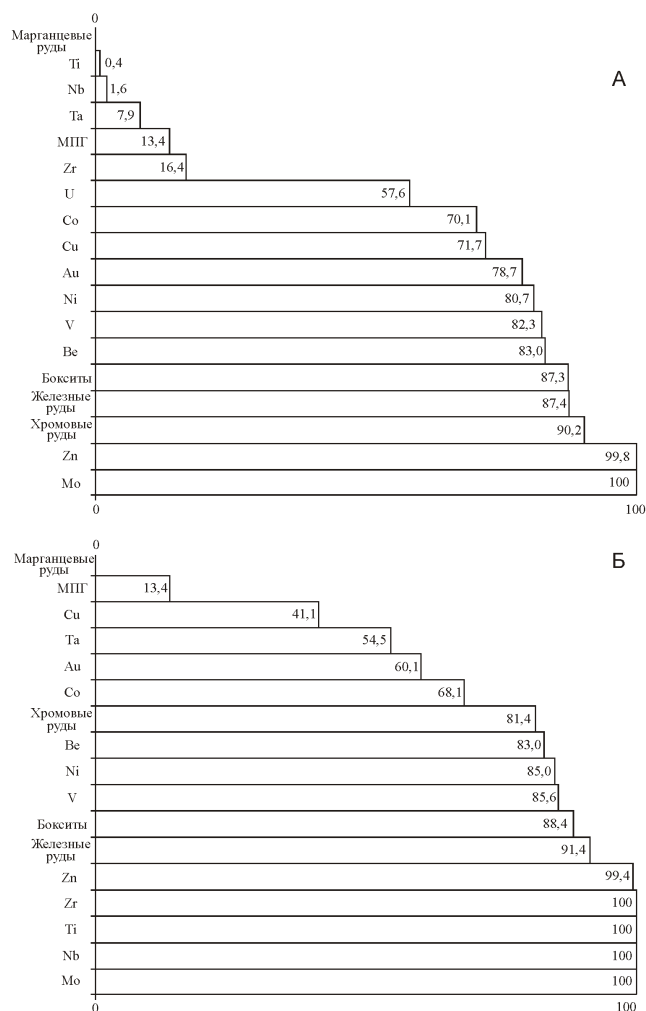


Рис. 1. Доля запасов распределенного фонда недр в общих запасах (в %):

А — Уральский федеральный округ, Б — Свердловская область

Как видно из табл. 2, минерально-сырьевая база Среднего и Северного Урала (Свердловская область) обладает высоким запасом прочности и весьма далека от истощения. Поэтому необходимо пересмотреть парадигму геологического освоения Приполярного и Полярного Урала. Этот регион надо осваивать, но не потому, что минерально-сырьевая база Северного и Среднего Урала исчерпана, а потому, что его нужно планомерно геологически изучать.

Учитывая достаточно высокий уровень обеспеченности разведанными запасами, в т.ч. запасами распределенного фонда, следует считать, что решение ряда минерально-сырьевых и общегеологических проблем, о которых речь будет идти далее, призвано обеспечить создание резервного фонда будущих поколений. На возможность создания такого резервного фонда указывают благоприятные соотношения апробированных прогнозных ресурсов и текущих разведанных запасов, представленных ниже:

Полезное ископаемое	Прогнозные ресурсы—текущие запасы
Скарново-магнетитовые руды	2,7
Марганцевые руды	4,9
Хромовые руды	28,9
Медь в колчеданных месторождениях	3,1
Цинк	2,8
Никель	1,4
Золото в коренных месторождениях	4,8

Преимущественно за счет районов Полярного и Приполярного Урала

В развитии и использовании минерально-сырьевой базы имеются определенные проблемы, требующие инновационных решений. К их числу относятся следующие:

1. По железным рудам. В Свердловской области расположено крупное Серовское месторождение остаточных никель-хромистых бурожелезняковых руд триас-юрского и альб-сеноманского возрастов, не учтенных Государственным балансом (табл. 3).

Руды месторождения чистые по сере и фосфору. Они содержат 16,8 млн.т Cr_2O_3 и в два раза больше разведанных запасов никеля. В настоящее время отсутствует удовлетворительная промышленная технология обогащения этих руд, не позволяющая механическим способом разделить железо, хром (несмотря на наличие в рудах хромшпинелидов) и никель [2]. Выполненные в 1963 г. лабораторно-технологические исследования показали возможность получения коллективного железо-хромового концентрата, содержащего (в %): 53,8 Fe, 2,56 Cr и 0,35 Ni. В результате выполненных лабораторных плавок получен хромистый чугу́н с 3,5—4,5% Cr и хромистый шлак с 36—38% Fe и 35—40% Cr_2O_3 . Промпродукт может быть использован для получения мартеновской стали, а хромистый шлак — для выплавки силихро́ма, получения бихромата натрия, цемента и глинозема. Все это обуславливает необходимость отработки инновационной промышленной технологической схемы использования руд Серовского месторождения, тем более что оно расположено рядом с одноименным заводом ферросплавов, производящим около 41% российского феррохрома, большая часть которого из привозного сырья.

2. По марганцевым рудам. На Северном Урале, как уже отмечалось, в западном борту Западно-Сибирской плиты, расположен Северо-Уральский марганцеворудный бассейн, в котором разведано 9 месторождений карбонатных марганцевых руд, учтенных Госбалансом, и три месторождения, не учтенные Госбалансом с

общими запасами около 50 млн.т. Руды бедные, содержание марганца в карбонатных рудах (почти 99% запасов) не превышает 20—23%, в окисленных рудах — не более 27% [3]. В связи с этим, а также отсутствием эффективной технологии обогащения и сложными гор-

но-геологическими условиями месторождения в настоящее время не осваиваются. В рудах и вмещающих породах, помимо марганцевых минералов, содержатся глауконит (до 30%), фосфоритовые конкреции и оолиты с содержанием P_2O_5 до 21%, а также кварц. Очеред-

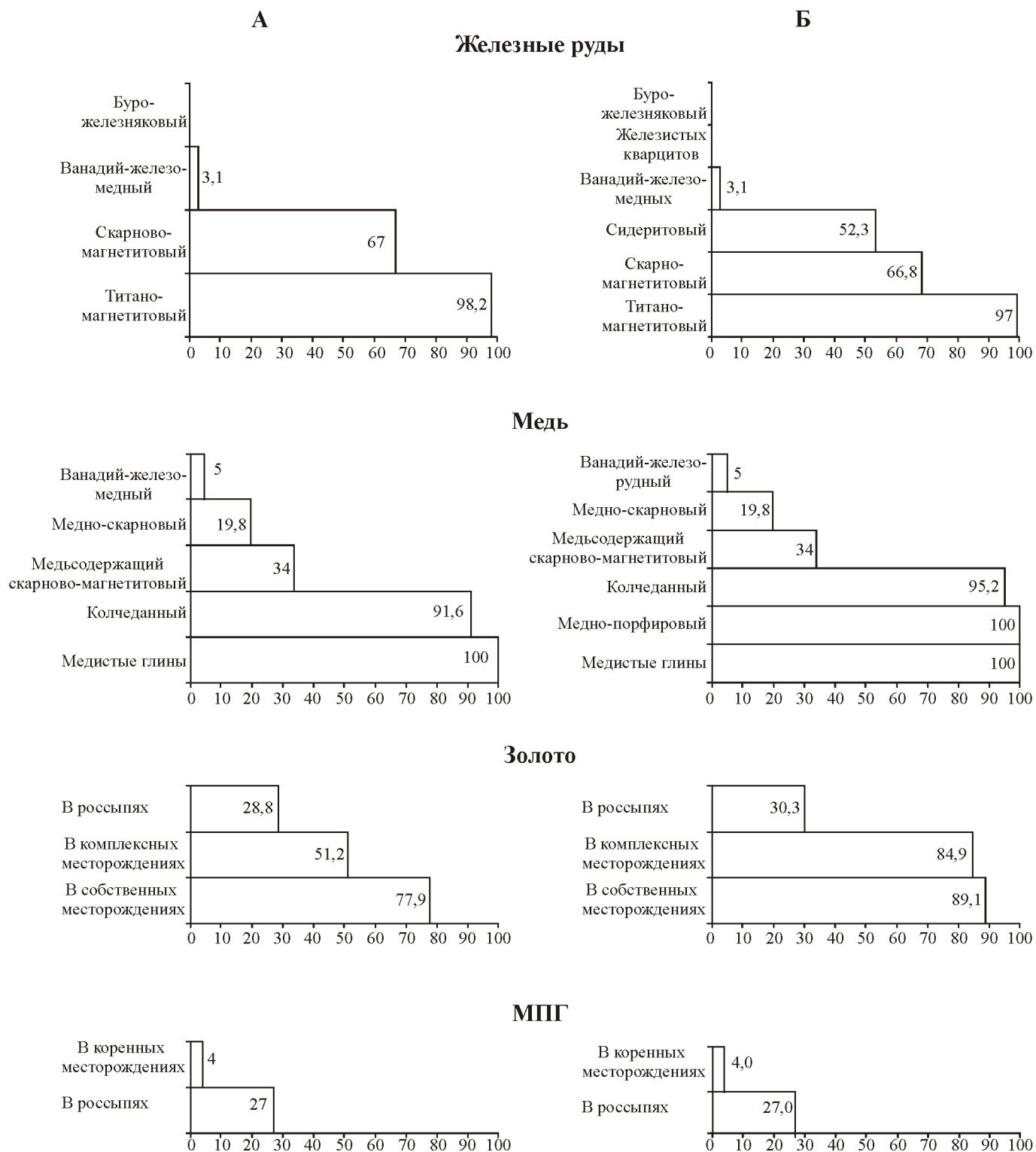


Рис. 2. Доля запасов распределенного фонда недр в общих запасах месторождений данного геолого-промышленного типа (в %):

А — Свердловская область, Б — Уральский федеральный округ

ной тур освоения марганцевых месторождений возможен лишь при разработке технологии комплексного использования руд, включая извлечение фосфатов и глауконита. Глауконит, как известно, является минералом, обладающим высокой способностью к реакциям

катионного обмена, что создает возможность его использования для смягчения жестких вод в ряде отраслей промышленности, а также для производства нетоксичной защитной краски зеленого цвета, стойкой к кислотам и щелочам.

2. Обеспеченность разведанными запасами (в годах) по уровню добычи 2009 г.

Полезное ископаемое	Свердловская область		Уральский федеральный округ	
	Общие запасы	Запасы распределенного фонда	Общие запасы	Запасы распределенного фонда
<i>Железные руды, всего</i>	250,5	229,3	260,0	227,4
В т.ч.				
Титаномагнетитовые	245,3	241,2	247,4	241,1
Скарново-магнетитовые	213,1	142,7	180,5	124,1
Ванадий-железо-медные	555,3	17,4	555,3	17,4
Осадочные бурые железняки	Нет добычи			
Сидериты и бурые железняки по ним	Запасы отсутствуют		753,6	394,2
Железистые кварциты	Запасы отсутствуют		Нет добычи	
<i>Хромовые руды</i>	13,8	11,3	21,0	18,7
<i>Марганцевые руды</i>	Нет добычи			
<i>Медь, всего</i>	79,7	32,7	80,9	58,2
В т.ч., в рудах:				
колчеданных	36,5	33,4	30,3	28,8
медно-скарновых	192,3	38,1	192,3	38,1
ванадий-железо-медных	284,4	14,1	284,4	14,1
Медистых глинах	17,1	17,1	17,1	17,1
Медьсодержащих скарново-магнетитовых рудах	304,5	103,3	304,5	103,3
Медно-порфировых рудах	Запасы отсутствуют		12 054,0	12 054,0
<i>Цинк</i>	22,8	22,6	27,5	27,5
<i>Никель</i>	114,0	97,9	80,1	64,6
<i>Бокситы</i>	165,7	146,4	167,8	146,4
В т.ч., девонские	160,5	146,4	161,0	146,4
<i>Золото, всего</i>	35,3	21,2	34,7	27,3
В т.ч.				
в коренных месторождениях	28,8	23,2	24,7	21,0
комплексных месторождениях	27,5	14,1	43,8	39,1
россыпях	48,1	13,8	60,5	18,3
<i>МПП, всего</i>	130,3	17,5	130,3	17,5
В т.ч.,				
в коренных месторождениях	616,5	24,5	616,5	24,5
россыпях	60,9	16,5	60,9	16,5

3. Параметры Серовского месторождения

Типы руд	Запасы		Средние содержания, %			
	Категория	Количество, тыс.т	Fe	Cr ₂ O ₃	Ni	Co
Бобово-конгломератовые	B C ₁ C ₂	946 582	35,23	1,62	0,19	0,02
Охристые	C ₂	60 775	41,39	1,44	0,73	1,06
Всего по месторождению	B C ₁ C ₂	1 007 357	35,60	1,68	0,23	0,026

При общей потребности около 1 млн.т в 2009 г. в России добыто всего 56 тыс.т марганцевых руд, введено примерно на порядок выше [1]. При решении технологических проблем использования руд Северо-Уральского бассейна может быть решена вся потребность России в марганцевых рудах на 30—35 лет только за счет этого региона, обладающего хорошо развитой инфраструктурой.

3. По хромовым рудам. На Урале известно не менее 80 массивов ультрамафитов альпинотипного дунит-гарцбургитового формационного типа (рис. 3). Все они в той или иной степени хромитосодержащи [4]. Наибольшие промышленные скопления хромитов (сотни миллионов и первые миллионы тонн) расположены в двух массивах — Кемпирсайском (Актюбинская область, Республика Казахстан) и Рай-Изском (Полярный Урал, Ямало-Ненецкий автономный округ). Причем, общие разведанные запасы хромитов на Кемпирсайском массиве почти на два порядка превышают запасы Рай-Изского. На других массивах известны лишь проявления хромитов, а запасы разведанных объектов не превышают первые тысячи, редко первые сотни тысяч тонн. Учитывая возрастающую потребность промышленности в хромовых рудах, особенно металлургических сортов, необходима разработка надежных структурных и геолого-петрологических критериев их прогнозирования и поисков, разделения ультрамафитовых массивов на высоко- и низкопродуктивные, что позволит вести целенаправленные поисковые работы.

4. По цветным металлам:

4.1. В округе практически не проводятся поиски новых колчеданных объектов. Выполняемые в небольшом объеме работы на Приполярном Урале (в рамках комплексного плана «Урал промышленный—Урал Полярный») не привели к серьезным положительным результатам (впрочем, как и по железным рудам). В то же время имеется ряд недостаточно изученных перспективных площадей, находящихся в гораздо более благоприятной инфраструктурной обстановке: Саум-Яхтельинский и Павдинский районы (Северный Урал), Александринский район, площади Каменского металлогенического пояса, расположенные между Сафьяновским и Султановским месторождениями, территории, прилегающие к Касаргинскому месторождению (Средний и Южный Урал).

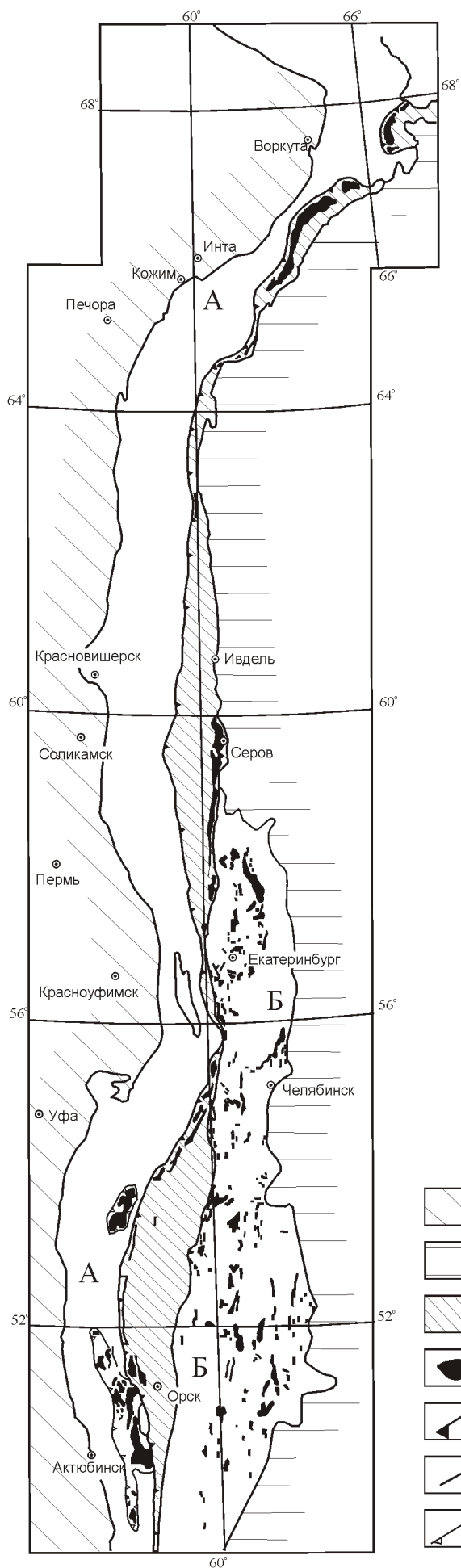
4.2. Постановка на Государственный баланс крупных месторождений молибден-медно-порфировых руд (Михеевское и Томинское) на Южном Урале в Челябинской области показала, что Урал, наряду с традиционной колчеданосностью, является перспективным и на этот тип оруденения. Необходимо надежное прослеживание структур с молибден-медно-порфировым оруденением с Южного Урала на Средний. Кроме того, недостаточно ясными представляются перспективы некоторых структур Полярного Урала (Кызыгейская, Войкарская площади) на этот тип оруденения.

4.3. В округе не ведутся работы по поискам стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах. Перспективы выявления этого весьма перспективного геолого-промышленного типа имеются в структурах терригенно-карбонатного чехла рифейского и палеозойского уровней как восточной окраины Восточно-Европейской платформы, так и срединных массивов в геосинклинальной области Урала. Представляется целесообразным проанализировать в этом плане имеющийся материал и наметить наиболее перспективные объекты для поисковых работ.

Наряду с обозначенными, имеется еще ряд проблем общегеологического плана:

1. Обеспечение современной геологической основой масштаба 1:200 000 юго-западной части Свердловской области, относящейся к восточной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. На этих территориях выполняются обширные геофизические работы (сейсморазведка в комплексе с гравиметрической съемкой) на нефть и газ, здесь бурится Аракаевская параметрическая скважина проектной глубиной 5500 м, на которой в конце 2010 г. получен приток газа. Создание современной геологической основы должно обеспечить достоверную геологическую информацию для интерпретации геофизических материалов и результатов бурения этой параметрической скважины.

2. Остается необеспеченной современной геологической основой масштаба 1:200 000 «зеленокаменная полоса» севера Свердловской области, часть которой относится к южному фасу проектируемой железной дороги Ивдель—Лабытнанги, а также ряд площадей на территории Ханты-Мансийского автономного округа—ЮГРЫ и Ямало-ненецкого автономного



округа, также находящихся в этом транспортном коридоре. Проведение ГДП-200/2 этих территорий, включая глубинное изучение состава и строения подчехольного фундамента на доступных глубинах на основе проведения серии региональных геолого-геофизических (с применением сейсморазведки) профилей, разработка объемной модели региона, и составление комплектов современных геологических карт должно стать одной из ближайших задач регионального геологического изучения недр. Создание системы таких профилей предусмотрено мероприятиями по реализации «Комплексного плана по развитию минерально-сырьевой базы «Урал промышленный—Урал Полярный» на 2010—2015 гг.», утвержденного приказом Министерства природных ресурсов и экологии 11.12.2009 г. (№ 408).

3. Необходимо вернуться к практике проведения ГДП-50 с общими поисками перспективных площадей. Достаточно напомнить, что в ходе выполнения этих работ на Урале в конце XX в. открыты Парнокское марганцевое месторождение (Республика Коми), Сафьяновское колчеданное месторождение (Свердловская область), Березняковское золото-медно-порфировое, Томинское и Михеевское медно-порфировые месторождения (Челябинская область).

4. Для территории Уральского федерального округа отсутствуют единые геологическая карта, карта геологических формаций и карта полезных ископаемых на рудноформационной (геолого-промышленной) основе.

Составление таких сводных карт масштаба 1:1 000 000, базирующихся на подготовленных и изданных Госгеолкартах-200/2 и -1000/3, должно стать одной из приоритетных задач тематических работ в 2012—2014 гг.

5. Эти сводные карты будут служить основой для составления серии металлогенических и прогнозных карт по черным, цветным и благородным металлам. В свою очередь, металлогенические и прогнозные

Рис. 3. Схема размещения массивов альпинотипных ультрамафитов Урала. По Б.В.Перевозчикову, схематизировано:

чехол: 1 — Восточно-Европейской платформы (ВЕР) и 2 — Западно-Сибирской плиты; 3 — Тагильская и Магнитогорские мегазоны океанических и островодужных палеозойских комплексов; 4 — массивы альпинотипных ультрамафитов; 5 — Главный Уральский глубинный разлом; 6 — границы мегазон; 7 — аллохтоны на восточном краю ВЕР; А — перикратонная часть ВЕР (допалеозойские комплексы Центрально-Уральского поднятия, палеозойские комплексы Западно-Уральской зоны и Предуральского прогиба); Б — Восточно-Уральская область (допалеозойские комплексы срединных массивов, палеозойские зоны океанических и островодужных комплексов)

карты должны обосновать разработку территориальной (окружной) программы дальнейших геологоразведочных работ, скоординированной с актуализированной «Долгосрочной государственной программой изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья» и «Стратегией развития геологической отрасли до 2030 г.».

Авторы благодарят И.Л.Бышевскую, И.В.Исакову и О.Н.Семенову за подготовку иллюстративного и табличного материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2009 г. / Под ред. С.Е.Донского. — М.: Центр «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология», 2011.
2. Железородная база России / Под ред. В.П.Орлова, М.И.Веригина, Н.И.Голивкина. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998.
3. Рабинович С.Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. — М.: Недра, 1971.
4. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала / Под ред. Б.В.Перевозчикова. — Пермь, 2000.

УДК 553.54

В.А.Дунаев, С.С.Серый, И.М.Игнатенко, 2012

Блочность пород, слагающих месторождения железистых кварцитов, и определяющие ее факторы

В.А.ДУНАЕВ, С.С.СЕРЫЙ, И.М.ИГНАТЕНКО (ОАО «ВИОГЕМ»; г.Белгород, ул.Б.Хмельницкого, д.86)

Для месторождений железистых кварцитов различных регионов Восточно-Европейской платформы на территории России и Украины по результатам геолого-структурных исследований в эксплуатирующих их карьерах дана оценка блочности пород, слагающих эти месторождения (среднего размера пород элементарного структурного блока или отдельности и характера распределения в породном массиве отдельностей различного размера), и установлены особенности влияния на нее, в т.ч. совокупного, различных форм проявления литологического, структурно-тектонического и гипергенного факторов.

Ключевые слова: месторождение, железистые кварциты, сланцы, гнейсы, складки, трещины отдельности, разрывные нарушения, средний размер отдельности пород, литологический, структурно-тектонический и гипергенный факторы.

Дунаев Владимир Александрович, viogem@mail.belgorod.ru

Серый Сергей Степанович

Игнатенко Игнат Михайлович

Jointing of rocks composing deposits of ferruginous quartzites and factors defining it

V.A.DUNAEV, S.S.SERYI, I.M.IGNATENKO

For deposits of ferruginous quartzites of various regions of the East European platform in territory of Russia and Ukraine by results of structural researches in open pit the estimation of jointing (the average size of joint block and character of distribution of the various sizes of joint blocks in rock massif) of rocks composing them is given and features of influence on it, including cumulative, various forms of appearance lithological, structurally-tectonic and hypogene factors are established.

Key words: a deposit, ferruginous quartzites, shales, gneisses, folds, joints, dislocations with a break of in continuity, the average size of joint block, lithological, structurally-tectonic and hypogene factors.

Железистые кварциты играют важную роль в сырьевом обеспечении мировой и отечественной черной металлургии. В России на них приходится 56% разведанных запасов и 65% объема добычи железных руд. Разрабатываются железистые кварциты главным образом открытым способом. Блочность слагающих их пород — средний размер элементарного структурного блока (отдельности) и характер распределения в породном массиве отдельностей различного размера — во многом определяет параметры буровзрывных

работ на карьерах, а также устойчивость бортов и уступов на их предельном контуре. Основные положения статьи базируются на результатах выполненного институтом ВИОГЕМ геолого-структурного картирования карьеров, разрабатывающих месторождения железистых кварцитов различных регионов Восточно-Европейской платформы: Курской магнитной аномалии (КМА) (Лебединское, Стойленское, Михайловское), Оленегорского рудного района в Мурманской области (Оленегорское, Кировогор-

ское), Криворожского — Кременчугской металлогенической зоны в Украине (Ингулецкое в Криворожском и Горишне-Плавнинское, Лавриковское в Кременчугском районах). Измерение элементов залегания трещин осуществлялось гирскопическим компасом ТГ-3м, а расстояний между трещинами — мерной рейкой.

Среди указанных месторождений присутствуют представители обоих формационных типов (криворожский и киватинский), на которые принято делить месторождения железистых кварцитов [2]. К первому типу относятся месторождения КМА и Криворожско-Кременчугской зоны, образованные в раннем протерозое. Они являются продуктом метаморфизма терригенно-осадочных пород в условиях фации зеленых сланцев. Железистые кварциты ассоциируют в основном с филлитовидными сланцами. Месторождения киватинского типа (Оленегорское, Кировогорское) более древние (позднеархейские) и сложены метавулканитами амфиболитовой фации метаморфизма (преимущественно гнейсами). Первичные осадки, преобразованные при метаморфизме в железистые кварциты, вулканогенно-осадочного происхождения. Большинство исследованных месторождений представлено ансамблем сопряженных антиклиналей и синклиналей различных порядков. Оленегорское месторождение характеризуется крутым моноклинальным залеганием пород, осложненным колебаниями их простираия и флексуобразными изгибами по падению. Горишне-Плавнинское месторождение приурочено к узкой, субмеридианально вытянутой синклинали, западное крыло которой среzano региональным разломом. Южный фланг месторождения представлен центриклинальным замыканием этой синклинали, а его остальная часть, как и

Лавриковское месторождение, расположенное к северу от Горишне-Плавнинского, в структурном плане являются ее восточным крутопадающим крылом.

Делимость метаморфитов, слагающих месторождения железистых кварцитов, обусловлена наличием в их массиве трещин трех субортогональных между собой систем (M, N, K): M — по слоистости (полосчатости) пород, N — поперечной к M , K — близкой по простираию к M и падающей ей навстречу. Ранее [3] на примере метаморфитов курской серии КМА показано, что блокообразующие системы трещин (M, N, K) возникли по завершению процесса складкообразования на этапе перехода пород из сильно разогретого пластичного состояния в консолидированное. Наиболее ранние — трещины системы M . Они наметились по поверхностям раздела слоев пород, а затем полностью развились совместно с системами N, K под влиянием поля тектонических напряжений, в котором формировалась складчатая структура месторождений. В дальнейшем под воздействием тектонических напряжений, возможно иного плана, происходило разрастание уже имеющихся и появление новых трещин этих систем. Вместе с ними образовывались и трещины другой ориентировки, которые несколько усложнили геометрию решетки трещиноватости пород, но не поколебали главенствующей блокообразующей роли трещин систем M, N, K . Поскольку отдельность пород ограничена тремя системами взаимно субортогональных трещин, то ее форма приближается к параллелепипеду.

Средний размер отдельности (L_{cp}) железистых кварцитов на различных месторождениях изменяются в достаточно широком диапазоне (0,20—0,73 м), а Оленегорское и Кировогорское месторождения, сложенные в основном гнейсами, контрастно отличаются друг

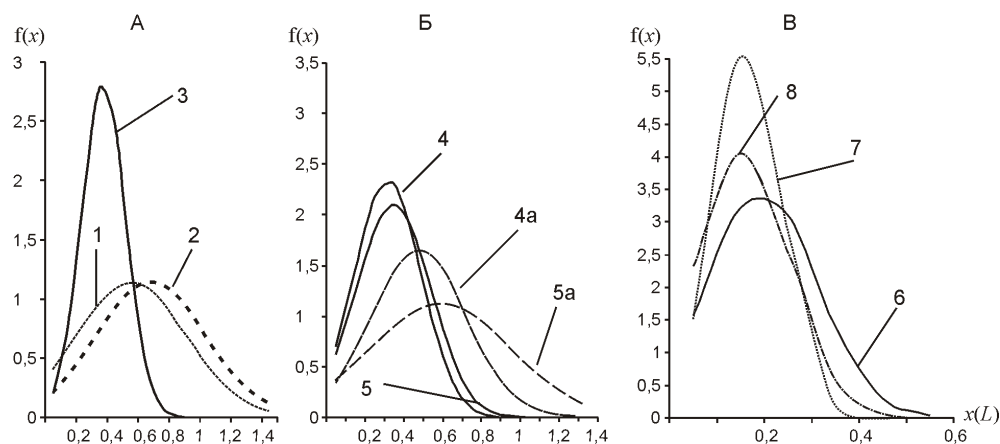


Рис. 1. Графики плотности вероятности размера отдельности (L) горных пород месторождений Курской магнитной аномалии (А), Оленегорского района (Б), Криворожско-Кременчугской зоны (В):

месторождения железистых кварцитов: 1 — Лебединское, 2 — Стойленское, 3 — Михайловское, 4 — Оленегорское, 5 — Кировогорское, 6 — Горишне-Плавнинское, 7 — Лавриковское, 8 — Ингулецкое; гнейсов: 4а — Оленегорское и 5а — Кировогорское

от друга по величине L_{cp} этих пород (соответственно 0,53 и 0,64 м). Распределение отдельностей различного размера в породном массиве подчиняется нормальному закону. На каждом месторождении оно имеет свои особенности, которые характеризуются графиками плотности вероятности (рис. 1) и статистическими характеристиками этого параметра (табл. 1). График функции $f(L)$ для железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА островершинный ($E \approx 0$), что соответствует относительно узкому размаху значений L ($P \approx 1,15$ м), а графики для Лебединского и Стойленско-

1. Статистические характеристики размера отдельности основных типов пород, слагающих месторождения железистых кварцитов

Месторождения	Статистические характеристики								
	P	$\bar{X}$	m_x				A	E	n
<i>Курская магнитная аномалия</i>									
<i>Железистые кварциты</i>									
Лебединское	2,37	0,61	0,60	0,56	0,35	57,22	0,67	0,51	482
Стойленское	4,02	0,73	0,72	0,68	0,35	47,87	0,78	0,70	869
Михайловское	1,15	0,43	0,42	0,36	0,14	33,16	0,15	0,77	175
<i>Оленегорский рудный район</i>									
Оленегорское									
<i>Железистые кварциты</i>	0,79	0,37	0,37	0,31	0,17	46,46	0,11	0,47	44
<i>Гнейсы</i>	1,43	0,53	0,53	0,46	0,24	45,15	0,92	0,80	100
Кировогорское									
<i>Железистые кварциты</i>	0,97	0,40	0,40	0,34	0,19	47,86	0,41	0,21	36
<i>Гнейсы</i>	1,68	0,64	0,63	0,57	0,36	55,42	0,59	0,32	79
<i>Криворожско-Кременчугская зона</i>									
<i>Железистые кварциты</i>									
Горишне-Плавнинское	0,54	0,25	0,24	0,20	0,11	46,82	0,94	0,29	88
Лавриковское	0,30	0,22	0,21	0,16	0,07	32,70	0,15	1,02	41
Ингулецкое	0,67	0,20	0,20	0,16	0,10	48,34	1,04	2,12	665

Примечание: P — размах, $\bar{X}$ — среднее, m_x — математическое ожидание, m — мода, m — среднеквадратичное отклонение; — коэффициент вариации; A — коэффициент асимметрии; E — эксцесс; n — число станций измерений.

го месторождений — плосковершинные ($E = 0$) с заметной правой асимметрией ($A = 0$). Позиция экстремумов указанных графиков на оси $x(L)$ соответствует моде (наиболее вероятному значению L), которая составляет для Михайловского месторождения 0,36, Лебединского 0,5, Стойленского 0,68 м.

Аналогичные графики для месторождений Оленегорского района островершинные ($E = 0$). При этом график для Оленегорского месторождения близок к симметричному, а для Кировогорского обладает слабо выраженной левой асимметрией ($A = 0$). Графики функции $f(L)$ для гнейсов этих месторождений правоасимметричны ($A = 0$). При этом график по Оленегорскому месторождению островершинный ($E = 0$), а по Кировогорскому — плосковершинный ($E = 0$). Мода L железистых кварцитов Оленегорского и Кировогорского месторождений равна соответственно 0,31 и 0,34 м, а L гнейсов — 0,46 и 0,57 м. Месторождения Криворожско-Кременчугской зоны отличаются малой величиной L_{cp} (0,2; 0,22; 0,25 м), узким размахом значений L желе-

зистых кварцитов (0,3; 0,54; 0,67 м) и связанной с этим островершинностью графиков функции $f(L)$, которая наименее проявлена на Горишне-Плавнинском месторождении ($E = 0,29$). График Лавриковского месторождения практически симметричный ($A = 0,15$), а графики Горишне-Плавнинского и Ингулецкого — правоасимметричны ($A = 0,94; 1,04$). Мода L железистых кварцитов Лавриковского и Ингулецкого месторождений составляет 0,16 м, а Горишне-Плавнинского 0,20 м. Отмеченные отличия месторождений по статистическим характеристикам L пород и графикам функции $f(L)$ обусловлены особенностями их геологического строения, которые определяются совокупностью литологического, структурно-тектонического и гипергенного факторов.

Литологический фактор проявляется в виде зависимости L_{cp} от литологического типа горной породы, ее текстурных и структурных особенностей, характера слоистости сложенной ими толщи, выраженного чередованием слоев определенной мощности.

При значительных колебаниях $L_{\text{ср}}$ однотипных пород по месторождениям, о чем уже упоминалось, для них характерна определенная последовательность основных типов пород по направлению уменьшения $L_{\text{ср}}$. Для месторождений КМА и Криворожско-Кременчугской зоны: железистые кварциты—сланцы (кварцитопесчаники), а месторождений Оленегорского района: гнейсы—железистые кварциты (табл. 2). Все сказанное свидетельствует о связи $L_{\text{ср}}$ пород с их литологическим типом.

2. Средний размер отдельности основных типов горных пород месторождений железистых кварцитов

Месторождения	Горные породы			
	Железистые кварциты	Сланцы	Кварцитопесчаники	Гнейсы
<i>Курская магнитная аномалия</i>				
Лебединское	0,60	0,48	0,52	—
Стойленское	0,73	0,61	—	—
<i>Оленегорский рудный район</i>				
Оленегорское	0,37	—	—	0,53
Кировогорское	0,40	—	—	0,64
<i>Криворожско-Кременчугская зона</i>				
Горишне-Плавнинское	0,25	0,21	—	—
Лавриковское	0,22	0,15	—	—
Ингулецкое	0,20	0,15	—	—

Разница в величине $L_{\text{ср}}$ железистых кварцитов разных минерально-петрографических типов (магнетитовый, силикатно-магнетитовый, гематит-магнетитовый и др.) незначительна. Диапазон этой величины на Михайловском месторождении 0,43—0,55; Лебединском 0,52—0,62; Стойленском 0,71—0,76; Кировогорском 0,34—0,38 м. Более существенны колебания $L_{\text{ср}}$ железистых кварцитов, как и других пород, в зависимости от их текстурных особенностей. На месторождениях КМА $L_{\text{ср}}$ плейчатых железистых кварцитов в 1,27—1,4 раза больше, чем линейно-полосчатых, а на Горишне-Плавнинском $L_{\text{ср}}$ тонкополосчатых кварцитов в 2,1 раза больше, чем грубополосчатых. На этом же месторождении $L_{\text{ср}}$ тонкополосчатых сланцев в 2,1 раза больше, чем грубополосчатых. На Кировогорском месторождении $L_{\text{ср}}$ гнейсов массивной и узловатой текстуры в слоях мощностью более 2,5 м составляет 1,16 м, что в 1,8 раза больше, чем $L_{\text{ср}}$ гнейсов в целом по месторождению, среди которых преобладают разновидности сланцеватой и полосчатой текстуры. В последнем случае на увеличе-

ние $L_{\text{ср}}$ гнейсов повлияла как их текстурная особенность, так и большая мощность сложенных ими слоев. Вне зависимости от текстуры гнейсов в пачках их переслаивания при мощности слоев 0,1—0,3 м $L_{\text{ср}}$ равно 0,32 м, а при мощности 0,3—2,5 м $L_{\text{ср}}$ увеличивается до 0,58 м (табл. 3).

Интегральной характеристикой метаморфитов, обусловленной их минеральным составом и структурой (форма, размер и характер срастания минералов) является прочность пород. Влияние предела прочности пород при сжатии ($\sigma_{\text{сж}}$) на величину их отдельности исследовано путем сопоставления

3. Влияние текстуры горных пород и мощности образованных ими слоев на средние значения расстояния между ограничивающими отдельность трещинами ($A_{\text{ср}}$) и размера отдельности ($L_{\text{ср}}$)

Месторождения и горные породы	$A_{\text{ср}}, \text{ м}$			$L_{\text{ср}}, \text{ м}$
	M	N	K	
<i>Курская магнитная аномалия</i>				
Лебединское				
<i>Железистые кварциты</i>				
полосчатые	0,40	0,68	0,62	0,57
плойчатые	0,64	0,86	0,90	0,80
Стойленское				
<i>Железистые кварциты:</i>				
полосчатые	0,46	0,77	0,97	0,73
плойчатые	0,69	0,89	1,20	0,93
<i>Оленегорский рудный район</i>				
Кировогорское				
<i>Гнейсы</i>				
В пачках переслаивания с мощностью слоев:				
0,1—0,3 м	0,23	0,35	0,40	0,32
0,3—2,5 м	0,51	0,56	0,67	0,58
Массивной и узловатой текстуры в слоях мощ- ностью 2,5 м	0,89	1,27	1,34	1,16
<i>Криворожско-Кременчугская зона</i>				
Горишне-Плавнинское				
<i>Сланцы</i>				
тонкополосчатые	0,10	0,22	0,20	0,17
грубополосчатые	0,30	0,28	0,51	0,36
<i>Железистые кварциты</i>				
тонкополосчатые	0,12	0,25	0,23	0,20
грубополосчатые	0,31	0,37	0,50	0,39

этих параметров между собой по различным месторождениям (табл. 4). Оказалось, что только сравнивая сланцы и кварцитопесчаники с железистыми кварцитами Лебединского месторождения, а также сланцы с железистыми кварцитами Горишне-Плавнинского месторождения, можно говорить о прямой зависимости для них $L_{\text{ср}}$ от $\sigma_{\text{сж}}$. Остальные данные табл. 4 свидетельствуют об ее отсутствии. В частности, на Кировогорском месторождении $\sigma_{\text{сж}}$ железистых кварцитов по сравнению с гнейсами больше в 1,5 раза, но $L_{\text{ср}}$ железистых кварцитов в 1,7 раза меньше, чем гнейсов. Амфиболиты по прочности близки к гнейсам, а по величине $L_{\text{ср}}$ — к железистым кварцитам. К аналогичному выводу автор приходит по результатам сравнения $L_{\text{ср}}$ и $\sigma_{\text{сж}}$ одинаковых пород (например, железистых кварцитов) различных месторождений: $L_{\text{ср}}$ кварцитов Лебединского месторождения в 1,62 раза больше, чем Кировогорского, а $\sigma_{\text{сж}}$ несколько меньше (в 1,14 раза).

Результаты физико-механических испытаний монолитов одних и тех же пород (биотитовые гнейсы), отобранных на Оленегорском месторождении по участкам карьерного поля, характеризующимися различными $L_{\text{ср}}$ этих пород, подтверждают сделанный выше вывод. При практически одинаковой прочности пород по участкам ($\sigma_{\text{сж}}$ 74—80 МПа) их $L_{\text{ср}}$ изменяются в диапазоне 0,33—1,25 м. Средние значения размера отдельности и предела прочности при сжатии биотитовых гнейсов на различных участках Оленегорского месторождения см. ниже. Неоднозначность зависимости $L_{\text{ср}}$ пород от их прочности обусловлена тем, что на величину $L_{\text{ср}}$ влияет совокупность литологического и структурно-тектонического факторов и далеко не всегда влияние прочности пород как одной из форм литологического фактора является решающим.

$L_{\text{ср}}, \text{ м}$	$\sigma_{\text{сж}}, \text{ МПа}$
0,33	75,6
0,64	74,0
0,78	85,7
1,25	80,0

Структурно-тектонический фактор включает складчатый и дизъюнктивный аспекты. *Складчатая структура* месторождений железистых кварцитов обуславливает зависимость $L_{\text{ср}}$ пород от их позиции в крыльях или замке складок. На всех изученных месторождениях, представленных ансамблем складок различного порядка, установлено закономерное увеличение в 1,2—2,3 раза $L_{\text{ср}}$ однотипных пород в замке складок по сравнению с их крыльями (табл. 5). Оно происходит за счет увеличения среднего расстояния между трещинами блокообразующих систем (M, N, K). Сколь-

4. Средние значения размера отдельности ($L_{\text{ср}}$) и предела прочности при сжатии ($\sigma_{\text{сж}}$) метаморфитов Лебединского, Кировогорского и Горишне-Плавнинского месторождений железистых кварцитов

Горная порода	$L_{\text{ср}}, \text{ м}$	$\sigma_{\text{сж}}, \text{ МПа}$
<i>Лебединское месторождение</i>		
Сланцы	0,48	61,7
Кварцитопесчаники	0,52	62,6
Железистые кварциты	0,60	126,3
<i>Кировогорское месторождение</i>		
Гнейсы	0,64	93,8
Амфиболиты	0,32	72,9
Железистые кварциты	0,37	143,2
<i>Горишне-Плавнинское месторождение</i>		
Сланцы	0,21	86,7
Железистые кварциты	0,24	140,0

ко-нибудь четко выраженной зависимости степени такого увеличения от системы трещин не наблюдается. Увеличение $L_{\text{ср}}$ пород в замке складок относительно их крыльев обусловлено, на взгляд авторов, преобладающим развитием на рассматриваемых месторождениях складок подобного типа, для которых характерно увеличение в 1,4—2,4 раза мощности слоев пород в замке по сравнению с крыльями. Вследствие этого в замке складок увеличивается расстояние между трещинами системы M и соответственно систем N, K , поскольку существует прямая зависимость между $L_{\text{ср}}$ и мощностью деформируемого пласта [6]. Кроме того, в крыльях складок преобладает линейно-параллельная полосчатость пород, способствующая развитию основной системы трещин M , а в замке подобных складок вследствие нагнетания в него пластичного материала широко распространены волнисто-полосчатые и пloyчатые текстуры пород, препятствующие развитию блокообразующих трещин.

Разрывная структура месторождений железистых кварцитов различных металлогенических зон и рудных районов имеет свои особенности, да и сами месторождения в этом плане также обладают какими-то индивидуальными чертами. Вместе с тем для всех месторождений железистых кварцитов характерно наличие крутопадающих разрывных нарушений трех систем, которые относительно господствующего простирания пород подразделяются на продольные, поперечные и диагональные. Они представлены зонами брекчирования и расщепления пород, часто с глиной трения и следами скольжения.

На месторождениях КМА и Оленегорского района основную роль в формировании разрывной структуры породного массива играют продольные и попе-

5. Среднее значение расстояния (в м) между ограничивающими отдельность трещинами и размера отдельности (L_{cp} , м) различных горных пород в замке и крыльях складок

Система трещин	Железистые кварциты		Сланцы		Кварцитопесчаники		Гнейсы биотитовые	
	Крылья	Замок	Крылья	Замок	Крылья	Замок	Крылья	Замок
<i>Лебединское месторождение</i>								
M	0,41	0,51(1,2)	0,2	0,44(2,2)	0,32	0,51(1,2)	—	—
N	0,66	0,75(1,2)	0,52	68(1,3)	0,45	0,75(1,2)	—	—
K	0,54	0,81(1,5)	0,45	0,58(1,3)	0,54	0,81(1,5)	—	—
L_{cp}	0,54	0,69(1,3)	0,44	0,61(1,4)	0,54	0,69(1,3)	—	—
<i>Стойленское месторождение</i>								
M	0,43	0,69(1,6)	0,31	0,73(2,3)	—	—	—	—
N	0,64	0,91(1,4)	0,46	0,99(2,1)	—	—	—	—
K	0,82	1,37(1,7)	0,58	1,23(2,1)	—	—	—	—
L_{cp}	0,63	0,99(1,6)	0,45	0,99(2,2)	—	—	—	—
<i>Михайловское месторождение</i>								
M	0,30	0,51(1,7)	—	—	—	—	—	—
N	0,46	0,59(1,28)	—	—	—	—	—	—
K	0,56	0,51(0,91)	—	—	—	—	—	—
L_{cp}	0,44	0,54(1,23)	—	—	—	—	—	—
<i>Кировогорское месторождение</i>								
M	0,41	0,55(1,34)	—	—	—	—	0,35	0,58(1,65)
N	0,54	0,70(1,3)	—	—	—	—	0,62	0,77(1,12)
K	0,48	0,74(1,54)	—	—	—	—	0,61	0,81(1,33)
L_{cp}	0,47	0,66(1,4)	—	—	—	—	0,52	0,72(1,38)

Примечание. В скобках — отношение расстояния между трещинами и L_{cp} отдельности в замке и крыльях складок.

речные нарушения. Мощность их колеблется обычно от первых дециметров до 5 м, а протяженность — от первых сотен до 1,5 км. Нарушения мощностью 0,5 м часто сопровождаются зонами повышенной относительно фоновой трещиноватости пород шириной 3—10, редко до 20—30 м. Расположение их относительно нарушения, как правило, несимметричное, а нередко зона повышенной трещиноватости фиксируется только с одного его бока. Геометрия решетки трещиноватости пород в указанных зонах аналогична той, какая наблюдается и в удалении от них. Отмеченная унаследованность свидетельствует о том, что в начальный (литогенетический) период формирования блокообразующей трещиноватости наряду с явными трещинами зарождались скрытые (микротрещины), трассы которых соответствовали ориентации систем M , N , K . В последующие этапы тектонической активизации микротрещины, разрастаясь по этим трассам, образовывали новые макротрещины указанных систем.

Характер изменения L_{cp} пород по мере приближения к разрывному нарушению мощностью 0,1—0,5 м детально изучен в карьере, разрабатывающем Стойленское месторождение. При этом установлено три основных варианта такого изменения: 1) отсутствие признаков влияния нарушения на L_{cp} пород в его окружении (рис. 2); 2) на расстоянии 3—5 м от нарушения начинает проявляться тенденция к уменьшению L_{cp} пород и в его непосредственном окружении оно становится минимальным (см. рис. 2, график 3, где уменьшение L_{cp} начинается с 0,6 м, а минимальная его величина вблизи нарушения составляет 0,35 м); 3) на расстоянии 1—6 м от нарушения L_{cp} пород довольно резко уменьшается, оставаясь по мере приближения к нему примерно на одном уровне (см. рис. 2, график 4, где фоновое L_{cp} пород (0,5 м) в окружении разрывного нарушения уменьшается до 0,33 м, а на графике 5 — с 0,35 до 0,17 м). Относительно нарушения зоны уменьшения L_{cp} пород расположены обычно несимметрично — у одного из его

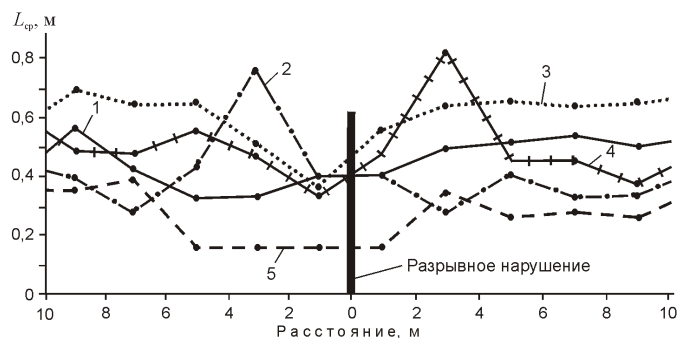


Рис. 2. Совмещенные графики изменения среднего размера отдельности пород в окружении разрывного нарушения Стойленского месторождения

боков мощность такой зоны существенно больше, чем у другого.

Наряду с указанными общими чертами разрывной структуры породных массивов месторождений КМА и Оленегорского района, есть и существенные различия между ними. Это, во-первых, более густая сеть разрывных нарушений на месторождениях Оленегорского района. Если на месторождениях КМА среднее расстояние между нарушениями одной системы составляет около 100 м при колебаниях 30—150 м, то на Оленегорском месторождении этот параметр для продольных и поперечных нарушений — 46 и 75 м, а на Кировогорском — 40 и 34 м соответственно. Во-вторых, разрывные нарушения Оленегорского района, трассируемые обычно дайками кислых и основных пород, многократно подновлялись, о чем свидетельствует развитие по дайкам тектонических брекчий и борозд скольжения, а ограниченные ими блоки пород периодически подвергались сильному воздействию тектонических напряжений. На многих месторождениях КМА (например, Лебединское, Стойленское и Коробковское) также наблюдаются довольно многочисленные дайки преимущественно диоритовых порфиринов, но их контакты с вмещающими породами практически не нарушены. Только иногда имеют место их срывы и следующие по контактам трещины.

Более высокая плотность сети разрывных нарушений на месторождениях Оленегорского района и многократное проявление по ним мощных тектонических подвижек являются причиной того, что средний размер отдельности однотипных пород (железистых кварцитов) этих месторождений (0,37—0,41 м) заметно меньше, чем месторождений КМА (0,43—0,73 м). На КМА также наблюдается обратная зависимость среднего размера отдельности пород различных месторождений от интенсивности проявления на них разрывной тектоники. По двум признакам (средней мощности разрывных нарушений и глубине развития по ним линейных зон выветривания от подошвы окисленных кварцитов) месторождения КМА образуют в на-

правлении увеличения интенсивности рассматриваемого фактора такой ряд: Стойленское (0,38 и 35 м) — Лебединское (2,16 и 50 м) — Михайловское (4,65 и 300 м). Соответственно L_{cp} железистых кварцитов по этим месторождениям составляет 0,73; 0,60; 0,43 м. Установленная на примере Оленегорского месторождения вариативность L_{cp} , представленная выше, пород одинаковой прочности при условии литологической однородности их массива, связана с пространственной изменчивостью интенсивности проявленных в нем тектонических напряжений.

Основным структурно-тектоническим фактором, определяющим L_{cp} пород месторождений Криворожско-Кременчугской зоны, является одноименный субмеридианальный разлом протяженностью около 1000 км, срезающий с запада месторождения этой зоны [4]. Непосредственно в карьере изучен его северный фланг (Западно-Кременчугский разлом). Он представляет собой зону шириной 60—200 м перемещенных относительно друг друга по системе субпараллельных и кулисных разрывных нарушений блоков интенсивно трещиноватых пород. Шовная часть разлома, ограничивающая его с запада, прослеживается телом тектонических брекчий мощностью 25—55 м. Падение разлома субвертикальное. Амплитуда поднятия по нему западного тектонического блока составляет несколько километров. В массивах пород собственно Горишне-Плавнинского и Лавриковского месторождений развиты продольные и диагональные крутопадающие разрывные нарушения, оперяющие и сопровождающие Западно-Кременчугский разлом в виде зон дробления и интенсивной трещиноватости пород мощностью 1—5, редко до 10—15 м.

Мощные тектонические напряжения, связанные с формированием и периодической активизацией Криворожско-Кременчугского регионального разлома обусловили растрескивание всего массива пород Горишне-Плавнинского, Лавриковского и Ингулецкого месторождений с образованием отдельности, средний размер которой (0,15—0,21 м для сланцев и 0,20—0,24 м для железистых кварцитов) существенно меньше, чем на месторождениях КМА и Оленегорского района. Непосредственно в зоне разлома средний размер отдельности пород в 1,5—3,5 раза меньше, чем за его пределами (табл. 6).

Если тектоническая активность на участке земной коры, вмещающем месторождение, сопровождалась магматизмом, возникающие в массиве пород разрывы залечивались магмой с образованием даек. В частности, как уже указывалось, на Лебединском, Стойленском и Коробковском месторождениях КМА широко развиты дайки диоритовых порфиринов мощностью 0,1—10,0 м (преобладают 0,1—2,0 м) и протяженностью от десятков до сотен метров. На месторождениях Оленегорского района присутствуют дайки кислых пород (преимущественно пегматитов, редко гранитов и аплитов) и более поздние дайки диаба-

6. Средний размер отдельности горных пород Горишне-Плавнинского месторождения в зоне Западно-Кременчугского разлома (L_p) и за его пределами (L)

Горные породы	Средний размер отдельности, м		
	L	L_p	L/L_p
Сланцы	0,21	0,10	2,1
Железистые кварциты	0,24	0,16	1,5
Амфиболиты	0,39	0,11	3,5

зов и габбро-диабазов. Мощность даек как кислых, так и основных пород 0,1—6,0 м, иногда в раздувах до 35 м, а протяженность от сотен метров до 1,5 км.

Последующие этапы тектонической активизации в зависимости от их интенсивности по разному воздействовали на дайки. На месторождениях КМА, как отмечалось ранее, контакты даек с вмещающими породами нарушены слабо. Геометрия решетки трещиноватости даек отличается от той, которая развита в окружающих метаморфитах, поскольку формировалась позже ее в ином поле тектонических напряжений. Средний размер отдельности пород даек L_d колеблется в диапазоне 0,18—2,0 м и прямо зависит от их мощности. Трех диапазонам ее величины (до 0,5; 0,51—1,0; 1,1 м) соответствуют следующие значения L_d (в скобках — диапазон их колебаний): 0,35 (0,18—0,48); 0,57 (0,25—0,8); 1,02 (0,41—2,0) м. Величина L_d при мощности даек до 1,5 м меньше L_{cp} вмещающих пород (L_{cp}/L_d 1,3—2,6), при мощности 1,51—2,5 м сопоставима с L_{cp} , а при мощности свыше 2,51 м больше L_{cp} (L_{cp}/L_d 0,7—0,8). На месторождениях Оленегорского района дайки, как правило, трасируют разрывные нарушения. Маломощные (до 1,5—3,0 м) дайки полностью, а более мощные только в эндоконтактах, сильно раздроблены, местами вплоть до тектонической брекчии, нередко с глиной трения и следами скольжения (L_d 0,05—0,2 м). В центральной части даек мощностью 3,0 м L_d составляет 0,33—0,62 м, увеличиваясь иногда до 0,8—1,22 м.

Гипергенный фактор в приповерхностной зоне месторождений с признаками выветривания пород проявляется двояко. Во-первых, как процесс разуплотнения их массива вследствие снятия нагрузки толщи вышележащих пород, уничтоженных эрозией, и появления в связи с этим новых трещин, а во-вторых, как дополнительная дезинтеграция породного массива при его выветривании. Площадная кора выветривания наиболее развита на месторождениях КМА. На Михайловском месторождении по вектору снижения интенсивности гипергенных процессов (сверху вниз) L_{cp} пород изменяется следующим образом: окисленные железистые кварциты 0,36 м, полуокисленные 0,47 м, неокисленные 0,53 м. На Стойленском месторождении L_{cp} неокисленных кварци-

тов 0,73, а полуокисленных 0,68 м; невыветрелых сланцев 0,61, а выветрелых 0,46 м.

Глубже подошвы площадной коры выветривания имела место только разгрузка породного массива указанной выше природы. Предельная глубина уменьшения интенсивности трещиноватости (водопроницаемости) скальных пород под влиянием гипергенной разгрузки составляет примерно 400 м от их кровли [5]. Это значит, что до указанной глубины должно наблюдаться закономерное увеличение L_{cp} пород при условии литологической и структурной однородности сложенного ими массива, что исключало бы их влияние. Такому условию наиболее полно отвечает Коробковское месторождение КМА. Оно вскрыто подземными выработками рудника комбината КМАруда в интервале абсолютных отметок 35... 180 м, представленном исключительно неокисленными железистыми кварцитами, залегающими под толщей (сверху вниз) богатых железных руд, окисленных и полуокисленных кварцитов общей мощностью около 50 м. График, построенный по приведенным в работе [1] данным о среднем объеме отдельности кварцитов на горизонтах (абс. отм., м) 35, 56, 125, 170, 180, показывает, что с увеличением глубины действительно происходит укрупнение отдельности кварцитов (рис. 3, А). По аппроксимирующей прямой градиент этого укрупнения составляет 0,0008 м³ на 10 м. Глубина от поверхности докембрия до нижнего горизонта, охарактеризованного значением среднего размера отдельности кварцитов, составляет примерно 265 м, что значительно меньше указанной выше критической (400 м), соответствующей уровню начала проявления гипергенной разгрузки массивов скальных пород.

Литологическая и структурная неоднородность породного массива усложняет обусловленную гипергенным фактором тенденцию к увеличению с глубиной L_{cp} пород, что выражается обычно его колебаниями той или иной амплитуды относительно аппроксимирующей прямой (см. рис. 3, А). Иногда литологический или структурно-тектонический фактор проявляется настолько интенсивно, что под его влиянием указанная выше тенденция изменяется на обратную. Такое изменение под влиянием литологического фактора характерно для массива гнейсов Кировогорского месторождения, а структурно-тектонического фактора — для железистых кварцитов исследованных месторождений Криворожско-Кременчугской зоны (см. рис. 3, Б). На Кировогорском месторождении в интервале по глубине 0—50 м L_{cp} гнейсов увеличивается с градиентом по аппроксимирующей прямой 3 см на 10 м. Однако в интервале 50—125 м наблюдается уменьшение L_{cp} с градиентом 4,3 см на 10 м. Это связано с тем, что глубже 50 м разрез толщи гнейсов, вскрытый карьером, характеризуется чередованием тонких слоев пород мощностью от 0,3—2,5 до 0,1—0,3 м по мере приближения к залежи желе-

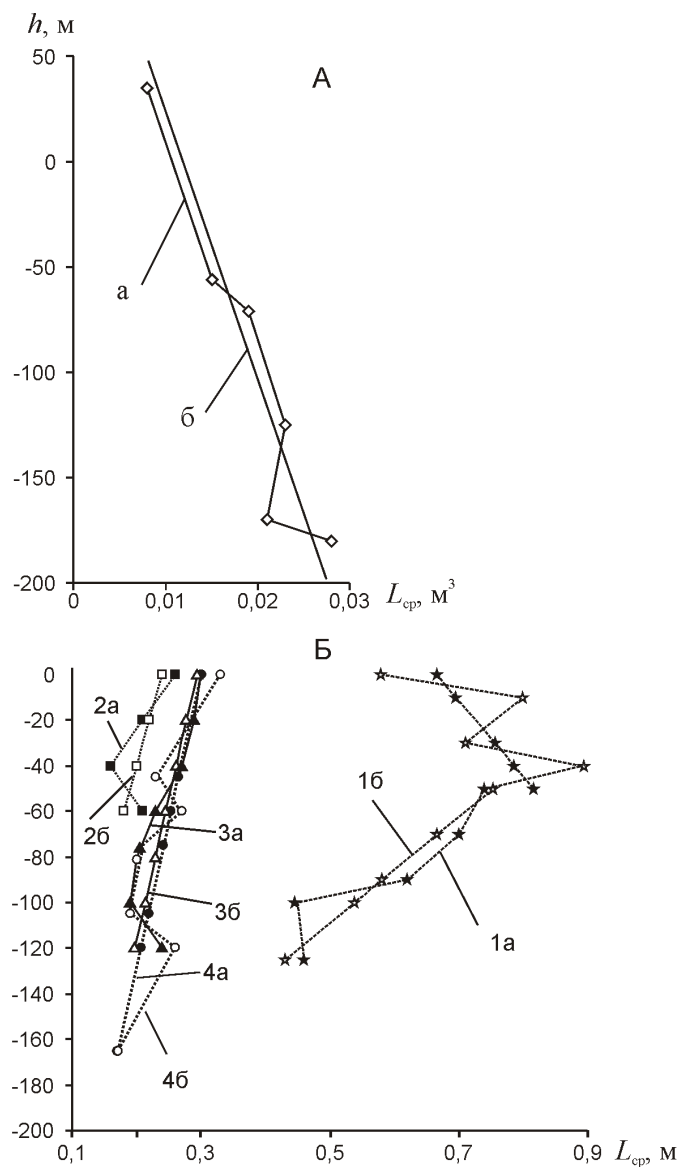


Рис. 3. График изменения с глубиной среднего размера отдельности:

А — железистых кварцитов Коробковского месторождения; Б — гнейсов Кировогорского (1), железистых кварцитов Лавриковского (2), Горишне-Плавнинского (3) и Ингулецкого (4) месторождений; а — по фактическим значениям, б — аппроксимирующая прямая

жестких кварцитов. Соответственно L_{cp} гнейсов уменьшается до 0,58—0,32 м (см. табл. 3).

Для месторождений Криворожско-Кременчугской зоны характерно уменьшение с глубиной L_{cp} железистых кварцитов с примерно одинаковым градиентом (0,8—1,1 см на 10 м). По этому признаку, равно как и по ранее отмеченному небольшому L_{cp} кварцитов (0,21—0,24 м) и сланцев (0,15—0,21 м), они резко отличаются от месторождений КМА и Оленегорского района. Нестандартное поведение L_{cp} железистых кварцитов с глубиной, также как и слишком малая ве-

личина L_{cp} , связаны с позицией месторождений в зоне влияния Криворожско-Кременчугского разлома. Вполне вероятно, что интенсивность тектонического воздействия на массив пород в указанной зоне изменялась по вертикали, чем и обусловлено изменение L_{cp} пород. При этом не исключено, что установленная тенденция к уменьшению L_{cp} на более глубоких горизонтах месторождений сменится на обратную.

В заключение необходимо сделать следующие выводы:

1. Делимость метаморфитов, слагающих месторождения железистых кварцитов, связана с наличием в них трещин трех субортогональных систем (M — по слоистости пород, N — поперечной к M , K — близкой по простиранию к M и падающей ей навстречу), образующих отдельность, близкую по форме к параллелепипеду. Они в явном виде и как микротрещины возникли по завершению складчатости на этапе перехода пород из разогретого пластичного состояния в консолидированное под влиянием тектонических напряжений, обусловивших складчатость. В последующие этапы тектогенеза микротрещины, разрастаясь, образовывали новые макротрещины указанных систем. Степень интенсивности новообразованной макротрещиноватости на том или ином участке месторождения определялась интенсивностью проявления на нем тектонических напряжений.

2. Месторождения железистых кварцитов контрастно отличаются друг от друга величиной L_{cp} однотипных пород и характером распределения их отдельностей различного размера в массиве. При этом различие между месторождениями одного региона, как правило, менее значимо, чем между месторождениями разных регионов. Вместе с тем основные типы пород этих месторождений устойчиво различаются по величине L_{cp} . На месторождениях КМА и Криворожско-Кременчугской зоны L_{cp} железистых кварцитов больше L_{cp} сланцев (кварцитопесчаников), а на месторождениях Оленегорского района L_{cp} гнейсов больше L_{cp} железистых кварцитов. Указанные особенности блочности пород обусловлены совокупным влиянием на нее литологического, структурно-тектонического и гипергенного факторов, по разному выраженных на различных месторождениях.

3. Литологический фактор определил зависимость L_{cp} от литологического типа породы, о чем упоминалось выше, ее текстурных особенностей (например, L_{cp} пльчатых железистых кварцитов больше, чем линейно-полосчатых, а L_{cp} тонкополосчатых меньше, чем грубополосчатых), мощностью отдельных слоев в слоистой толще пород (с увеличением мощности слоя увеличивается L_{cp}). Связь L_{cp} с прочностью пород, обусловленной их минеральным составом и структурой, неоднозначна. Наряду со случаями прямой связи указанных параметров имеет место отсутствие таковой, что объясняется влиянием на L_{cp} по-

род других форм литологического фактора (текстурой пород, мощностью отдельных их слоев), а также влиянием структурно-тектонического фактора (различной силой тектонических напряжений на разных месторождениях и пространственной изменчивостью их интенсивности на одном месторождении).

4. Структурно-тектонический фактор обусловил увеличение $L_{\text{ср}}$ пород в замке складок относительно их крыльев и усиление первичной (литогенетической) трещиноватости пород в связи с образованием разрывных нарушений и тектонических подвижек по ним. Ширина зон повышенной трещиноватости пород, возникающих в окружении нарушений, прямо пропорциональна их мощности, а размещение таких зон относительно нарушений, как правило, несимметрично. Усилению трещиноватости породного массива способствовало повышение плотности развития в нем разрывных нарушений и многократное возобновление тектонических подвижек по ним. Особо сильному воздействию структурно-тектонического фактора подверглись породные массивы месторождений Криворожского и Кременчугского районов, расположенные в зоне влияния крупного регионального разлома. По нарастанию интенсивности проявления разрывной тектоники и соответственно уменьшению $L_{\text{ср}}$ железистых кварцитов изученных месторождений районы их локализации образуют ряд: КМА (0,43—0,73 м), Оленегорский (0,37—0,40 м), Криворожский и Кременчугский (0,20—0,25 м). Аналогичный ряд для месторождений КМА: Стойленское (0,73 м), Лебединское (0,60 м), Михайловское (0,43 м).

5. Гипергенный фактор, выраженный разгрузкой породного массива вследствие денудации перекрывающей его толщи пород и выветриванием, определяет тенденцию к увеличению вниз по вертикали $L_{\text{ср}}$ пород примерно до глубины 400 м. Литологическая и структурная неоднородность породного массива усложняет эту тенденцию, что выражается колебаниями той или иной амплитуды $L_{\text{ср}}$ пород на графиках зависимости его от глубины относительно аппроксимирующей прямой. На отдельных месторождениях под сильным влиянием литологического или структурно-тектонического фактора на всю изученную глубину или на каком-то достаточно протяженном ее интервале, наоборот, наблюдается уменьшение вниз по вертикали $L_{\text{ср}}$ пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабаянц Г.М., Вертлейб Л.К., Журин Н.Я.* и др. Подземная разработка железистых кварцитов. —М.: Недра, 1988.
2. *Григорьев В.М.* Формации железисто-кремнистых и вулканогенно-осадочных метаморфизованных месторождений // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. —М.: Недра, 1977. Т. 2. С. 84—89.
3. *Дунаев В.А., Серый С.С.* Трещиноватость метаморфитов курской серии в бассейне КМА // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 54—59.
4. *Железисто-кремнистые* формации докембрия Европейской части СССР / Под ред. Я.Н.Белевцева. —Киев: Наукова думка, 1989.
5. *Тагильцев С.Н.* Основы гидрогеомеханического анализа фильтрационной структуры скальных массивов // Автореф. дис....докт. техн. наук. —Екатеринбург, 2001.
6. *Чернышёв С.Н.* Трещины горных пород. —М.: Наука, 1983.

Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян)

А.Н.ЮРИЧЕВ, А.И.ЧЕРНЫШОВ (Томский государственный университет; 634050, г.Томск, проспект Ленина, д.36.)

Приведены особенности шпинелидов из пород различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы. Показаны типоморфизм, химический состав и закономерности его изменения под воздействием процессов метаморфизма.

Ключевые слова: мафит-ультрамафитовые комплексы, шпинелиды, химизм, эволюция составов.

Юричев Алексей Николаевич, juratur@sibmail.com

Чернышов Алексей Иванович, aich@ggf.tsu.ru

Evolution of compositions of spinel mineralization from various formational types of mafic-ultramafic complexes of the Kansk block (Eastern Sayan)

A.N.YURICHEV, A.I.CHERNYSHOV

In the article features of spinelides from rocks of various formational types of mafic-ultramafic complexes of the Kansk block are resulted. Tipomorfizm, chemical compound and its conformity to natural laws of change under influence of processes of metamorphism are shown.

Key words: mafic-ultramafic complexes, spinelides, chemistry, evolution of compositions.

Шпинелиды — типоморфные минералы-индикаторы петрологических процессов, протекающих в ультрамафитах [3, 7]. Так, при оценке степени деплетированности мантийного вещества, представленного в современном эрозионном срезе в виде мафит-ультрамафитовых массивов, важное значение имеет величина хромистости в хромшпинелиде [4, 5], а при изучении метаморфизма — величина железистости минерала [2].

В данной статье рассматриваются особенности состава шпинелидов из ультрамафитов различных формационных типов. Химический состав минералов группы шпинелей в исследуемых породах (табл. 1) определялся на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si(Li) INCA x-sight) и волнодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 INCA Wave 700 в Институте экспериментальной минералогии РАН, г.Москва (аналитик А.Н.Некрасов).

В работе представлены вариации составов хромшпинелиевой минерализации из различных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов, значительно распространенных среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов Канского блока северо-западной части Восточного Саяна. Изученные массивы на исследуемой территории относятся к четырем формационным типам, объединяемых в четыре комплекса:

кингашский вулканоплутонический дунит-верлит-пикритовый, идарский реститовый дунит-гарцбургитовый, талажинский магматический плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый и кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый.

В ультрамафитах исследуемых массивов шпинелиды содержатся в виде аксессуарной вкрапленности, их содержание обычно не превышает 2%, но в дунитах идарского комплекса отмечаются повышенные концентрации, вплоть до образования густо вкрапленных рудных сегрегаций. Форма зерен преимущественно субизометричная и неправильная, однако иногда шпинели представлены эвгедральными индивидами с квадратными и прямоугольными сечениями. Их размер изменяется в широких пределах, чаще от 0,05 до 1,5 мм, иногда встречаются более крупные индивиды до 2,5 мм. Нередко зерна шпинелидов обособляются в небольшие агрегаты. Окраска шпинелей различна для ультрамафитов изученных комплексов. Шпинели кингашского комплекса характеризуются зелеными и черными цветами, идарского — коричневыми и желто-бурыми, талажинского — зелеными, зелено-бурыми до черных, кулибинского — от буро-коричневых до черных.

Зерна шпинелидов имеют или однородное внутреннее строение (кингашский и кулибинский комплексы), или зональное (талажинский и идарский комплексы), подтверждаемое исследованиями на микрозонде, сопровождающееся оторочками кемме-

1. Усредненные составы шпинелей из различных мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (в %)

Комплекс	Порода	Шпинели	Число анализов	Mg	Al	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Zn
Кингашский	Дунит	Субферрихромпикатит	2	9,49	33,22	0,14	—	30,28	0,20	26,59	0,20	0,07	—
		Магнетит	10	—	—	0,53	—	1,26	0,19	96,59	0,44	0,17	—
Кингашский	Верлит	Субферрихромпикатит	2	8,65	28,37	0,39	0,31	26,73	0,44	34,83	0,44	0,11	0,16
		Метапикрит	2	7,05	18,36	0,37	0,25	20,75	0,48	51,85	0,48	0,12	0,18
Кингашский*		Субалюмохроммагнетит	2	1,70	7,41	1,12	0,37	25,73	0,43	64,36	0,43	0,09	0,14
		Магнетит	3	—	—	0,78	—	2,09	0,21	95,05	0,62	0,44	—
Идарский	Дунит	Субферриалюмохромит	13	7,03	20,71	—	0,40	41,12	0,54	28,22	0,28	0,08	1,03
		Субалюмоферрихромит	6	2,09	2,54	0,81	0,41	30,48	0,68	61,59	0,41	0,32	0,36
		Хроммагнетит	9	0,56	2,47	—	0,32	14,09	0,29	80,94	0,48	0,46	—
	Гарибургут	Феррихромит	8	1,73	1,36	1,15	0,33	43,02	0,75	50,19	0,39	0,14	0,49
		Хроммагнетит	2	0,82	0,45	1,39	0,69	26,05	0,70	68,43	0,32	0,39	0,37
		Ферриалюмохромит	2	3,57	14,35	0,82	—	30,48	0,76	49,14	0,30	0,37	—
Кулибинский		Хроммагнетит	3	1,19	4,78	0,27	—	10,16	0,25	16,38	0,10	0,37	—
		Магнетит	2	—	0,77	0,30	—	13,87	1,26	81,87	0,39	0,29	0,00
		Ферриалюмохромит	2	2,83	9,13	1,05	0,18	23,49	0,70	61,24	0,08	0,39	0,45
	Верлит	Субалюмохроммагнетит	2	1,41	5,59	1,40	0,35	21,69	0,70	67,65	0,07	0,43	0,47
		Хроммагнетит	1	1,62	2,52	0,95	0,47	20,75	0,90	71,12	0,51	0,00	0,09
		Магнетит	3	—	2,48	0,79	—	11,54	1,42	82,14	0,57	0,27	—
Талажинский	Плагиодунит	Пикотит	11	16,40	64,52	—	—	3,00	0,11	18,30	0,44	0,23	—
		Субферрихромпикотит	8	9,02	37,25	0,67	0,46	22,99	0,62	30,43	—	—	—
		Субалюмохроммагнетит	14	1,72	4,69	3,45	0,76	18,81	0,70	70,35	—	0,62	—

Примечание. Содержание (указанны курсивом) — проявление элемента отмечается не повсеместно; в таблицах 1 и 2 кингашский* — породы комплекса, отобранные в северо-западной части Канской глыбы.

рита, насыщенного тонкодисперсной вкрапленностью магнетита. Зерна нередко содержат мелкие включения силикатов и часто трещиноватые.

Химизм хромшпинелей. Традиционно основными параметрами, характеризующими химизм минералов группы шпинелей, являются хромистость (Cr#), магнизиальность (Mg#), титанистость (TiO_2) и степень окисления железа минералов (Fe^{3+} #). Анализ соотношения этих параметров в акцессорных шпинелидах в изученных комплексах приведен ниже.

Кингашский комплекс. Содержания компонентов в шпинелидах изменяются в широких пределах (см. табл. 1). Классификационная диаграмма Н.В.Павлова [3] (рис. 1) позволяет сделать вывод о том, что наиболее «свежие» шпинели наблюдаются в породах, отобранных в пределах Кингашского массива, который представляет собой эталонный объект этого комплекса и является рудовмещающим для одноименного Pt-Cu-Ni месторождения (рис. 2). Они представлены субферрихромпикатитами и субальюмохроммаг-

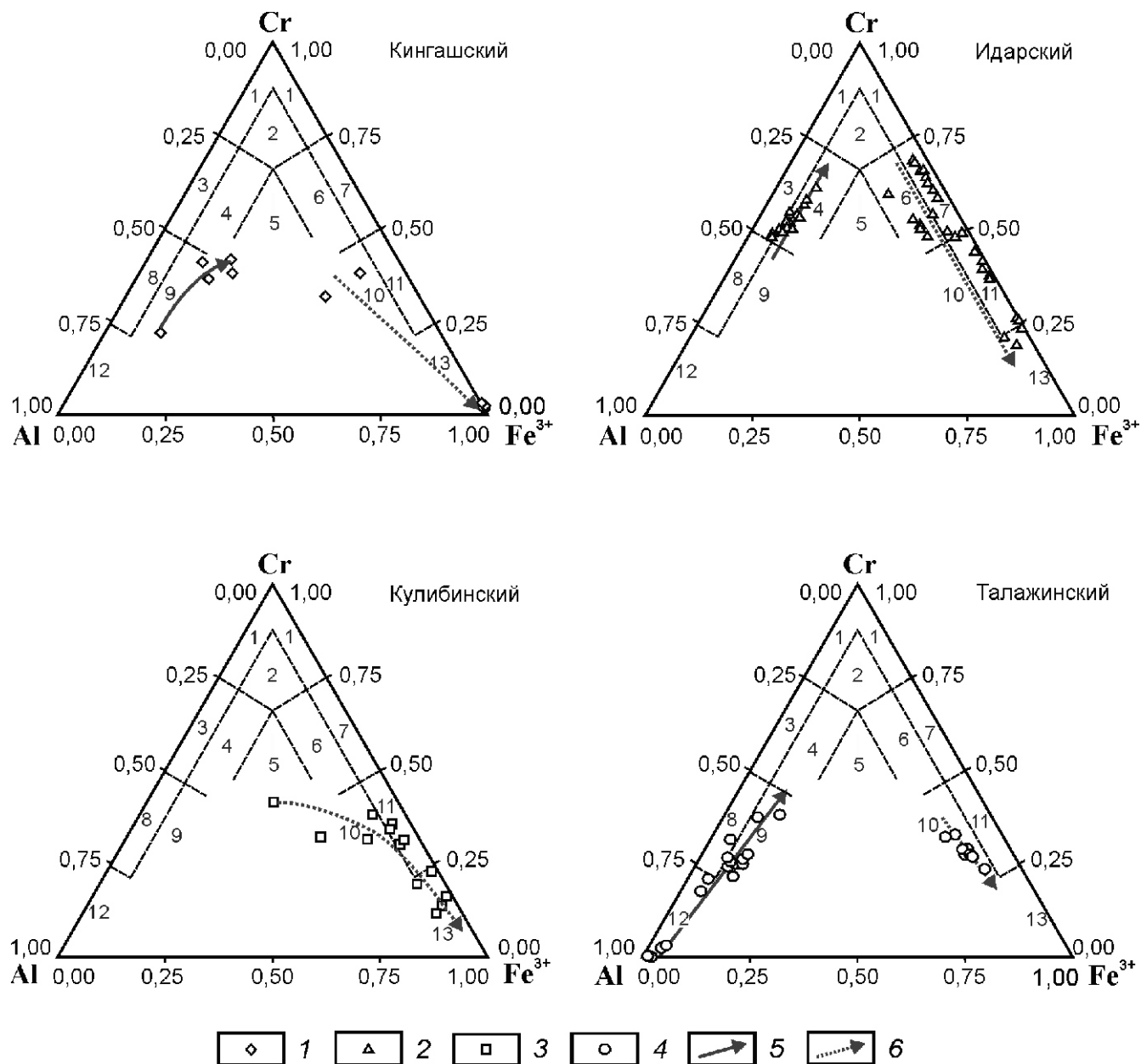


Рис. 1. Составы шпинелидов из различных мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы на классификационной диаграмме Н.В.Павлова [3]:

шпинелиды из ультраосновных пород исследованных комплексов: 1 — кингашский (дуниты, верлиты и пикриты), 2 — идарский (дуниты и гарцбургиты), 3 — кулибинский (лерцолиты, верлиты и вебстериты), 4 — талажинский (плагидуниты); тренды изменчивости состава шпинели: 5 — глубинной магматической дифференциации и 6 — метаморфического преобразования в коровых условиях; цифры в треугольниках: 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субальюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субальюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит

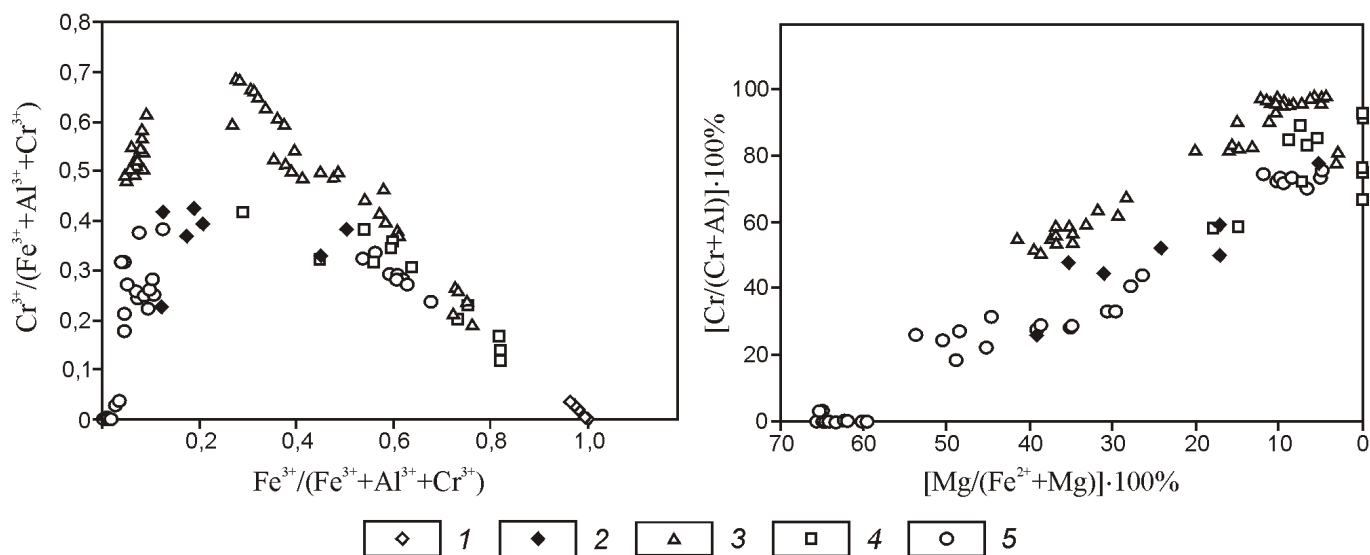


Рис. 2. Бинарные диаграммы для шпинелей из различных мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы:

1 — кингашский комплекс; 2 — Кингашский массив кингашского комплекса; комплексы: 3 — идарский, 4 — кулибинский, 5 — талажинский

нетитами. Шпинелиды, отобранные из пород комплекса в северо-западной части Канской глыбы, — наиболее измененные разновидности и по химическому составу соответствуют магнетиту.

Согласно классификации (см. рис. 1) в дунитах выделяются субферрихромпикатиты и магнетиты, в верлитах — такие же разновидности шпинелидов. Химические составы субферрихромпикатитов из дунитов и верлитов близки, однако субферрихромпикатиты из дунитов отличаются от таковых в верлитах несколько более высокой магнезиальностью $Mg\# 0,35$ при более низких степенях окисления железа $Fe^3 \# 0,13$ (табл. 2), что подчеркивает более раннюю дифференцированную природу вмещающих их дунитов. При этом субферрихромпикатиты из верлитов обнаруживают более высокие показатели титанистости $TiO_2 0,39\%$ и наличие в составе ванадия $V_2O_5 0,31\%$ (см. табл. 1).

В более поздних дифференциатах кингашского комплекса — метапикритах отмечаются субферрихромпикатиты и субальюмохроммагнетиты.

Субферрихромпикатиты из метапикритов отличаются от уже рассмотренных аналогов в дунитах и верлитах несколько пониженной магнезиальностью при более высоких показателях хромистости и степени окисления железа: $Mg\# 0,17$; $Cr\# 0,50—0,59$; $Fe^3 \# 0,21—0,45$, титанистость близка титанистости субферрихромпикатитов из верлитов $TiO_2 0,37\%$. Выделенные субферрихромпикатиты мы склонны относить к поздним разновидностям внутри данной группы, которые характеризуются переходной природой и частично близки по составу ранним ферриальюмохромитам, что также подтверждается положением

фигуративных точек их составов на классификационной диаграмме Н.В.Павлова (см. рис. 1).

Субальюмохроммагнетиты являются более окисленной разновидностью ($Fe^3 \# 0,51$) и характеризуются тенденцией повышения параметров хромистости и титанистости и понижения магнезиальности: $Cr\# 0,78$; $TiO_2 1,12\%$; $Mg\# 0,05$. При этом содержания ванадия и цинка в них: $V_2O_5 0,37$ и $ZnO 0,14\%$ (см. табл. 1) близки таковым в субферрихромпикатитах из верлитов.

В целом в дифференцированном ряду дунит—верлит—пикрит, по химизму входящих в состав пород шпинелей, наблюдается тенденция уменьшения магнезиальности и увеличения хромистости, степени окисления железа, содержаний титана и ванадия от более ранних дифференциатов дунитов к более поздним — пикритам.

Следует отметить, что разновидности магнетитового состава, выявленные в интенсивно метаморфизованных дунитах и метапикритах северо-западной части Канской глыбы, отличаются наиболее высокими содержаниями (см. табл. 1) кобальта и никеля ($Co_3O_4 0,62$ и $NiO 0,44\%$). Замещение шпинелидов магнетитом, очевидно, связано с серпентинизацией исходных ультраосновных пород, когда в результате процесса замещения из оливина выделяется избыток Ni , Co и Fe , которые не входят в структуру серпентина и поэтому «сбрасываются» в виде различных форм магнетита и позднего пентландита [1].

Идарский комплекс. В ультрамафитах идарского комплекса (по классификации Н.В.Павлова) выделяются субферриальюмохромиты, субальюмоферрихромиты, феррихромиты и хроммагнетиты (см. рис. 1).

2. Основные параметры химизма шпинелидов из выделенных комплексов Канской глыбы

Комплекс	Порода	Шпинелид	Mg	Cr	Fe ³
Кингашский	Дунит	Субферрихромпикатит	0,35	0,48	0,13
Кингашский*		Магнетит	—	—	0,97—0,99
Кингашский	Верлит	Субферрихромпикатит	0,24—0,31	0,45—0,52	0,17—0,19
	Метапикрит	Субферрихромпикатит	0,17	0,50—0,59	0,21—0,45
		Субальюмохроммагнетит	0,05	0,78	0,51
Кингашский*		Магнетит	—	—	0,97—0,98
Идарский	Дунит	Субферриальюмохромит	0,28—0,39	0,51—0,67	0,05—0,09
		Субальюмоферрихромит	0,13—0,20	0,81—0,90	0,27—0,41
		Хроммагнетит	0,05—0,12	0,90—0,98	0,45—0,75
	Гарцбургит	Феррихромит	0,07—0,11	0,95—0,96	0,28—0,38
		Хроммагнетит	0,04—0,05	0,97—0,98	0,57—0,61
Кулибинский	Лерцолит	Ферриальюмохромит	0,18	0,59	0,29
		Хроммагнетит	0,06—0,07	0,83—0,89	0,54—0,60
		Магнетит	—	0,92—0,93	0,75—0,82
	Верлит	Ферриальюмохромит	0,14—0,15	0,59—0,68	0,45—0,50
		Субальюмохроммагнетит	0,07	0,72	0,56
		Хроммагнетит	0,09	0,85	0,64
	Вебстерит	Магнетит	—	0,67—0,77	0,73—0,82
Талажинский	Плагидунит	Пикотит	0,60—0,66	0,00—0,03	0,00—0,02
		Субферрихромпикотит	0,26—0,54	0,18—0,44	0,04—0,13
		Субальюмохроммагнетит	0,05—0,12	0,72—0,76	0,54—0,68

Примечание. Магнезиальность — $Mg\# \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, хромистость — $Cr \text{ Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$, степень окисления железа — $Fe^3 \# \text{ Fe}^3 / (\text{Fe}^3 + \text{Cr} + \text{Al})$.

Среди выделенных типов шпинелей в дунитах отмечаются субферриальюмохромиты, субальюмоферрихромиты и реже хроммагнетиты. Данные разновидности наблюдаются в концентрически зональных зернах и характеризуются сменой субферриальюмохромитов субальюмоферрихромитами от центра зерен к их периферии. Хроммагнетит обнаруживается в виде небольших ореолов в центральных частях отдельных зерен.

Субферриальюмохромиты, представленные в табл. 2, по своим основным параметрам ($Mg\#$ 0,28—0,39; $Cr\#$ 0,51—0,67; $Fe^3 \#$ 0,05—0,09), вероятно, отвечают ранней стадии рестирования и характеризуются (см. табл. 1) повышенными содержаниями ванадия (V_2O_5 0,40%) и высокими содержаниями цинка (ZnO 1,03%, в отдельных образцах до 2,0%) при несущественных содержаниях кобальта и никеля (Co_3O_4 0,28% и NiO 0,08%).

Субальюмоферрихромиты отличаются от первых уменьшением магнезиальности и увеличением хромистости и железистости: $Mg\#$ 0,13—0,20; $Cr\#$ 0,81—0,90; Fe^3 0,27—0,41. Помимо этого наблюдается резкое увеличение содержания титана (TiO_2 0,81%), увеличение содержаний кобальта и никеля (Co_3O_4 0,41 и NiO 0,32%), при существенном уменьшении роли глинозема и цинка (Al_2O_3 2,54 и ZnO 0,36%).

Хроммагнетиты встречаются ограниченно, являются более окисленной разновидностью ($Fe^3 \#$ 0,45—0,75) и характеризуются тенденцией повышения параметров хромистости и понижения магнезиальности ($Cr\#$ 0,90—0,98; $Mg\#$ 0,05—0,12). Глиноземистость близка к таковой в субальюмоферрихромитах (Al_2O_3 2,47%), содержания никеля и кобальта несколько возрастают (Co_3O_4 0,48%, NiO 0,46%), титан и цинк не обнаруживаются (см. табл. 1).

По основным параметрам химизма внутри группы хроммагнетитов можно выделить две подгруппы: ранние хроммагнетиты (Mg# 0,10—0,12; Cr# 0,90—0,97; Fe³ 0,45—0,54) и поздние хроммагнетиты (Mg# 0,05—0,09; Cr# 0,96—0,98; Fe³ # 0,60—0,75), переходные и несколько близкие по составу самым ранним магнетитовым разновидностям.

В целом, в ряду хромшпинелей субферриалюмохромиты—субальмоферрихромиты—хроммагнетиты по химизму наблюдается тенденция уменьшения магнезиальности, глиноземистости и цинкистости при увеличении хромистости, степени окисления железа, содержания кобальта и никеля от более ранних разновидностей субферриалюмохромитов к более поздним — хроммагнетитам.

В идарских гарцбургитах отмечаются феррихромиты и хроммагнетиты (см. рис. 1). *Феррихромиты* (Mg# 0,07—0,11; Cr# 0,95—0,96; Fe³ # 0,28—0,38) характеризуются повышенной титанистостью (TiO₂ 1,15%) при средних относительно других шпинелей содержаниях Zn, Co и Ni, что представлено в табл. 1, (ZnO 0,49; Co₃O₄ 0,39 и NiO 0,14%).

Хроммагнетиты относятся к более поздним разновидностям и отличаются от феррихромитов меньшими значениями магнезиальности (Mg# 0,04—0,05), глиноземистости (Al₂O₃ 0,82%) и цинкистости (ZnO 0,37%) при более высоких значениях хромистости (Cr# 0,97—0,98), степени окисления железа (Fe³ # 0,57—0,61), титанистости (TiO₂ 1,39%) и содержания ванадия (V₂O₅ 0,69%).

Хроммагнетиты из идарских гарцбургитов по характеру и параметрам химизма в чем то и сходны с хроммагнетитами из дунитов этого же комплекса, но в основном контрастно отличаются от них присутствием в составе титана и цинка (в последних, как уже отмечалось, данные элементы не обнаружены) и более высокими содержаниями ванадия при незначительной глиноземистости (см. табл. 1).

Характеризуя выявленные шпинели из гарцбургитов, можно отметить высокие содержания в них титана и марганца при незначительных величинах магнезиальности и глиноземистости.

Идарские дуниты, обнаруживающие в своем составе субферриалюмохромиты, низкая хромистость, но повышенная магнезиальность которых соответствует умеренной степени деплетированности, вероятно, характеризуются как более ранние образования процесса реститования, чем идарские гарцбургиты. Данный вывод также подтверждается расположением фигуративных точек последних на вариационных диаграммах (см. рис. 2). Дополнительным доводом реститовой природы пород идарского комплекса является то, что повышение хромистости выявленных аксессуарных шпинелидов в данных образованиях сопровождается повышением их железистости, а это также характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов [6].

Кулибинский комплекс. Согласно основным параметрам химизма и классификационной диаграмме Н.В.Павлова (см. рис. 1) в ультрамафитах кулибинского комплекса среди аксессуарных шпинелей выделяются ферриалюмохромиты, субальмохроммагнетиты, хроммагнетиты и магнетиты. В лерцолитах среди выделенных типов шпинелей отмечаются ферриалюмохромиты, хроммагнетиты и магнетиты.

Ферриалюмохромиты основные параметры химизма которых соответствуют: Mg# 0,18; Cr# 0,59; Fe³ # 0,29 (см. табл. 2), характеризуются повышенной глиноземистостью и титанистостью: Al₂O₃ 14,35 и TiO₂ 0,82% при средних, относительно других шпинелей, содержаниях кобальта и никеля Co₃O₄ 0,30 и NiO 0,37% (см. табл. 1).

Магнетиты — наиболее окисленные разновидности, сохраняют общую тенденцию при отсутствии магнезиальности к уменьшению глиноземистости (Al₂O₃ 0,77%) и повышению хромистости и степени окисления железа (Cr# 0,92—0,93; Fe³ # 0,75—0,82). Содержания кобальта и никеля в общем остаются без изменения и сходны с содержаниями данных элементов в ферриалюмохромитах и хроммагнетитах.

В кулибинских верлитах по химизму выделяются ферриалюмохромиты, субальмохроммагнетиты и хроммагнетиты.

Ферриалюмохромиты из верлитов отличаются от уже рассмотренных аналогов из лерцолитов меньшей магнезиальностью и глиноземистостью (Mg# 0,14—0,15; Al₂O₃ 9,13%), но более высокими значениями хромистости, титанистости и степени окисления железа (Cr# 0,59—0,68; TiO₂ 1,05%; Fe³ # 0,45—0,50). При этом содержания никеля сходны, а кобальта — минимизированы (Co₃O₄ 0,04 и NiO 0,39%).

Сравнение основных параметров химизма ферриалюмохромитов из верлитов по отношению к таковым из лерцолитов позволяет предполагать несколько более раннюю дифференцированную природу последних.

Субальмохроммагнетиты (Mg# 0,07; Cr# 0,72; Fe³ # 0,56) и *хроммагнетиты* (Mg# 0,09; Cr# 0,85; Fe³ # 0,64) в целом близки по основным параметрам химизма, но первые отличаются несколько более низкими параметрами хромистости и степени окисления железа и более высокими значениями глиноземистости, титанистости и цинкистости (см. табл. 1). Помимо этого, субальмохроммагнетиты характеризуются близкой с ферриалюмохромитами из верлитов тенденцией в накоплении кобальта и никеля (Co₃O₄ 0,07 и NiO 0,43%). Для хроммагнетитов такая закономерность будет обратной, обусловленной содержанием значимых количеств кобальта при минимизированных значениях никеля, или при отсутствии его вообще.

Хроммагнетиты из верлитов очень близки по химизму хроммагнетитам из лерцолитов и отличаются только лишь несколько более высокой магнезиальностью. В целом хроммагнетиты из ультрамафитов

кулибинских пород отличаются от аналогичных аксессуарных минералов из идарских дунитов и гарцбургитов более низкой хромистостью. В свою очередь, последние характеризуются более широкими вариациями значений магнезиальности и железистости, а отсюда — более широкой выборкой внутри границ выделенной разновидности шпинели.

В кулибинских вебстеритах обнаруживаются только шпинели, отвечающие по составу магнетиту, который по основным параметрам химизма (магнезиальность отсутствует, Cr 0,67—0,77; Fe^{3+} 0,73—0,82) и абсолютной встречаемости позволяет предположить более позднюю дифференцированную природу вмещающих их пород по отношению к лерцолитам и верлитам. Магнетиты из вебстеритов характеризуются наибольшими содержаниями кобальта и никеля по отношению к остальным шпинелям, обнаруженным в кулибинских породах. Природа данной особенности уже объяснялась авторами данной статьи.

Талажинский комплекс. В пределах Канской глыбы в настоящее время талажинский комплекс представлен одним одноименным эталонным расслоенным массивом. Шпинелиды из плагиодунитов талажинского комплекса — наиболее магнезиальны и глиноземисты среди изученных комплексов (MgO до 17,0%, Al_2O_3 до 65,5%), фигуративные точки их составов на диаграмме Н.В.Павлова (см. рис. 1) образуют три роя, которые ложатся соответственно в поля пикотитов, субферрихромпикотитов и субалюмохроммагнетитов. Данное разделение также отчетливо прослеживается и на вариационных диаграммах (см. рис. 2).

Пикотиты наблюдаются в виде самостоятельных отдельных зерен, часто в ассоциации с пирротин-пентландитовой минерализацией; две другие выделенные разновидности образуют концентрически зональные зерна, характеризующиеся сменой субалюмохроммагнетитов на субферрихромпикотиты от центра зерен к их периферии.

Пикотиты — магнезиально-глиноземистая разновидность шпинели (MgO 16,4%, Al_2O_3 64,52%) и относятся к неметаморфизованным разновидностям с содержанием Fe^{3+} до 1 формульной единицы. В связи с этим показатель степени окисления железа (Fe^{3+} #) равен нулю и только в отдельных пикотитах составляет 0,02 (см. табл. 2). Хромистость либо отсутствует (чаще), или крайне незначительна (Cr 0,00—0,03), магнезиальность высокая (Mg 0,60—0,66). Содержания Ti , V , Co и Ni чаще не обнаруживаются.

Отсутствие хромистости, или ее минимальные значения в группе пикотитов позволяет рассматривать вмещающие их породы как породы корневых зон массива.

Субферрихромпикотиты отличаются от пикотитов понижением практически на половину глиноземистости (Al_2O_3 37,25%), более низкими значениями

магнезиальности при возрастающей роли хромистости и степени окисления железа (Mg 0,26—0,54; Cr 0,18—0,44; Fe^{3+} # 0,04—0,13), не повсеместно отмечаются значимые содержания титана и ванадия (TiO_2 0,67 и V_2O_5 0,46%).

Талажинские субферрихромпикотиты близки с такими же шпинелями из дунитов и верлитов кингашского комплекса, но отличаются несколько более повышенными значениями магнезиальности и глиноземистости при меньших величинах хромистости и степени окисления железа (см. таблицы 1 и 2).

Субалюмохроммагнетиты из плагиодунитов характеризуются резким уменьшением глиноземистости и магнезиальности при возрастающих параметрах хромистости и степени окисления железа (Al_2O_3 4,9%; Mg 0,05—0,12; Cr 0,72—0,76; Fe^{3+} # 0,54—0,68). Помимо этого отмечаются высокая титанистость (TiO_2 3,45%) и повышенные содержания ванадия (V_2O_5 0,76%).

Талажинские субалюмохроммагнетиты хорошо сопоставляются с субалюмохроммагнетитами из кулибинских верлитов и кингашских метапикритов, но отличаются от последних только более повышенными содержаниями Ti и V (см. таблицы 1 и 2).

В целом, в ряду пикотиты—субферрихромпикотиты—субалюмохроммагнетиты по химизму намечается тенденция уменьшения магнезиальности и глиноземистости и увеличения хромистости, степени окисления железа, содержаний Ti , V и Mn от пикотитов к субалюмохроммагнетитам.

Эволюция составов шпинелиевой минерализации. Широко проявившиеся процессы метаморфизма привели к тому, что немногие хромшпинелиды из пород исследуемых комплексов отвечают неметаморфизованным разновидностям с содержанием Fe^{3+} до 1 формульной единицы. Первоначальный тренд составов шпинелидов выделенных комплексов имеет вид Al — Cr и характеризует преобразование ультрамафитов в мантийных условиях (см. рис. 1). Более поздние тренды (Al , Cr — Fe^{3+} и Al , Mg — Fe , Cr) обусловлены процессами корового метаморфизма [5], проявившегося в выносе подвижных компонентов (Al и Mg) из шпинелей в силикатные минералы (хлорит, серпентин). В образцах это подтверждается наличием «свежей» хлоритовой рубашки вокруг зерен шпинелей.

Более детально характер метаморфического преобразования хромшпинели виден на диаграммах, представленных на рис. 3. Показано, что при средневисокотемпературном метаморфизме происходил вынос Al и Mg из хромшпинели в силикатные минералы, в результате чего в хромшпинелях увеличивалось содержание Fe и Cr . При усилении метаморфического преобразования из хромшпинели выносятся хром.

Диаграммы, отражающие связи между содержаниями Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и содержанием $\text{FeO}_{\text{общ}}$ для шпинелидов из ультраосновных пород исследуемых ком-

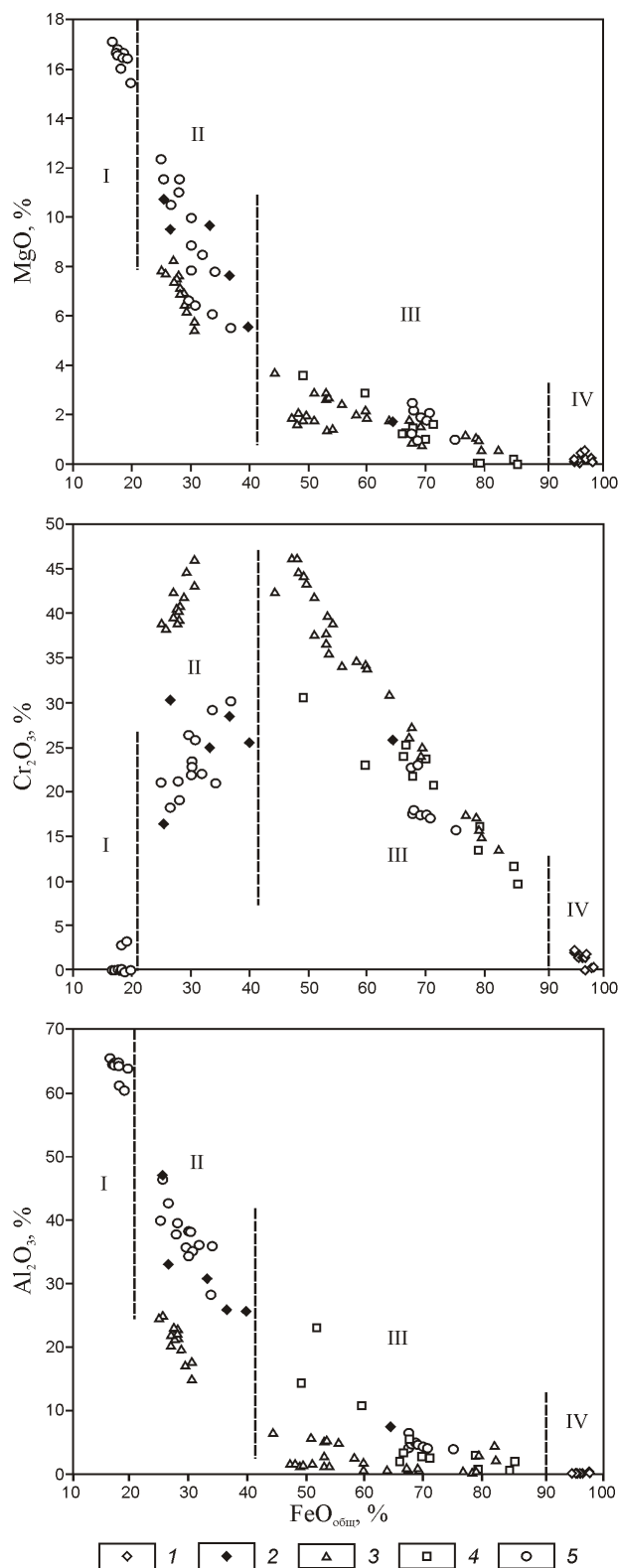


Рис. 3. Связь между содержаниями Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и содержанием $\text{FeO}_{\text{общ}}$ в шпинелях из ультраосновных пород исследуемых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян):

1 — кингашский комплекс; 2 — Кингашский массив кингашского комплекса; комплексы: 3 — идарский, 4 — кулибинский, 5 — талажинский; стадии метаморфизма: I — не проявлен, II — слабая и средняя степень, III — интенсивная стадия, IV — проявлен крайне сильно

плексов, имеют сложный характер, их можно разделить на четыре сектора (см. рис. 3). Секторы I и IV характеризуют крайние стадии метаморфизма: I — характерна для пикотитов талажинского комплекса, IV — для акцессорных минералов кингашского комплекса северо-западной части Канской глыбы. В сектор II попадают субферриалюмохромиты идарского комплекса и субферрихромпикотиты кингашского и талажинского комплексов. На данной стадии метаморфизма из хромшпинелидов происходит интенсивный вынос Al_2O_3 и MgO и увеличение содержания Cr_2O_3 и $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (см. рис. 3 и табл. 1).

В сектор III попадают преобладающая часть анализов шпинелидов. Интервал соответствует интенсивной стадии метаморфизма и характеризуется увеличением содержания $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 45—85% и выносом Cr, Al и Mg. Особенно интенсивно и равномерно выносятся Cr_2O_3 (см. рис. 3). Содержания Al_2O_3 и MgO понижаются до минимальных.

На основании материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Изучение химизма минералов группы шпинелей из различных мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы северо-западной части Восточного Саяна позволило выделить ряд уникальных особенностей, характерных только для конкретных комплексов. Это допускает при дальнейших исследованиях шпинелей с большой достоверностью определять формационную принадлежность вмещающих их пород.

2. Для кингашского комплекса наиболее «свежие» шпинели отмечаются в породах, отобранных в пределах эталонного Кингашского массива, они представлены субферрихромпикатитами и субальюмохроммагнетитами. Интрузивы комплекса на территории северо-западной части Канской глыбы (район Кирельской площади) характеризуются преимущественно магнетитовым составом акцессорных минералов, которые отличаются по отношению к другим разновидностям шпинелидов комплекса высокими содержаниями кобальта и никеля. Образование такого магнетита, вероятно, связано с серпентинизацией исходных ультраосновных пород, когда в результате процесса замещения из оливина выделяется избыток никеля, кобальта и железа, которые не входят в структуру серпентина и поэтому «сбрасываются» в виде различных форм магнетита и позднего пентландита.

3. Идарские дуниты, обнаруживающие в составе субферриалюмохромиты, низкая хромистость, но повышенная магнезиальность которых соответствует умеренной степени деплетированности, вероятно, являются более ранние реститовые образования, чем идарские гарцбургиты. Дополнительным доводом реститовой природы дунит-гарцбургитовой ассоциации идарского комплекса является то, что повышение хромистости выявленных акцессорных шпинелидов в данных породах сопровождается повышением

ем их железистости, а это также характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов.

4. Наиболее ранние шпинелиды плагиодунитов талажинского комплекса — пикотиты. Отсутствие в них как таковой хромистости при высоких показателях магнезиальности и глиноземистости позволяет рассматривать вмещающие их породы как образования корневых зон массива. Широко проявившиеся процессы метаморфизма на исследуемой территории не позволили обнаружить подобные шпинелиды в составе ультраосновных пород других исследуемых комплексов.

5. При метаморфизме в коровых условиях из шпинелидов практически полностью выносятся алюминий, магний и значительная часть хрома; данный процесс сопровождается привнесением железа и переходом его из двухвалентного в трехвалентное состояние. Судя по изученным акцессорным шпинелидам, наименее интенсивно метаморфизм проявлен в ультрамафитах талажинского комплекса, а максимальная его интенсивность характерна для пород кингашского комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучко И.В. Минералого-геохимические особенности и природа расслоенных ультрабазит-базитов юго-восточного обрамления Сибирской платформы (на примере Веселкинского массива) // Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. — Благовещенск, 1999.
2. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. — С-Пб: Наука, 1999.
3. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды ГИН. 1949. Вып. 103.
4. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. — Магадан, 1992.
5. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32—39.
6. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Min. Petrol. 1984. Vol. 84. Pp. 54—76.
7. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2: Petrologic applications // Canadian Journal of Earth Sci. 1967. Vol. 4. Pp. 71—103.

Петрохимические модели раннепалеозойских гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области

Г.Б.КНЯЗЕВ (Томский государственный университет; 634050, г.Томск, проспект Ленина, д.36)

Рассмотрены все раннепалеозойские диорит-гранитные интрузии в составе единой длительно развивавшейся магматической системы. Петрохимически неразличимы все интрузивные массивы гранитоидов. Не обосновано отнесение их к различным интрузивным комплексам разной формационной принадлежности.

Ключевые слова: гранитоиды, петрохимическая модель

Князев Георгий Борисович, kgb@ggf.tsu.ru

Petrochemical models of the Early Paleozoic granitoids from the Altai-Sayan folded region

G.B.KNYAZEV

All Early Paleozoic diorite-granitoid intrusions are considered as a constituent of the unitary magmatic system developing over a protracted period of time. All intrusive granitoid massifs are not distinguishable petrochemically, and their assignment to various intrusive complexes of different formational ranks is not substantiated petrochemically.

Key words: granitoids; petrochemical model.

Гранитоиды играют чрезвычайно важную роль в строении салаирских и каледонских складчатых структур юга Западной и Центральной Сибири, образуя крупные магматические ареалы и пояса с сопутствующим золотым, железным и редкометалльным оруденением.

В 50—60-е годы XX столетия в палеозойских структурах Саян, Кузнецкого Алатау и Тувы были выделены и охарактеризованы Ольховский, Таннуольский, Тельбесский и Мартайгинский комплексы гранитоидов [2, 8, 11, 24], рассматриваемые в настоящее время в соответствии с принятой схемой межрегиональной корреляции на одном раннепалеозойском уровне. Массивы этих комплексов занимают сотни квадратных километров и имеют пестрый габбро-диорит-гранитный состав с преобладанием кислых разновидностей пород — кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и граносиенитов, что позволяет рассматривать эти массивы и комплексы, как гранитоидные. Их исследования связаны с именами А.Я.Булынникова [2], Ю.А.Кузнецова [8], А.Д.Шелковникова [24], Г.В.Полякова [11], А.Н.Дистановой [3, 4], Л.В.Алабина [1], Г.В.Пинуса [12], Г.С.Федосеева [19], А.Е.Телешева [18], В.Л.Хомичева [20—23], В.И.Геря и др.

Геологическая позиция и определения абсолютно-го возраста позволили считать гранитоиды нижнепалеозойскими, связанными с салаиро-каледонским циклом тектогенеза. Согласно последним обобщениям их возрастной уровень принимается разными исследователями для различных массивов от раннего кембрия до позднего силура.

Представления о близкой одновременности нижнепалеозойских гранитоидов были убедительно

подтверждены изотопными определениями возраста [15]. Они показали, что нижнепалеозойские гранитоиды разных регионов внедрялись в течение некоторого довольно значительного интервала времени.

Петрографически гранитоиды одного комплекса и даже одного массива часто оказываются достаточно многообразными, что при недостаточности достоверных наблюдений над прямыми взаимоотношениями пород вызывает противоречивые петрологические представления разных геологов, вплоть до диаметрально противоположных. Отнесение гранитоидов к единой раннепалеозойской гранитоидной формации прямо не оспаривается, но на протяжении всей более чем 50-летней истории их исследования предлагаются различные варианты их расчленения, учитывающие некоторые различия в основности и щелочности пород и часто спорные соотношения с достаточно надежно стратифицированными геологическими телами.

В качестве меры неопределенности состава и принадлежности гранитов можно указать на тот факт, что в справочнике по петрохимии магматических формаций [10] разные комплексы и массивы нижнепалеозойских гранитоидов Алтае-Саян отнесены к пяти формациям: тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой, диорит-гранодиоритовой, гранитовой, лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой.

Почти 50-летняя история исследования гранитоидов привела к накоплению нескольких тысяч полных силикатных химических анализов. Особо в этой работе нужно отметить заслуги В.Л.Хомичева, при содействии и прямом участии которого выпущены многочисленные сводки по различным интрузивным комплексам Алтае-Саянской складчатой области. К

сожалению, в этих сводках не всегда согласованы петрохимические и геолого-петрографические данные и петрохимические классификации выделяются в основном по двум параметрам: содержанию кремнезема и щелочей. Авторы работы [10] предлагают использовать и используют при петрологическом анализе и классификациях метод главных компонент, но применяют его для всего спектра интрузивных пород, заранее сгруппированных по содержанию SiO_2 и щелочей.

Автор попытался с помощью метода главных компонент и сопутствующих методов многомерного анализа данных исследовать гранитоидный спектр пород нижнепалеозойских интрузий Алтае-Саян, создав соответствующую базу данных и используя накопленный ранее опыт исследования диорит-гранитных интрузий Восточного Саяна [16]. В анализ были вовлечены гранитоиды Шиндинского и Беллыкского плутонов, Бuedжульского, Верхнесыдинского, Кордовского, Канзыбинского и других интрузивных массивов Восточного Саяна, типовые гранитоидные массивы Кузнецкого Алатау: Саралинский, Кожуховский, Центральнинский, Улень-Туимская группа массивов, Федотовский, Ургадатский, Дудетский, Аскизско-Есинская группа массивов, Карлыгановский, Тигертышский, Тельбесский, Мустагский, Ольгинский, главные гранитоидные массивы Танну-Ольского комплекса Тувы.

При проведении анализа автор исходил из того, что химический состав наиболее точно отражает все

особенности интрузивных пород и изменчивость их минерального состава. Вещественный состав гранитоидов однозначно связан с условиями их образования и любые, тем более кардинальные изменения условий их внедрения и вообще способов становления, отражаются на химическом составе пород.

Составы гранитоидов, вовлеченных в анализ, ограничены нижним содержанием SiO_2 60%. В итоге общий объем выборки индивидуальных анализов нижнепалеозойских гранитоидов Алтае-Саянской области составил около 900 (табл. 1). При рассмотрении состава гранитоидной породы как бинарной системы (на бинарных диаграммах типа кремнезем—щелочи) и даже как тетраэдрической системы, по А.Н.Заварицкому, различия условий их образования могут не выявляться. Если рассматривать интрузивную породу как статистически многомерную систему, то влияние конвергентности [13], как полагает автор, может быть ограничено.

Предложенный для петрохимического анализа метод главных компонент [10] при всех его ограничениях, дает возможность не только оценить главные направления изменчивости состава пород, но и на основании выявленной структуры многомерной системы позволяет предположить причины этой изменчивости, способствует возможности объективной классификации пород и при этом ограничивает субъективизм геологических решений. Несмотря на то, что метод главных компонент не делает обязательных предположений о формах распределения [17], для

1. Средний химический состав массивов нижнепалеозойской гранитоидной формации каледонид Алтае-Саянской складчатой области для пород, содержащих SiO_2 60%

Оксиды	Восточный Саян		Кузнецкий Алатау		Восточная Тува		Все регионы	
	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение
SiO_2	71,65422	3,723157	66,72550	3,794855	67,93296	3,513450	68,43630	4,371115
TiO_2	0,33836	0,225231	0,45133	0,229660	0,47012	0,163168	0,41638	0,229265
Al_2O_3	13,94704	1,469366	16,02984	1,468618	14,81432	1,487712	15,24226	1,755655
Fe_2O_3	1,03422	0,711197	1,71432	1,113372	1,54543	0,634460	1,47804	1,010121
FeO	2,32634	1,114213	2,32069	1,070918	2,77222	1,081507	2,36390	1,092620
MnO	0,07027	0,046561	0,07600	0,061328	0,07407	0,032969	0,07397	0,054783
MgO	0,66111	0,491026	1,22086	0,843138	1,27153	0,735193	1,04377	0,782532
CaO	1,65084	1,008817	2,91738	1,401570	3,78580	1,199058	2,58576	1,444326
Na_2O	4,20526	0,807704	4,47798	0,932066	3,51111	0,656934	4,30085	0,914117
K_2O	3,40753	1,218905	3,06793	1,365075	2,22359	1,251439	3,10082	1,346006
P_2O_5	0,09138	0,120114	0,17087	0,248865	0,12597	0,082782	0,14095	0,206781
ППП	0,64529	0,423513	0,85687	0,542231	1,10886	0,552556	0,83076	0,532162
Число анализов	287		516		81		884	

2. Средний химический состав основных петрографических групп пород

Оксиды	Диоритоиды		Гранитоиды		Сиенитоиды	
	Среднее	Стандарт	Среднее	Стандарт	Среднее	Стандарт
SiO ₂	64,83	2,88	72,98	2,14	67,42	2,62
TiO ₂	0,56	0,21	0,24	0,13	0,44	0,20
Al ₂ O ₃	16,09	1,37	13,68	1,14	16,15	1,43
Fe ₂ O ₃	1,82	0,89	0,84	0,67	1,84	1,13
FeO	3,13	0,97	1,85	0,87	1,98	0,89
MnO	0,09	0,04	0,06	0,04	0,08	0,07
MgO	1,76	0,73	0,50	0,38	0,77	0,37
CaO	4,01	0,97	1,53	0,88	2,02	0,89
Na ₂ O	4,03	0,80	4,01	0,73	5,07	0,85
K ₂ O	2,39	1,09	3,56	1,33	3,48	1,27
P ₂ O ₅	0,21	0,30	0,08	0,07	0,13	0,11
Число анализов	331		316		237	

ограничения возможных ошибок были продублированы расчеты, сделанные для исходных матриц данных и ранжированных данных с заменой содержаний оксидов их эмпирическими вероятностями, имеющими равномерное распределение. Такие варианты расчетов в программе «Статистика» оказались практически идентичными. Близкий временной интервал становления гранитоидов разных регионов позволяет в первом приближении рассматривать некоторую единую для Алтае-Саян гранитоидную систему. Анализ сводной выборки гранитоидов показал, что диорит-гранитные породные серии разных массивов и регионов достоверно не различаются по химическому составу. Формальная классификация без обучения (кластерный анализ) разделила все химические составы нижнепалеозойских гранитоидов, независимо от региональной принадлежности на три группы: диоритоидную, сиенитоидную и гранитоидную, многомерные статистические характеристики которых, приведены в табл. 2 и отражены на рис. 1.

Дисперсионный анализ устанавливает различия этих групп пород по всем пороодообразующим оксидам с доверительной вероятностью превышающей 0,95. Вместе с тем дискриминантный анализ, подтвердив в целом наличие трех групп гранитоидов, показал отсутствие четких границ между ними с общей ошибкой дискриминации превышающей 10%.

Метод главных компонент в системе из 13 главных оксидов (без фосфора и потерь при прокаливании) выявил две главные компоненты, определяющие 56% изменчивости гранитоидов. Первая главная компонента (координата) с высокой положительной на-

грузкой Si и K определила 40% изменчивости состава пород и может рассматриваться как фактор кристаллизационной дифференциации; вторая фиксирует изменчивость пород, связанную с обогащением их щелочами. Ощелачивание не связано напрямую с процессом кристаллизационной дифференциации, поскольку кремнистая и щелочная координаты ортогональны. Судя по проекции исходных петрохимических параметров на плоскость главных компонент

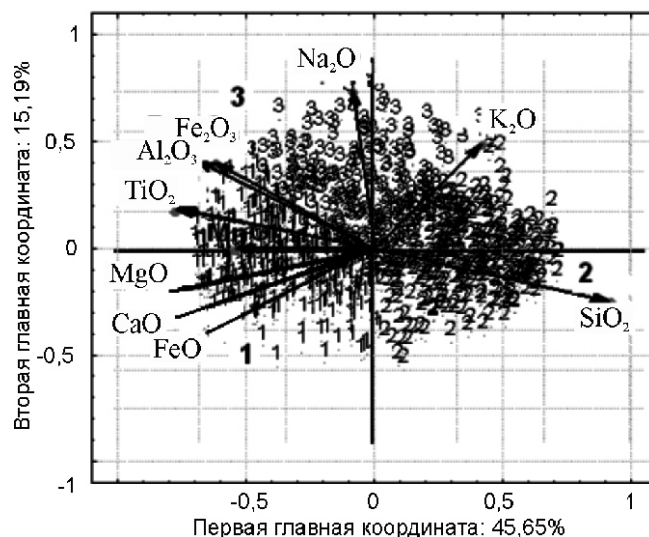


Рис. 1. Проекция петрохимических компонент сводной раннепалеозойской гранитоидной системы и векторов составов всех разновидностей пород: кварцевых диоритов (1), сиенитоидов (3) и гранитоидов (2), содержащих SiO₂ 60%, на плоскость двух главных координат

(см. рис. 1), калий более тесно связан с кремнием, внося некоторый вклад в первую главную координату и частично отражая процесс дифференциации с обогащением пород калиевым полевым шпатом. Обогащение пород натрием и дополнительным калием, не учтенным первой главной координатой, возможно связано с щелочным (преимущественно натровым) метасоматозом.

На компонентной диаграмме хорошо видно разделение пород гранитоидных массивов на три группы при отсутствии четких границ между полями точек гранитов, сиенитов и диоритов. Постепенные переходы между разными петрографическими типами пород, затрудняющие картирование и оценку взаимоотношений, отражают реально отмечаемые всеми исследователями постепенные переходы среди основных разновидностей гранитоидов нижнепалеозойских интрузий.

В дополнение к исследованию полной петрохимической системы гранитоидов был проведен анализ пятикомпонентной системы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$, наиболее близкой к общепринятой бинарной классификационной системе кремнезем—щелочи (рис. 2.). Структура этой системы оказалась в отношении учтенных оксидов близка к полной системе. Поля диоритоидных, гранитоидных и сиенитоидных пород в «сиалической части» системы разделились более отчетливо. Ошибка дискриминации уменьшилась до 5%. При этом петрохимические различия гранитоидных массивов разных регионов и разных массивов одного региона остались несущественными, что в целом оправдывает рассмотрение всех массивов в составе одной выборки. Если следовать статистической терминологии, то нельзя опро-

вергнуть нулевую гипотезу о равенстве составов всех массивов нижнепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Восточной Тувы. Иными словами, нет петрохимических критериев выделения нескольких нижнепалеозойских гранитоидных комплексов даже в столь сложном регионе как Кузнецкий Алатау, на примере которого Ю.А.Кузнецов с соавторами [8] выделил единую нижнепалеозойскую гранитоидную формацию.

В системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$ первая главная координата, соответствующая процессу кристаллизационной дифференциации, определила 50% изменчивости пород в направлении возрастания содержания кремнезема, коррелирующегося с калием. Калий вместе с натрием сформировали второе главное щелочное направление изменчивости. При этом натрий, как и для полной петрохимической системы, ортогонален кремнию. Подчеркивая особую роль натрового метасоматоза, представляющего собой возможно вторую позднемагматическую или постмагматическую стадию становления гранитоидов и обеспечивающего появление особой субщелочной спецификации отдельных магматических тел [3, 4, 5]. Различия нижнепалеозойских диорит-гранитных батолитов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна выявились для собственно гранитной части интрузивных тел (SiO_2 70%). В этой части гранитной системы кремний теряет связь с щелочами, сохраняя ее частично с калием лишь в массивах Кузнецкого Алатау. В магматических телах Восточного Саяна самостоятельная субщелочная группа гранитоидов и диоритов при формальной классификации вообще не обособляется.

Исследование диоритовых и гранитных контактов интрузивных массивов указывает на их активное взаимодействие с вмещающей средой, выражающейся в метаморфизме, гранитизации и диоритизации [1, 6, 14, 19], что приводит даже к представлениям об автохтонной природе диоритовых и гранитных массивов и об очень длительном (не один десяток миллионов лет) периоде их становления [2], подтверждающимся изотопными датировками [14].

Наблюдения над диоритовыми контактами в пределах рудных полей [6] позволили предположить, что диоритизация вулканитов и артеритовый тип внедрения расплавов, возможно, связаны с состоянием высокой обводненности областей становления интрузий и особенно зон контактов предынтрузивными растворами, способствовавшими активному взаимодействию интрузии с вулканитами и осадками. Следы предынтрузивных гидротермальных систем в виде зон пропилитизации сохранились в ряде регионов Алтае-Саянской складчатой области [16]. Взаимодействие глубинных растворов и активные интрузивные контакты, возможно, являются решающими факторами локализации железных, золотых и медно-молибденовых руд. Это кажется справедливым для большинства скарновых железорудных месторожде-

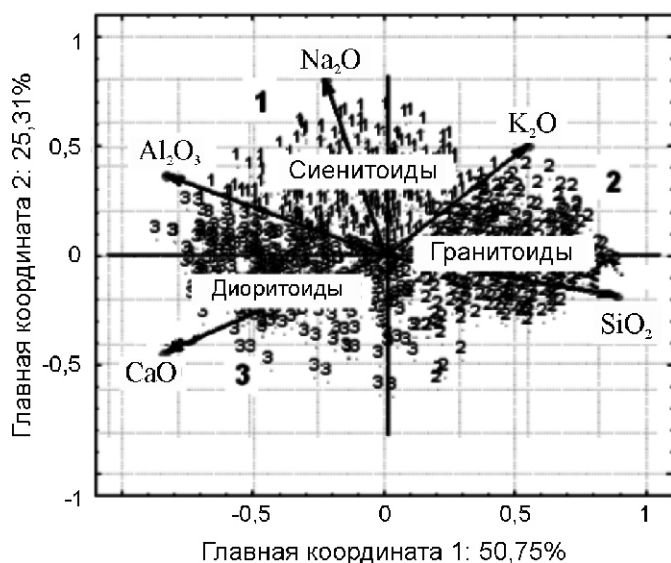


Рис. 2. Проекция векторов составов всех диоритоидов (3), сиенитоидов (1) и гранитоидов (2), содержащих SiO_2 60%, на плоскость двух главных координат, определяющих более трех четвертей изменчивости в системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O}$

ний Ирбинско-Краснокаменского, Казырского и Кизирского районов Восточного Саяна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Центральнинский район Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау)/ Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. —М.: Наука, 1971. С. 189—213.
2. Булытников А.Я. Краткий отчет о геологических работах в Ольховско-Чибихевском золоторудном районе Минусинского уезда в 1924 году / Известия сибирского отделения геологического комитета. 1925. VI. Вып. 1. С. 1—39.
3. Дистанова А.Н., Богнибов В.И. Сравнительная характеристика раннепалеозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау / Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. —М.: Наука, 1971. С. 332—338.
4. Дистанова А.Н., Телешев А.Е. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 8. С. 817—832.
5. Довгаль В.Н., Богнибов В.И., Широких В.А. О главных факторах повышения щёлочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау / Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. —Новосибирск: Наука, 1975. С. 23—48.
6. Князев Г.Б. Особенности диоритовых интрузий в рудных полях метасоматических магнетитовых месторождений / Петрология магматических и метаморфических комплексов. —Томск, 2002. С. 121—124.
7. Князев Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм области сопряжения Западного и Восточного Саяна / Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. —Екатеринбург, 2004. С. 341—344.
8. Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. —М.: Наука, 1971.
9. Кузнецов Е.А. К вопросу о генетической связи щелочных пород с ультраосновными и кислыми породами / Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. —М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 258—259.
10. Орлов Д.М., Липнер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций. —Л.: Недра, 1991. С. 148—161.
11. Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. —Новосибирск: Наука, 1971.
12. Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). —Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1981.
13. Поспелов Г.Л. О проблеме конвергенции в петрографии и геологии / Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. —М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 260—241.
14. Раген Э. Плутонические породы. —М.: Мир, 1972. С. 55—73.
15. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области / Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. —Томск, 2001. С. 201—207.
16. Синяков В.И. Процессы пропилитизации на скарново-магнетитовых месторождениях Горной Шории // Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. —М.: Наука, 1974. С. 138—147.
17. Справочник по прикладной статистике. Т. 2. —М.: Финансы и статистика, 1990. С. 205—239.
18. Телешев А.Е., Федосеев Г.С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов Беллыкского комплекса // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. —М.: Наука, 1971. С. 148—168.
19. Федосеев Г.С. Петрология Шиндинского гранитоидного Плутона (Восточный Саян). —М.: Наука, 1969.
20. Хомичев В.Л., Алабин Л.В., Курмей А.Е. Центральный массив — эталон мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). —Новосибирск, 1994.
21. Хомичев В.Л., Васильев Б.Д., Хомичева Е.С. Солгонский массив — эталон мартайгинского комплекса на восточном склоне Кузнецкого Алатау. —Новосибирск, 1993.
22. Хомичев В.Л., Воробьев В.Н., Даценко В.М. Ольховский массив — эталон ольховского комплекса (Восточный Саян). —Новосибирск, 1992.
23. Хомичев В.Л., Мазуров М.П., Хомичева В.С. Кордовско-Канзыбинский эталон беллыкского комплекса (Восточный Саян). —Новосибирск, 1996.
24. Шелковников А.Д. Основные черты петрологии и металлогении Ольховского гранодиорит-плагиогранитного комплекса / Новые данные по геологии юга Красноярского края. —Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1963. С. 224—250.

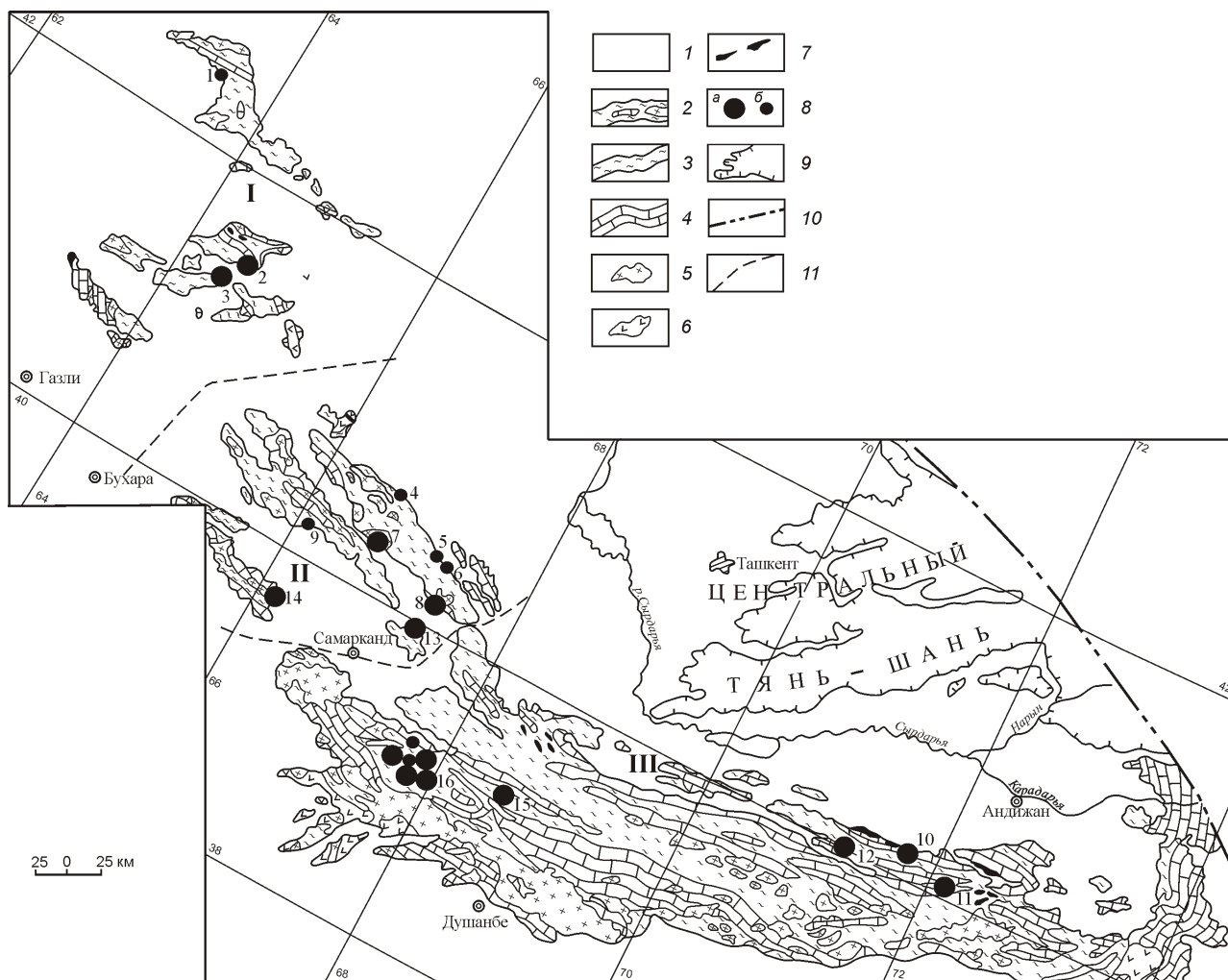


Рис. 1. Геоморфоструктура западной части Южного Тянь-Шаня. В границах СНГ:

1 — относительно выровненная часть рельефа, часто ассоциирующаяся с мезозойско-кайнозойским и четвертичным комплексом геологических образований; 2 — возвышенная часть рельефа, ассоциирующаяся (преимущественно) с до-мезозойским комплексом геологических образований; 3 — алевролитно-сланце-пластическая (динамическая) масса; 4 — карбонатный структурно-вещественный комплекс; блоки: 5 — гранитоидов, 6 — эффузивов, 7 — базит-ультрабазитов; 8 — рудные объекты промышленной значимости (а) и рудопоявления, мелкие месторождения (б): 1 — Айтым (золоторудный), 2 — Мурунтау (золоторудный), 3 — Амантайтау (золоторудный), 4 — Кошар (золоторудный), 5 — Даристан (золоторудный), 6 — Михин (золоторудный), 7 — Зармитан (золоторудный), 8 — Койташ (вольфрамоворудный), 9 — Алтын-Казган (золоторудный), 10 — Кадамджай (сурьмянорудный), 11 — Чаувай (ртутно-сурьмяный), 12 — Хайдаркан (ртутно-сурьмяно-флюоритовый), 13 — Марджанбулак (золоторудный), 14 — Ингички (вольфрамоворудный), 15 — Джжикрут (сурьмяно-ртутный), 16 — Шинг-Магианский рудный район (золотовольфрамово-сурьмяно-ртутный); 9 — блоки образований домезозойского возраста; 10 — Таласо-Ферганский сдвиг; 11 — условные границы между секторами

мя результаты изучения рудных объектов дают основание предполагать более сложный динамический характер распределения геологических образований этого пояса как по латерали, так и по вертикали.

В плане Южный Тянь-Шань представляет собой дугообразную систему горных хребтов, разделенных на три сектора: Кызылкумский, Нурата-Зирабулакский и Алай-Зеравшано-Гиссарский (рис. 1), отличающихся друг от друга изменениями рельефа поверхности (высотными отметками, параметрами, конфигурацией возвышенностей, а также геологическим строением и металлогенической специализацией).

Возвышенности Южного Тянь-Шаня сложены песчано-сланцевыми, карбонатными и магматогенными комплексами домезозойского возраста с разной степенью дислоцированности и метаморфизма, содержащими промышленные скопления золоторудной, золотосеребряной, ртутно-сурьмяной, вольфрамовой и полиметаллической минерализации, а также мезозойско-кайнозойскими и четвертичными образованиями с редкометалльными объектами. В пределах рудных объектов проведена геолого-структурная съемка с учетом данных подземных горных выработок, колонковых и шарошечных скважин.

Автор статьи в 1966—2007 гг. в составе тематических групп САИГИМС (с 1994 г. Институт минеральных ресурсов Республики Узбекистан), Хайдарканской ГРП (Южно-Киргизская ГРЭ), Джизакской (позднее Галляаральской ГРЭ, ПГО «Самаркандгеология»), проводил детальные геолого-структурные исследования на рудных месторождениях Средней Азии. Использовались материалы геологоразведочных экспедиций Южно-Киргизской, Северо-Киргизской, Магианской, Галляаральской, Даугызтауской, Кокпатасской, Кызылкумской, горнообогатительных комбинатов Хайдарканского, Кадамджайского, Джизикрутского, а также Марджанбулакской золотоизыскательской фабрики. По колонковым скважинам в мезозойско-кайнозойских образованиях фиксировались мощность, литологические разности, контактовые поверхности. При этом учитывалась морфоструктура современного рельефа и осуществлялась корреляция четвертичных, мезозойско-кайнозойских и домезозойских образований. При изучении домезозойских комплексов использовалась количественная оценка литологических разностей как по подземным горным выработкам, так и по скважинам колонкового и шарошечного бурения.

Так, в Центральных Кызылкумах, для которых характерно наиболее сложное геологическое строение домезозойского комплекса (ввиду чрезвычайно частой перемежаемости песчано-сланцевого материала), применялась количественная оценка литологических разностей по керну и шламу буровых скважин, а также по горным выработкам; качественная оценка характеризовала углефицированность этих образований. Количественно оценивались кварцевая, сульфидная и золоторудная минерализация, окolorудные изменения, контуры которых затем отстраивались методом изолиний. Были составлены таблицы насыщенности той или иной минерализацией, окolorудных изменений, где фиксировались количество пересечений, суммарная и средняя мощности того или иного признака как по отдельной скважине, так и по объекту в целом. Затем были составлены планы поверхности, горизонтов, разрезы, отражающие морфоструктурные и кинематические особенности геологических, в т.ч. минерализованных и углефицированных образований.

Проведенные исследования в хорошо изученных рудных районах позволили выявить важнейшие черты геодинамических преобразований в разновозрастных геологических комплексах, характеризующих форму, состав и взаимоотношения резко различных структурно-вещественных неоднородностей как по вертикали, так и по горизонтали. При этом использовались материалы дистанционных съемок и геофизические данные.

На примере Кызылкумского, Нуратинского, Зеравшано-Гиссарского и Южно-Ферганского рудных районов была установлена упорядоченность в мор-

фоструктурах современного рельефа геологических, в т.ч. рудных образований.

В возвышенных частях рельефа залегают преимущественно блоковые структуры, сложенные известняками, часто джаспероидизированными, доломитами, песчаниками, магматогенными и другими компетентными образованиями. В выровненных частях рельефа развиты в основном пластичные алевролит-сланцы («черные сланцы») — бесструктурная масса с оригинальными свойствами «неразрывности» (динамичности), плейчатая, листоватая, с копьевидной или карандашной отдельностью. На поверхности эти породы картируются в виде зон, связанных с разрывными нарушениями, имеют различное залегание и ориентировку, основное распространение — глубинное. Промежуточное положение занимает оруденелый минеральный комплекс, для которого характерны вязкоупругие деформационные свойства слагающих его пород. Поэтому значительной части рудных объектов Западного Тянь-Шаня соответствуют средние для каждого из рудных районов гипсометрические отметки (Р.Р.Исанов, 1985).

К.К.Марков отмечает, что в настоящее время внегеологический подход к анализу происхождения форм рельефа уже ничем не может быть оправдан. А.А.Мещеряков рассматривает рельеф как средство познания внутреннего строения Земли и происходящих в ней глубинных процессов и призывает к углубленной разработке вопросов, лежащих на грани геоморфологии, геологии, тектоники, геофизики.

Приведенные данные указывают на упорядоченность в морфоструктурах современного рельефа геологических отложений с различными физико-механическими свойствами горных пород. Зафиксированы проявления режима тектонического растяжения, на это указывает морфоструктура жестких глыбовых образований, которая отличается резко измененными параметрами и конфигурацией поверхностей, что отражает разрыв, растяжение. Подобное явление характерно для всех жестких пород Западного Тянь-Шаня, в т.ч. рудных.

Решающее значение процессов растяжения земной коры в образовании горных цепей отмечал С.Н.Иванов (1987). Движущая сила реализуется в виде давления неразрывной алевролит-сланцевой массы, которая в пределах Южного Тянь-Шаня вмещает или подстилает самые разнообразные и разновозрастные геологические комплексы, обуславливая подвижность (динамичность) всей горной системы как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

В работе [12] подчеркивается, что и вещественный состав определяет не только геоморфологию, но и важнейшие тектонические (геодинамические) особенности рудных полей и месторождений. Материалы геолого-съемочных работ фиксируют присутствие в нижних частях разрезов региона преимущественно алевролит-сланцевого комплекса геологических об-

разований. Результаты исследований С.С.Шульца мл. (1991) и М.Г.Леорова (1993), свидетельствуют о подвижности, динамичности «фундамента активизированных платформ».

Для описываемых равнинных структур рассматриваемых регионов характерно отсутствие стратификации, складчатости, разломообразующих структур и интрузивных контактов. Это подтверждается преимущественным размещением в возвышенных частях рельефа глыбово-обломочных разновозрастных жестких блоковых структур в бесструктурной, пластической алевролитно-сланцевой массе, залегающей в выровненных (опущенных) частях рельефа. В пределах ртутно-сурьмяных объектов Средней и Юго-Восточной Азии [12] выделяются плотные, компетентные, рудовмещающие известняки и доломиты с их характерным многоярусным распределением в пластичных сланцах. А.В.Лукьянов (1980) отмечает широкое развитие деформаций в литосфере, не сводящихся к складко- и разломообразованию. Подчеркивается антистратиформный характер разреза кристаллической части континентальной земной коры (Е.В.Карус, Ю.М.Саркисов, 1986). В частности, в Западной Сибири серпентинизированные ультрабазиты, подстилающие или вмещающие более жесткие глыбы гранитоидов характеризуются как «плавающие» более плотные образования (Ю.М.Саркисов и др.).

Не отрицая роли глубинных разломов в формировании структур земной коры, ученые (А.В.Пейве, 1967; П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова, 1988) отмечали большое их количество на геологических картах, чрезвычайно усложняющее тектоническую структуру и вызывающее сомнение в их существовании. В ряде работ исчезла структурная выраженность глубинных разломов, так как именно этим стали объяснять (без достаточных оснований) и положение обширных полей магматических образований, и не всегда ясные зоны геофизических аномалий и плохо изученные стратиграфические и фациальные взаимоотношения и многие другие явления». Есть сомнения в существовании самих глубинных разломов через всю литосферу (С.Н.Иванов, 1987). В.Г.Гарьковец (1969) отрицал роль глубинных разломов как рудоподводящих каналов применительно к золоторудным месторождениям Западного Узбекистана. Стратиграфические разрезы и геологические структуры даже хорошо сближенных между собой хребтов часто не увязываются, что позволяет геологам строить самые разные, подчас взаимоисключающие варианты их толкования (П.Ф.Иванкин, Н.И.Назарова, 1988 и др.). В Юго-Западном Памире А.В.Пейве с соавторами отмечают широкое развитие будинажа и отсутствие стратификации в положении будин.

По данным А.И.Гончарова, проводившего съемку масштаба 1:50 000 в районе Хайдарканского рудного поля (Южно-Ферганский рудный район), наблюдается чрезвычайная изменчивость литолого-стратигра-

фических разрезов, выражающаяся в резком различии мощностей и наборе стратиграфических единиц. О возрасте и взаимоотношениях магматических образований, по его мнению, судить очень трудно. Однако, по данным Г.А.Тереховой, диабазовые дайки и штоки в ряде случаев обнаруживают свой пред- и внутрирудный возраст, который, по определениям Н.Б.Баринковой, анализировавшей гидрослюдь кинноварьсодержащего цемента брекчий, соответствует верхнему палеозою. В Зеравшано-Гиссарском рудном районе Ю.В.Финкельштейн (1986) указывает на отсутствие каких-либо заметных контактовых изменений лампрофиров с палеозойскими породами песчано-сланцевого и кремнисто-карбонатного составов. Возраст гипербазитов остается предметом острых дискуссий (Р.Н.Абдуллаев с соавторами, 1989). Данные о протрузивной природе гипербазитов в ряде районов подтверждаются С.Д.Куренковым (1983).

Морфоструктурные взаимосвязи рельефа поверхности Земли и геологических образований. В.Г.Бондарчук образование геологических структур и рельефа понимает как единый процесс и в связи с этим делает вывод о том, что по геоморфологическим признакам может быть расшифрована сама геоструктура. Рассмотрим эту проблему на примере западной части Южного Тянь-Шаня.

Кызылкумский сектор характеризуется низкогорным рельефом с преимущественным развитием мезозойско-кайнозойских образований, где домезозойские комплексы представлены «островными» выходами с абсолютными отметками (в м): горы Кульджуктау 785, Ауминзатау 694, Бельтау 553, Амантайтау 411, Джетымтау 612, Тамдытау 974, Букантау 764. Наивысшая высотная отметка приходится на горы Тамдытау. Возвышенные части рельефа перечисленных возвышенностей сложены преимущественно жесткими образованиями: кварц-полевошпатовыми песчаниками, гранитоидами, карбонатными и кремнисто-карбонатными породами различной ориентировки (субширотная, северо-западная, субмеридиональная, северо-восточная), с резко изменяющимися параметрами и конфигурацией поверхностей. При этом отмечается пропорциональная зависимость между параметрами домезозойских и мезозойско-кайнозойских комплексов. Так, наибольшие параметры домезозойских выходов отмечаются в горах Букантау, где их протяженность близка к 210 км, мезозойско-кайнозойских — к 240 км. В горах Тамдытау домезозойские образования протягиваются на расстояние около 80 км (по длинной оси), мезозойско-кайнозойские — до 100 км. В горах Кульджуктау длина домезозойского комплекса составляет около 100 км, мел-палеогеновых образований — до 200 км. Вместе с тем отмечается и общая единая ориентировка домезозойских и мезозойско-кайнозойских образований на фоне верхнеплиоценовых отложений.

Приведенные данные указывают на сопряженность домезозойских и мезозойско-кайнозойских структур, сформировавшихся в после- и верхнеплиоценовое время. Покров четвертичных отложений незначителен и составляет максимум 10—15 м. В районе Центральных Кызылкумов для склоновых частей рельефа характерно присутствие жестких и пластичных разновидностей пород, представленных, как правило, алевролитопесчаниками. В относительно выровненной части рельефа, под мезозойско-кайнозойским чехлом размещается алевролит-сланцевая бесструктурная пластическая масса, распространенная на глубину. На границе возвышенного и относительно выровненного рельефа сосредоточен рудоносный структурно-вещественный комплекс, содержащий проявления золота, серебра, вольфрама и др. Уникальное золоторудное месторождение Мурунтау размещается в 16—18 км к юго-востоку от наивысшей высотной отметки гор Тамдытау — 974 м, а месторождение золота Айтым на таком же расстоянии в горах Букантау (рис. 2).

Нурата-Зирабулакский сектор. Представлен возвышенностями Северные Нуратау, Южные Нуратау, Зирабулак-Зиаэтинские и Марджанбулак. Этот сектор характеризуется резко различными параметрами домезозойских выходов на фоне широкого развития четвертичных отложений при весьма незначительном присутствии мезозойско-кайнозойских комплексов. Блоки жестких образований сложены гранитоидами, карбонатными и песчано-сланцевыми породами, характерными преимущественно для возвышенных участков рельефа. Данные породы имеют примерно одинаковое в количественном отношении распространение и единую северо-западную ориентировку. Наибольшая протяженность домезозойских выходов отмечается в горах Северные Нуратау (до 200 км). Здесь же зафиксированы и наибольшие абсолютные их отметки (2169 м). Широко распространен карбонатный комплекс, меньше — гранитоидный; фон составляют песчано-сланцевые образования с довольно сглаженными, плавными формами рельефа. Эксплуатируемые месторождения вольфрама и

золота размещаются по периферии возвышенности, преимущественно в южной пологой части рельефа. Так, месторождение золота Зармитан находится в 16—18 км юг-юго-восточнее упомянутой ранее наивысшей высотной отметки (см. рис. 2).

Несколько меньшую протяженность и высоту (наивысшая абсолютная отметка 2003 м) имеют горы Южные Нуратау, сложенные преимущественно песчано-сланцевыми разновидностями пород, менее гранитоидами и известняками. При этом их выходы (гор) имеют стреловидный облик, с острием, ориентированным в восточном направлении. Месторождения золота размещаются в основном в южной части возвышенности с пологим рельефом. Месторождение золота Алтын-Казган находится в 15—17 км южнее наивысшей высотной отметки (2003 м).

Перечисленные возвышенности имеют достаточно крутые северные склоны и относительно пологие южные. Здесь сосредоточены месторождения вольфрама, золота, полиметаллов с подчиненной значимостью ртутной, сурьмяной, оловянной

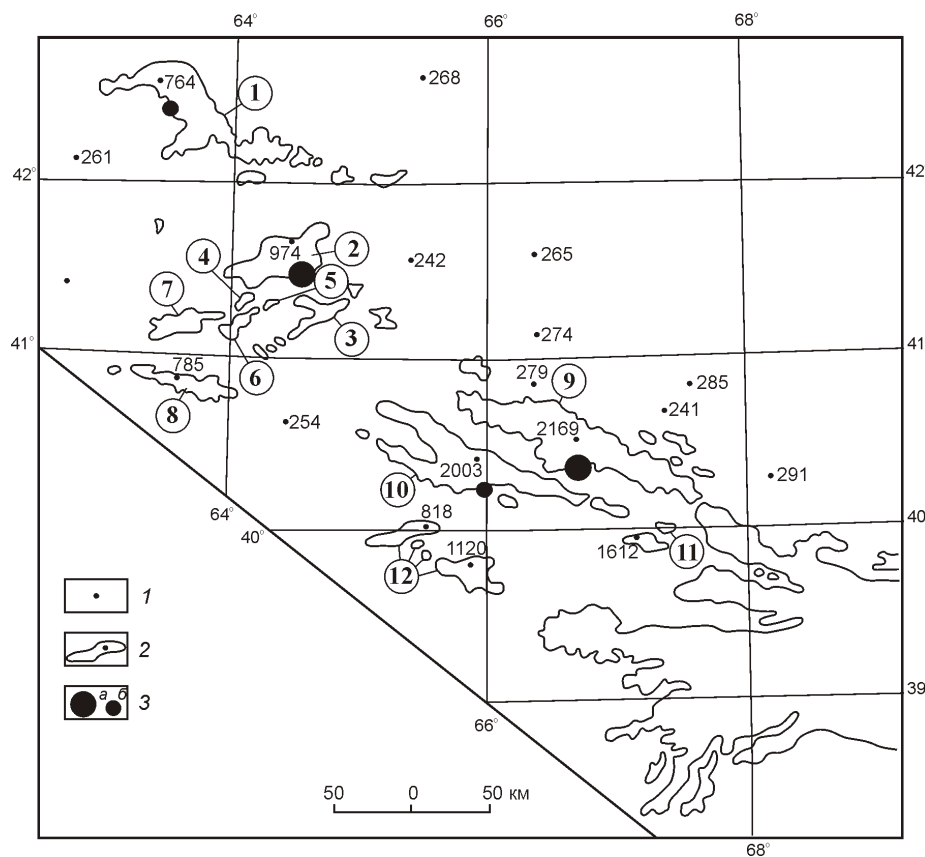


Рис. 2. Морфоструктура современного рельефа западной оконечности Южно-го Тянь-Шаня:

1 — высотные отметки рельефа поверхности; 2 — «островные» выходы образований домезозойского возраста; 3 — рудные объекты: а — мелкие и б — крупные месторождения, равно удаленные от наивысших высотных отметок рельефа поверхности Земли; «островные» выходы (цифры в кружках): 1 — Букантау, 2 — Тамдытау, 3 — Аристантау, 4 — Джитымтау, 5 — Амантайтау, 6 — Даугызтау (Бельтау), 7 — Ауминзатау, 8 — Кульджуктау, 9 — Северный Нуратау, 10 — Южный Нуратау, 11 — Марджанбулак, 12 — Зирабулак-Зиаэтинские

и железорудной минерализацией. Все эти рудные объекты размещаются в основном на границе докембрийских образований с четвертичным комплексом, причем промышленные месторождения золота и вольфрама коррелируют с участками, имеющими наибольшие видимые мощности докембрийских структур. Подобная ситуация характерна для золоторудных объектов Зармитан и Марджанбулак, вольфрамовых — Ингички и Койташ, что может свидетельствовать о специфических тектонических условиях, характерных и для рудоносных участков (важный поисковый признак). Здесь же отмечается и другая особенность: размещение промышленных объектов золота и вольфрама в горах Северные Нуратау только на южных склонах, обладающих пологим рельефом (Зармитан, Койташ), тогда как в пределах крутых северных склонов, выявлены лишь пункты минерализации и рудопроявления (Кошар, Даристан, Михин и др.). Подобная ситуация установлена и в пределах гор Южные Нуратау, где локализовано золоторудное месторождение Марджанбулак (южные пологие склоны).

Несколько иная картина характерна для Зирабулак-Зиаэтдинских гор (наивысшая абсолютная отметка 1120 м). Здесь, на фоне четвертичных отложений соседствуют блоки гранитоидов, карбонатных пород, песчано-сланцевых образований, а также мезозойских и кайнозойских отложений с причудливой конфигурацией, выпуклой стороной ориентированной в южном, юго-восточном направлениях. Наибольшие параметры выходов докембрийских образований составляют здесь до 60 км. Крупный вольфрамоворудный объект Ингички приурочен к северо-восточным склонам указанных возвышенностей.

Таким образом, между родственными в генетическом отношении скарново-вольфрамовыми объектами Ингички и Койташ намечаются динамические взаимосвязи, которые могут характеризоваться разрывом некогда существовавшей единой рудной зоны и перемещением разорванных частей по горизонтали в субмеридиональном направлении, тогда как геологические комплексы хр.Южные Нуратау, представленные в основном песчано-сланцевыми образованиями рифей-нижнепалеозойского возраста, выполняли раздвиговое пространство по вертикали. Перемещение разорванных блоков составило до 100 км по горизонтали в северо-восточном направлении.

Алай-Зеравшано-Гиссарский сектор характеризуется высокогорным рельефом, местами с мягкими формами и присутствием магматогенных, карбонатных и песчано-сланцевых образований, при решающем преимуществе карбонатных и сланцевых пород. Южная часть этого сектора более высокогорная (наивысшая абсолютная отметка 5489 м — Зеравшанский хребет), в северных хребтах — ниже (в Нуратау-Зирабулакском секторе наблюдается обратная картина). Карбонатные жесткие образования слагают в основ-

ном осевые части хребтов, песчано-сланцевые характерны для склоновых форм рельефа, а преимущественно сланцевый комплекс слагает речные долины Зеравшана, Кашкадарьи, Джиндыдарьи и др. Основные рудные объекты: ртутные, сурьмяные, вольфрамовые, золотые, флюоритовые. Исключение составляют площади, расположенные в непосредственной близости Южного Тянь-Шаня с Памиром. Таковыми являются Шинг-Магианский рудный район, участки Джижикрутского, Хайдарканского, Кадамджайского и Чаувайского рудных полей, в которых сланцевые пластичные образования перекрывают жесткие карбонатные структуры или расслаивают их, образуя многоярусность. Подобная дисгармония в пределах Южно-Ферганского и Зеравшано-Гиссарского рудных поясов обусловлена взаимодействием пластической динамической геомассы с комплексами пород, насыщенными ртутно-сурьмяным оруденением и другой гидротермальной минерализацией. Высокая степень анизотропии рудоносных структур способствует разрыву на мелкие блоки (обломки) и перемещению их пластической динамической геомассой на значительные расстояния по горизонтали и вертикали.

В.И.Верхов, изучая разобщенность Нижнего и Основного участков месторождения Джижикрут, впервые обратил внимание на решающее значение пострудных деформаций для рудных месторождений Таджикистана. Позже такие явления были установлены также в пределах Алайско-Туркестанской горной системы.

Морфокинематическая направленность блоковых структур. В пределах возвышенности Амантайтау (Центральные Кызылкумы) промышленные золоторудные объекты Амантайтау и Северный Амантайтау расположены на расстоянии 4 км друг от друга субмеридионально: первый — в возвышенной и опущенной частях рельефа; второй — в опущенной. По данным ряда исследователей (П.А.Мухин и др., 1978; Д.Ф.Капустин и др., 1978, 1980; Н.Я.Гурейкин и др., 1981; А.К.Воронков и др., 1983; В.П.Матяш, 1985; Ю.М.Федюкин и др., 1985; В.Г.Яковлев и др., 1985; С.Н.Дегтярев и др., 1988), в пределах указанной площади установлены докембрийские О—S (?), мезозойские K₂ и четвертичные образования. Для докембрийских комплексов отмечается присутствие кремней, гравелитов, алевролитов, сланцев, имеющих пестроцветную окраску и мелкоблоковое строение. Наиболее отличительная черта этого комплекса — наличие будинированных песчаников, алевролитопесчаников, кварцевых тел в алевролитовой (алевролитосланцевой) массе зеленовато-серого цвета. Мезозойские отложения развиты вокруг выходов палеозойского фундамента и представлены отложениями верхнего мела (мергели, песчаники, глины мергелистые, слабосцементированные песчаники, пески, алевролиты). Мощность этих образований до 300 м.

В основании их разреза отмечается субгоризонтальное тектоническое нарушение, мощностью 1—3 м, представленное связующей массой ярко красного и вишневого цветов с обломками разнообразной сортировки — песчаников, алевролитопесчаников, кварцевых и сульфидных тел. Четвертичные образования мощностью 0,5, редко до 10—15 м, представлены супесями, суглинками, глинами, щебнем, галькой, и золотыми песками, которые образуют ветвисто-блоковые структуры с резко изменяющимися параметрами и конфигурацией. Вытянутость блоков север-северо-восточная, субмеридиональная, реже север-северо-западная. Магматические породы на поверхности не установлены, однако на глубинах 60—300 м скважиной вскрыты спессартиты (С.Н.Дегтярев и др., 1988).

На основании дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:33 000 (Г.С.Ермолаев, Р.Г.Галеев, 1985) северной, перекрытой части месторождения Амантайтау, выявлен ряд обособленных блоковых структур, сопровождаемых дугообразными нарушениями. По морфологии, внутреннему строению и направленности эти структуры аналогичны рудоносным образованиям детально разведываемого объекта. Один из выделенных участков и представляет собой месторождение Северный Амантайтау.

По результатам гравиметрической съемки масштаба 1: 10 000 составлена схема тектонического строения описываемых участков с элементами прогноза на золотосеребряное оруденение (Г.В.Касавченко, П.В.Храмышкин, 1987). В качестве главных элементов по локальным аномалиям с избыточной и пониженной плотностью выделен ряд линейных зон смятия и трещиноватости субширотного, юго-восточного и северо-восточного простирания, характеризующихся дифференцированными гравиметрическими полями (перемежаемость локализованных аномалий с избытком и недостатком плотности и переходных градиентных зон).

Предварительной разведкой месторождения Амантайтау выявлено 4 рудных тела (Д.Ф.Капустин, Ю.Н.Зверев, Р.Г.Галеев, С.Н.Пак, Ю.А.Федюкин, 1985): одно — в опущенной и три — в возвышенных частях рельефа.

Геохимическими исследованиями установлено (Ю.Н.Шашорин, 1980; Д.Ф.Капустин, 1980; Н.Я.Гурейкин, 1981), что ореолы элементов-спутников золота поискового значения не имеют, так как не выходят за пределы золоторудных тел. Ранее П.А.Мухин (1978) отмечал «стерильность» в отношении минерализации за пределами рудоносных образований. Исследованием вещественного состава руд и метасоматитов, проведенным Ч.Х.Арифуловым (1979) на одном из золоторудных объектов рудного района, установлено весьма слабое развитие процессов гидролиза и кислотного выщелачивания рудовмещающих образований. Комплекс структурно-текстур-

но-минералогических преобразований включает (Г.П.Пергат, В.Ф.Проценко и др. 1988) альбитизацию, хлоритизацию, окварцевание, серицитизацию, пиритизацию и карбонатизацию. Промышленная ценность руд обусловлена двумя продуктивными парагенетическими ассоциациями: золото-(арсенопирит)-пиритовой (в т.ч. колчеданной) и золото-пирит-арсенопирит-кварцевой. Колчеданные руды представлены тектоническими фрагментами линз протяженностью до 15 м и мощностью до 3 м. Содержание золота в линзах колеблется от первых единиц до первых сотен граммов на тонну, содержание серебра не превышает первых единиц граммов на тонну. Мощность рудных залежей 1—30 м. Содержания золота неравномерны как по простиранию, так и по падению — от следов до 1061 г/т. Главным полезным компонентом является золото, попутным — серебро, редкоземельные элементы (Н.П.Ермолаев, Н.А.Созинов, 1986). Основные концентраторы золота — пирит и арсенопирит в первичных рудах; ярозит и гидроксиды железа — в окисленных.

Использование количественной и качественной оценки рудоконтролирующих факторов по горным выработкам и буровым скважинам на месторождениях Амантайтау и Северный Амантайтау позволило установить:

общую неравномерность распределения геологических образований как по простиранию, так и на глубину. Это выражается в глыбово-обломочном размещении песчаников, алевролитопесчаников, кварцевой, сульфидной и золоторудной минерализации в бесструктурной, пластической алевролитосланцевой массе;

локальную упорядоченность этих же тел. В верхних частях рельефа (разреза) преобладают песчаники и алевролитопесчаники, в нижних — алевролитосланцы. Отсутствие следов переслаивания и рудоконтролирующих разрывных нарушений в алевролитосланцевой пластической массе и приуроченность наиболее углефицированных образований к жестким разрывно-глыбовым структурам;

качественную и количественную взаимосвязь морфоструктуры современного рельефа и геологических образований. Так, в опущенной части выделяется одна структура песчаников, и к ней приурочено рудное тело 8, а в приподнятой — три структуры песчаников, к которым приурочены рудные тела 1, 2, 3, 4. Наиболее выдержанной как по падению, так и по простиранию является рудоносная структура в опущенной части рельефа. Максимальная изменчивость содержаний, параметров и конфигураций поверхностей наблюдается у рудоносных блоков, приуроченных к возвышенным частям рельефа. Для этих позиций характерны крутопадающие рудные тела в приповерхностной части и пологозалегающие — на глубине. В опущенной же части развиты многочисленные мелкоблоковые рудоносные структуры субгори-

зонтального залегания, приуроченные к границе с мезозойскими образованиями. Кварцевая и золоторудная минерализация преимущественно распространена в верхних частях разрезов, сульфидная — в нижних. Это важный фактор, используемый для прогнозирования скрытого оруденения.

Обработка данных о мощностях мезозойско-кайнозойских и четвертичных образований позволила установить: 1) блоковость в строении рельефа как в опущенных, так и в приподнятых частях; 2) ориентировку блоков в север-северо-западном направлении; 3) конфигурацию блоков — изогнутую, ломаную, реже волнистую и плавную; 4) в опущенной части рельефа стреловидную форму островных жестких образований. В целом морфоструктура рельефа поверхности месторождения Амантайтау характеризуется преобладанием дугообразных, разрывно-глыбовых и стреловидных форм.

Заключая изложенное, подчеркнем, что морфокинематические структуры поверхности рельефа, геологических, в т.ч. кварцевых, сульфидных и рудоносных образований, аналогичны, что свидетельствует о единстве геодинамического процесса при их формировании.

Таким образом, изучение рудных месторождений, выявленных в пустынных районах Северо-Западного Тянь-Шаня, позволило выявить геодинамическую упорядоченность в рельефе поверхности геологических образований разного возраста и увязать этот фактор с позицией рудных месторождений. Это один из косвенных признаков, используемых при прогнозировании скрытого оруденения. Желательно было бы провести исследование этой проблемы на примере отдельных регионов Российской Федерации (Алтай и др.).

Автор благодарен Н.В.Федорчук, Л.С.Сущинскому за ряд ценных замечаний, а также В.П.Федорчуку, который еще при жизни смог помочь автору в обсуждении проблем, раскрывающихся в статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов С.О. Глубинные термодинамические условия и динамика земной коры Средней Азии. —Ташкент, 1988.
2. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. —Ташкент, 1985.
3. Ермолаев Г.С., Зюзина Т.А., Гликман И.Е. Структурно-вещественная дисгармония в домезозойских образованиях Центральных Кызылкумов // Разведка и охрана недр. 1993. № 4. С. 16—17.
4. Коннов Л.П., Вировец В.В. Основные черты тектоники и рудоносность мезозойских и кайнозойских отложений Средней Азии. —Ташкент, 1981.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез в подвижных поясах). —М.: Недра, 1987.
6. Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Советская геология. 1989. № 10. С. 47—58.
7. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. —М.: Недра, 1988.
8. Пак В.А. Геодинамика новейшего орогена (на примере Памира и Южного Тянь-Шаня). —Ташкент, 1985.
9. Рыжков О.А., Закиров Э.Р. Принципы структурно-тектонического районирования Тянь-Шаньского постплатформенного новейшего орогена // Принципы тектонического структурно-формационного районирования Средней Азии. —Ташкент, 1977. С. 176—178.
10. Степанов И.Н. Формы в мире почв. —М.: Наука, 1986.
11. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25—38.
12. Федорчук В.П. Экспертная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. —М.: Недра, 1991.
13. Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). —Л.: Недра, 1979.

Определение константы фотолитической диссипации гидросферы и ее потерь в фанерозое и докембрии

В.В.ОРЛЕНОК (Балтийский федеральный университет им.И.Канта; 236040, г.Калининград, ул.А.Невского, д.14)

На основе процесса диссоциации (фотолиза) атмосферной воды, испаряемой над океаном, исследуется диссипативные свойства важнейшего элемента географической оболочки — земной гидросферы. Определены константа фотолиза и ее нормированное значение для различных спектральных классов Солнца, позволяющие находить безвозвратные потери воды на различных этапах геологической истории. Рассчитанные объемы диссипировавшей воды сравнимы с объемом воды в современном Мировом океане. При отсутствии механизма фотолиза уровень океана превышал бы современный на 3 км. В результате все континенты оказались бы под водой, и на Земле была бы другая география и другая цивилизация.

Ключевые слова: константа фотолиза, гидросфера, океанизация, Мировой океан, эндогенная вода, докембрий, фанерозой.

Орленок Вячеслав Владимирович, VOrlenok@kantina.ru

Determination of the constant of a photolytic dissipation of hydrosphere and its losses in Phanerozoic and Precambrian

V.V.ORLENOK

Dissipative properties of the Earth hydrosphere as the most important component of the geographical cover have been studying based on processes of atmospheric water dissociation (photolysis) which evaporates over the ocean. The photolysis constant and its normalized value have been determined for different spectral classes of the Sun that allow finding out irrevocable losses of water on the various stages in the geological history. Calculated volumes of dissipative water can be compared with a present volume of water in the World Ocean. If the mechanism of photolysis did not work the ocean level would exceed the modern one for 3 km. As a result all the continents would leave under water, and different geography and civilization would exist on the Earth.

Key words: photolysis constant, hydrosphere, oceanization, World Ocean, endogenous water, Precambrian, Phanerozoic.

Более двух веков в естествознании сохраняются устойчивые представления о «вечности» современного океана и неизменности содержащейся в нем массы воды. Считается, что однажды вынесенная на земную поверхность гидросфера должна существовать в постоянном объеме сотни миллионов и миллиарды лет. Разные авторы определяют это время от 1 до 2,6 млрд. лет и более [2, 5, 6].

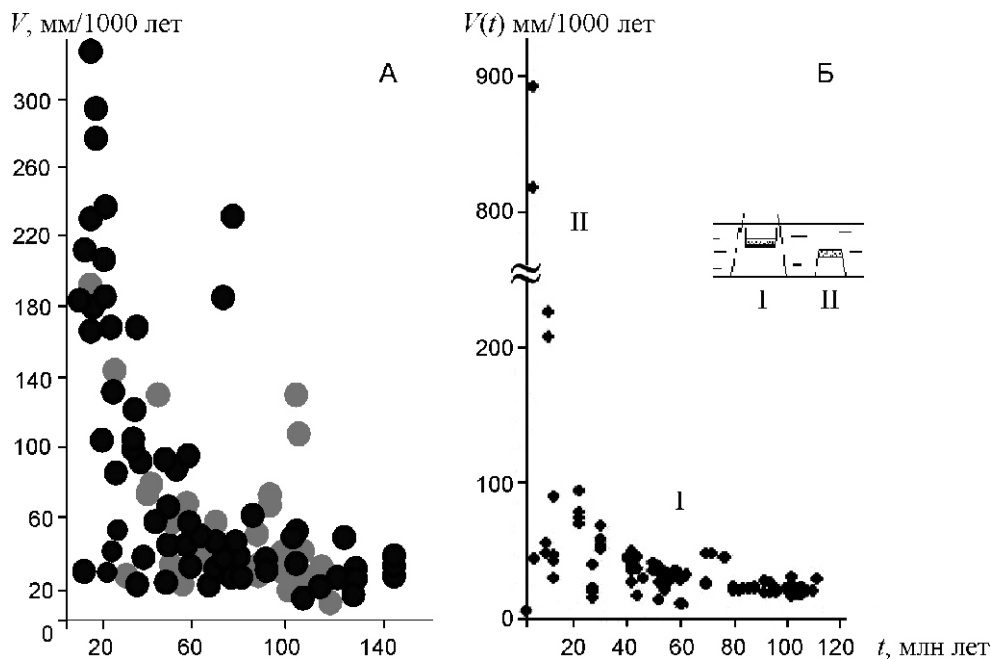
В мобилистских построениях материи блуждают произвольно относительно друг друга с раннего докембрия и по настоящее время. Тем не менее, объем и масса гидросферы сохраняются неизменными, скрывая тайны этого дрейфа.

С выявлением диссипативных свойств гидросферы и определением константы фотолиза появилась возможность рассчитывать ее безвозвратные потери с поверхности морей и океанов на различных этапах геологической истории [9]. При этом было установлено, что вся вода на Земле эндогенного происхожде-

ния, а ее главным источником до кайнозойской эры является вулканизм.

Определение константы фотолиза. Количественное определение эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы для кайнозойского этапа глобального вулканизма было впервые произведено автором около четверти века назад [8, 9].

По глубине залегания и возрасту мелководных осадков позднекембрийского — кайнозойского возрастов, обнаруженных к 1985 г. бурением «Гломар Челленджер» в 186 скважинах на дне Мирового океана [22], автор впервые рассчитал скорость опускания дна океана и поступления эндогенной воды [8] (см. рисунок, А). Еще раньше по аналогичной методике [9] были рассчитаны скорости опускания дна по глубине залегания мелководных осадков на плосковершинных гайотах и атоллах в центральной части Тихого океана (см. рисунок, Б), которые совпали с представленными измерениями автора.



Скорость погружения:

А — земной коры и выноса эндогенной воды в Мировой океан по данным глубоководного бурения [7, 9] и Б — дна центральной области Тихого океана по гиссометрии мелководных осадков на вершинах аттолов (1) и гайотов (2) [9]

При этом было установлено, что средняя скорость погружения дна (и одновременного поступления эндогенной воды) за последние $140 \cdot 10^6$ лет (начиная с поздней юры) составила 10^{-2} см/год ($0,1$ км/ 10^6 лет), что позволило рассчитать объем вынесенной при этом эндогенной воды (при средней площади растущего в ходе океанизации океана, равной $320 \cdot 10^6$ км²), определенной как полусумма двух площадей: $280 \cdot 10^6$ км² в начале океанизации, (установлена по ареалу распространения поздне меловых морских осадков [7]) и $360 \cdot 10^6$ км² — площадь современного океана:

$$320 \cdot 10^{16} \text{ см}^2 \cdot 10^{-2} \text{ см/год} \cdot 70 \cdot 10^6 \text{ лет} = 2,24 \cdot 10^{24} \text{ см}^3, \quad (1)$$

или по массе — $2,30 \cdot 10^{24}$ г.

Таким образом, определены глубина погружения в астеносферу земной коры океанических областей (7 км) и ее объем $2,24 \cdot 10^{24}$ см³ [8, 9].

В современном Мировом океане сосредоточено $1,42 \cdot 10^{24}$ г воды. За пределами океана (гидросфера суши, атмосфера, льды Гренландии и Антарктиды, почвы и морские осадки) находится еще $0,18 \cdot 10^{24}$ г эндогенной воды. Следовательно, суммарная масса воды, находящаяся в настоящее время в Мировом океане и вне его, составляет $1,6 \cdot 10^{24}$ г. Разница между всей массой вынесенной в процессе океанизации воды и находящейся в настоящее время на земной поверхности составляет:

$$2,3 \cdot 10^{24} \text{ г} - 1,6 \cdot 10^{24} \text{ г} = 0,70 \cdot 10^{24} \text{ г} \quad (2)$$

Найденная величина $0,70 \cdot 10^{24}$ г, отсутствующая в современном океане, — это вода, утраченная при испарении и последующем частичном фотолизе в верхних слоях атмосферы за последние $70 \cdot 10^6$ лет [8].

Таким образом, впервые стало возможно установить ежегодные средние фотолитические потери (F) гидросферы в последние 70 млн. лет:

$$F = 0,70 \cdot 10^{24} \text{ г} / 70 \cdot 10^6 \text{ лет} = 1,0 \cdot 10^{16} \text{ г/год}, \quad (3)$$

что по объему составляет $9,7$ км³/год.

Как известно из физики атмосферы, фотолиз характеризует процесс диссоциации молекулы воды под действием жесткого солнечного излучения в верхних слоях атмосферы. Диссоциация идет по следующей схеме:



Далее гидроксильные радикалы OH, взаимодействуя друг с другом, образуют перекись водорода, которая тут же диссоциирует на воду и кислород:



Молекула O₂ будет в поле тяготения Земли опускаться в атмосферу, а атом H, будучи в 16 раз легче атомной массы кислорода, поднимаясь в протоионосферу, диссипирует в окружающее космическое пространство.

Ввиду важности использования фотолиза для численной оценки потерь воды при испарении с поверхности морских и океанических бассейнов, приведем методику расчета величины фотолитических потерь.

Поскольку фотолиз есть функция площади S зеркала вод испаряемого бассейна, то появляется возможность определения для современного океана своего рода «константы фотолитической диссипации гидросферы» или сокращенно — «константы фотолиза» F_n в г/км² год:

$$F_n = 1,0 \cdot 10^{16} \text{ г/год} / 3,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2 = 2,7 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год}. \quad (6)$$

Однако полученное среднее значение фотолиза должно соответствовать *средней площади* растущего в процессе океанизации океана, что следует пояснить.

В конце мелового периода на месте современной системы срединно-океанических хребтов, площадь которых составляла около 80 млн.км², существовало обширное сводовое поднятие. Фланги этого поднятия еще не были затоплены формирующимся океаном. Более того, позднемеловые моря еще покрывали прибрежные низменности континентальной суши, где их площадь достигала 40 млн.км² [12, 16]. Глубоководные морские бассейны, возникшие к концу мела в основании будущих континентальных окраин, достигли глубины порядка 5 км, о чем свидетельствуют гайоты с мелководной фауной позднего мела [7]. Судя по данным бурения [22] и палеогеографическим построениям [7], площадь таких бассейнов была порядка 100 млн.км². К этим уже образовавшимся бассейнам общей площадью 140 10⁶ км² следует добавить не менее 140 10⁶ км² ложа океана, примыкавшего к флангам срединно-океанической возвышенности. Погружение и затопление примыкающих к срединной возвышенности котловин началось лишь в последние 5 млн.лет позднего мела[13]. При найденной средней скорости погружений дна океана 0,1 км/млн.лет [8] к началу палеогена глубина ложа океана достигла 250—300 м.

Следовательно, в качестве исходной площади перед началом океанизации необходимо принять площадь позднемеловых морей, добавив к ней возникшее пространство океанов до флангов срединных хребтов (140 10⁶км²). Поэтому за среднюю можно принять полусумму исходной площади океана (280 10⁶ км²) и современную его площадь

$$(280 + 360) 10^6 \text{ км}^2 / 2 = 320 10^6 \text{ км}^2.$$

В Тихом океане в позднем мелу в погружение были вовлечены области севернее и южнее расположенного в центре обширного юрско-мелового бассейна [7]. Отсюда средняя константа фатолиза F_n , соответствующая этой средней площади будет равна:

$$F_n = 10^{16} \text{ г/год} / 320 10^6 \text{ км}^2 = 3,1 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год}. \quad (7)$$

Максимальное относительно этого среднего значение константы будет равно 3,5 10⁷ г/км² год, минимальное 2,7 10⁷ г/км² год, т.е.:

$$F_n = 3,1 \pm 0,4 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год}. \quad (8)$$

Найденное значение константы F_n теперь не зависит от площади испаряемого морского или океанического бассейна, а зависит только от состояния Солнца, которое в процессе эволюции изменяло температуру фотосферы от 3500К — в конце катархея, до 6000К — современного Солнца (табл. 1, [9]).

Если пронормировать найденную константу F_n по градусам Кельвина фотосферы современного Солнца, то получим нормированный коэффициент F_n , позволяющий внести поправки в значение F_n на температуру фотосферы изменяющихся состояний Солнца за последние 4,0 10⁹ лет:

$$F_n = 3,1 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год} / 6000\text{К} = 5,1 10^3 \text{ г/км}^2 \text{ год/1К}. \quad (9)$$

Физический смысл полученного выражения означает, что каждый градус 1К инициирует фотолиз 5,1 10³ г воды с 1 км² в год. Теперь для определения F_n нужно найденное значение F_n умножить на T фотосферы, соответствующую спектральному классу Солнца:

$$F_n = F_n \text{ ТК} = 5,1 10^3 \text{ г/км}^2 \text{ год ТК}. \quad (10)$$

Результаты расчета нормированной константы фотолиза F_n приведены в табл. 1. Как видно из этой таблицы, величина F_n в зависимости от спектрального класса Солнца в ходе его эволюции изменялась не более, чем два раза. Даже в начальной стадии Т-Тельца фотолиз был в состоянии диссоциировать молекулы воды и тем самым продуцировать первый атмосферный кислород в отсутствие биосферы. Таким образом, собственно фотолиз F и есть функция двух переменных: площади испаряемого бассейна и состояния Солнца (температуры его фотосферы), т.е. $F = F(S, T)$, константа же фотолиза F_n зависит только от состояния Солнца и не зависит от площади испаряемого бассейна $F_n = F_n(T)$.

Для определения собственно фотолиза F необходимо константу F_n умножить на площадь исследуемого бассейна:

$$F = F_n S \text{ г/год}. \quad (11)$$

Зная F , появляется возможность определить время t диссипации морского или океанического бассейна при прекращении поступления в него эндогенной воды:

$$t = M_{\text{г}}^{\text{H}_2\text{O}} / F \text{ лет}. \quad (12)$$

При расчете скорости фотолитической диссипации для различных этапов докембрия и фанерозоя следует пользоваться представленной в табл. 1 нормированной константы фотолиза F_n .

Определение фотолитических потерь гидросферы в фанерозое. Для расчета фотолитических потерь земной гидросферы в фанерозое следует выделить

1. Нормированное значение константы фотолиза в зависимости от состояния Солнца

ТК, спектральный класс Солнца	Нормированная константа F_n , г/км ² год	Время действия константы F_n 10 ⁶ , лет
6500, бело-желтый	3,3 10 ⁷	8 тыс.лет назад
6000, желтый	3,1 10 ⁷	0—400
5000, оранжевый	2,5 10 ⁷	400—600
4500, красный	2,2 10 ⁷	600—2300
4285, эффективная температура	2,1 10 ⁷	Ледниковый период
3500, типа Т-Тельца переменного блеска	1,7 10 ⁷	2300—4000

три этапа, два из которых предшествовали океанизации Земли [9], а третий охватывал полностью этап кайнозойской океанизации [23]: 1) кембрийско-позднеюрский (Є—J₃) — доокеанический; 2) позднеюрский—позднемеловой (J₃—K₂) — преокеанический; 3) позднемеловой—кайнозойский (K₂—KZ) — океанизации.

Для оценки фотолитических потерь гидросферы необходимо также знать следующие параметры: среднюю площадь морских бассейнов фанерозоя по геологическим периодам; среднюю продолжительность периода; массу вулканогенного материала, вынесенного на каждом из трех этапов; объем эндогенной воды (10% от $M_{\text{влк}}$); среднее значение константы фотолитиза F_n .

Средняя площадь морских бассейнов на континентальных блоках для первых двух этапов определялась из палеогеографических реконструкций А.Б.Ронов [12, 16]. При этом масса вулканического материала для континентов составила $2,2 \cdot 10^{23}$ г. По морским бассейнам позднеюрского—мелового периодов за пределами континентальной суши их площадь и объем вулканогенного материала и воды определены по данным глубоководного бурения и оценкам автора [7, 9]. Это бассейны в центральной части Тихого океана и по периферии континентальных массивов Атлантического и Индийского океанов. Объем воды первоначально определялся, исходя из 10% содержания от массы изверженных вулканических пород [9]. В дальнейшем с учетом найденных фотолитических потерь гидросферы реальный объем ее уточнялся (табл. 2).

В качестве константы фотолитиза F_n было принято ее среднее значение, определенное с учетом состояния Солнца на различных этапах фанерозоя (см. табл. 1). На этапе (Є—D₂) F_n $2,51 \cdot 10^7$ г/км² год; начиная со среднего девона до четвертичного периода (D₂—Q) F_n $3,1 \cdot 10^7$ г/км² год. Следует учесть также изменение солнечной постоянной в ледниковые периоды [3]: (O—S) 410—460 10^6 лет и (P—C₃) 310—270 10^6 лет, а также четвертичное оледенение (2 10^6 лет), для которых F_n $2,1 \cdot 10^7$ г/км² год (см. табл. 1). Следовательно, средневзвешенное значение константы фотолитиза для фанерозоя будет равно — F_n $2,7 \cdot 10^7$ г/км² год.

На первом этапе фанерозоя (Є—J₃) продолжительностью 417 10^6 лет, суммарная площадь морских бассейнов составила 401 10^6 км², а средняя каждого из 9 морских бассейнов — 40,1 10^6 км²; при этом средняя продолжительность периода была 41,7 10^6 лет. Таким образом, потери на фотолитиз на данном этапе составили:

$$F_n \bar{S} \bar{t} = 2,7 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год} \cdot 40,1 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 41,7 \cdot 10^6 \text{ лет} = 4,0 \cdot 10^{23} \text{ г.} \quad (13)$$

За это же время масса вулканогенного материала, вынесенная на поверхность континентальных блоков по А.Б.Ронову [12, 16], составила $2,2 \cdot 10^{23}$ г или $2,2 \cdot 10^{22}$ г воды. Отсюда видно, что масса воды, вынесенная с вулканизмом, более чем на порядок меньше ее фотолитических потерь. Это значит, что большая часть гидросферы фанерозоя поступала не вулканическим путем, а в результате дегазации, выноса

2. Объем и масса вулканического материала и воды и ее фотолитические потери на различных этапах докембрия и фанерозоя

Время, лет	Объем вулканизма, км ³	Масса вулканического материала, г	Объем воды, вынесенной с вулканизмом, км ³	Масса воды, вынесенная с вулканизмом и дегазацией, г	Фотолитические потери, г	Примечания
4,4—4,0 10^9 , (катархейский глобальный вулканизм)	6,0 10^9	1,8 10^{25}	0,87 10^7	9 10^{22}	9 10^{22}	Объем воды рассчитывается как 0,5% от массы вулканитов (3,0 г/см ³). Фотолитическая диссипация началась на рубеже 4,0 10^9 лет
4,0—0,6 10^9 , (AR ₂ —PR)	0,45 10^9	1,3 10^{24}	1,31 10^8	1,35 10^{23}	1,35 10^{23}	Объем воды рассчитывается, исходя из 10% от массы вулканитов
570—70 10^6 , (фанерозой)	1,45 10^8	4,0 10^{23}	3,8 10^7	4,64 10^{23}	4,64 10^{23}	Моря на континентах
140—70 10^6 , (J ₃ —K)	0,6 10^7	1,7 10^{22}	1,65 10^6	1,6 10^{23}	1,6 10^{23}	Моря в океанических секторах
(70—5,0) 10^6 , (кайнозойский глобальный вулканизм)	1,0 10^9	2,4 10^{24}	2,24 10^9	2,30 10^{24}	7,0 10^{23}	Потери на фотолитиз на кайнозойском этапе океанизации
Сумма	7,60 10^9	2,2 10^{25}	2,80 10^9	3,14 10^{24}	1,54 10^{24}	

воды по глубинным разломам, фуларолам, сольфатам и ювенильным путем.

Второй предкеанский этап ($J_3 - K$) был выделен для выявления *начала* процесса океанизации, за который нередко принимается целиком мезозойская эра. Однако, как видно из приведенного рисунка, начало океанизации определяется по перегибу графика $V(t)$, совпадающим по времени с началом кайнозойской эры (65 млн.лет), а также по масштабу вулканизма, который на первом этапе составил:

$$2,2 \cdot 10^{23} \text{ г} / 417 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 5 \cdot 10^{14} \text{ г} \quad (14) \\ \text{или } 0,5 \text{ км}^3/\text{год};$$

на втором — для морей континентальной суши:

$$2,4 \cdot 10^{22} \text{ г} / 83 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 2,7 \cdot 10^{14} \text{ г} \quad (15) \\ \text{или } 0,3 \text{ км}^3/\text{год};$$

на третьем — кайнозойском этапе интенсивность вулканизма возросла [9]:

$$1 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 65 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 15,0 \text{ км}^3/\text{год}. \quad (16)$$

Для определения фотолитических потерь на втором предкеанском этапе ($J_3 - K_2$) необходимо учитывать палеогеографию не только *континентальной суши*, но и палеогеографию *морских бассейнов*, которые в это время закладывались по окраинам будущих континентов в Атлантическом и Индийском океанах и на обширной территории срединной части Тихого океана [7].

Найдем фотолитические потери в *позднеюрском* периоде для *континентов*, используя для этого лишь половину его длительности ($10 \cdot 10^6$ лет):

$$F(J_3) \bar{S} F_n t \quad 25 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \quad 2,7 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год} \quad (17) \\ 10 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 6,7 \cdot 10^{21} \text{ г}.$$

Теперь найдем фотолитические потери для *континентальных бассейнов* в меловом периоде:

$$F(K) \bar{S} F_n t \quad 35 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \quad 2,7 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год} \quad (18) \\ 62 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 5,8 \cdot 10^{22} \text{ г}.$$

Таким образом, суммарные фотолитические потери с морских бассейнов *на континентальной суше* в поздней юре — меловом периоде ($J_3 - K$)₁ составили $6,4 \cdot 10^{22}$ г.

Общая площадь морских бассейнов, возникших вдоль окраин Атлантического и Индийского океанов и в центральной части Тихого океана, существовавшая в последние $70 \cdot 10^6$ лет ($J_3 - K$)₂ оценивается по геологическим данным [7, 13] в среднем $100 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Фотолитические потери с нее определяются из выражения:

$$F(J_3 - K)_2 \quad 100 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \quad 2,7 \cdot 10^7 \text{ г/км}^2 \text{ год} \quad (19) \\ 62 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 1,6 \cdot 10^{23} \text{ г}.$$

Следовательно, суммарные потери в фанерозое с кембрия до начала океанизации (за $530 \cdot 10^6$ лет) составили:

$$F(C - J_3) \quad F(J_3 - K)_1 \quad F(J_3 - K)_2 \quad 4,0 \cdot 10^{23} \text{ г} \quad (20) \\ 6,4 \cdot 10^{22} \text{ г} \quad 1,6 \cdot 10^{23} \text{ г} \quad 6,24 \cdot 10^{23} \text{ г}.$$

По объему это будет равно $6,05 \cdot 10^8 \text{ км}^3$.

Средние ежегодные потери гидросферы на фотолит за $530 \cdot 10^6$ лет фанерозоя перед началом океанизации составили по массе:

$$6,24 \cdot 10^{23} \text{ г} / 530 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 1,2 \cdot 10^{15} \text{ г/год} \quad (21) \\ \text{или по объему } 1,1 \text{ км}^3/\text{год}.$$

Эти малые в годовом исчислении значения в геологическом масштабе времени (миллионы, десятки миллионов лет) оказываются на порядок больше массы вулканизма в фанерозое ($3 \cdot 10^{23} \text{ г}$) и сравнимы с общими фотолитическими потерями на кайнозойском этапе океанизации. Если считать, что вся вода морских бассейнов фанерозоя была образована только в процессе вулканизма, то ее не хватило бы для существования даже в течение одного из десяти геологических периодов:

$$t \quad M_{H_2O} / F \quad 3,0 \cdot 10^{22} \text{ г} / 1,2 \cdot 10^{15} \text{ г/год} \quad 2,5 \cdot 10^7 \text{ лет}. \quad (22)$$

Геологические данные свидетельствуют [12, 16] о том, что периоды интенсивности вулканизма в фанерозое всегда совпадали с трансгрессивным режимом морей, а периоды регрессий — с минимумом вулканизма. Это же проявилось и в эпоху кайнозойской океанизации, когда самый мощный по масштабу и площади извержений вулканизм сопровождался выносом огромных масс эндогенной воды, объем которых превысил в 4,5 раза объем эндогенных поступлений за предыдущие 530 млн.лет фанерозоя [9]. Имеются многочисленные свидетельства [1, 10, 13] о сносе со стороны секторов будущих океанов полимиктового терригенного материала в морские бассейны фанерозоя в течение палеозойской и мезозойской эр.

Фотолитические потери гидросферы в докембрии. Теперь осталось определить фотолитические потери гидросферы в докембрии. Для этого разделим его на два этапа — катархейский (AR_1) и позднеархейский — протерозойский ($AR_2 - PR$). На первом из них произошли величайшие геологические события на Земле — небывалый по интенсивности и продолжительности общепланетарный вулканизм [9, 11, 14]. В конце катархея наступила эпоха, когда интенсивность вулканизма упала в 100 раз (с 15 до $0,13 \text{ км}^3$ в год). Вулканизм перестал быть общепланетарным, а локализовался лишь в отдельных геосинклиналях.

Энергетическим источником начального глобального вулканизма, по мнению автора [9], могли быть только короткоживущие изотопы ^{235}U , ^{244}Pu , ^{247}Sm , ^{129}I и другие, лавина которых накрыла Солнечную систему в финале аккреции планетных тел и прото-Солнца в результате взрыва молодой сверхновой, развивавшейся по азотно-углеродному циклу [20]. Оценим энергетику этих изотопов [17, 18], полагая, что мощность обогащенного ими слоя была не менее 100 км, а их содержание — 10^{-5} г/г [9]:

$$M(^{235}\text{U}) \quad 100 \cdot 10^5 \text{ см} \quad 5,2 \cdot 10^{18} \text{ см}^2 \quad (23)$$

$$3,4 \text{ г/см}^3 \cdot 10^{-5} \text{ г/г} \quad 1,8 \cdot 10^{21} \text{ г}.$$

$$E \quad 1,8 \cdot 10^{21} \text{ г} \quad 18 \text{ Дж/г год} \quad 3,2 \cdot 10^{22} \text{ Дж/год}, \quad (24)$$

или за весь катархей (400 10^6 лет) — 1,30 10^{31} Дж.

Объем вулканитов катархея оценим исходя из средней мощности древнейшего комплекса алдания, равной 11,5 км [14, 19]. Он составит 6,0 10^9 км³, а его масса при плотности 3,0 г/см³ — 1,8 10^{25} км³. Интенсивность вулканизма в катархее была:

$$6,0 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 400 \cdot 10^6 \text{ лет} \quad 15 \text{ км}^3/\text{год}. \quad (25)$$

Отсюда количество энергии, затрачиваемой на выработку 1 г вулканического вещества, составит:

$$1,3 \cdot 10^{31} \text{ Дж} / 1,8 \cdot 10^{25} \text{ г} \quad 0,7 \cdot 10^6 \text{ Дж/г}. \quad (26)$$

Этой энергии было вполне достаточно для многократного расплава протовещества в приповерхностном 100-километровом слое планеты. Продолжительность катархейского вулканизма была регламентирована продолжительностью распада короткоживущих изотопов (10^6 — 10^8 лет), и совпадает с абсолютным возрастом пород алдания на всех континентах [11, 14], а также с возрастом вулканогенных пород (4,4—4,0 10^9 лет), доставленных из горных областей Луны [17, 21].

Найдем массу и объем вынесенной с начальным вулканизмом воды, исходя из ее содержания в метеоритах (0,5% от массы). Они будут равны 9,0 10^{22} г и 8,7 10^7 км³ соответственно. Если эту воду распределить на половине поверхности планеты, то глубина этого первичного океана составит

$$8,7 \cdot 10^7 \text{ км}^3 / 2,6 \cdot 10^8 \text{ км} \quad 0,33 \text{ км} [9].$$

Время существования первичного океана для Солнца в начальной стадии Т-Тельца переменного блеска (3500 К), при котором константа фотолиза F_n 1,7 10^7 г/км² год (см. табл. 1) определится из выражения:

$$t \quad M_{\text{H}_2\text{O}} / F = 9 \cdot 10^{22} \text{ г} / 4,0 \cdot 10^{15} \text{ г/год} \quad 2,3 \cdot 10^7 \text{ лет}. \quad (27)$$

Из изложенных материалов следует, что длительное существование обширного и мелководного океана в катархее стало возможно только при *отсутствии* на этом этапе Солнца. Однако в старой физической теории геологические данные не учитываются и Солнце возникает на миллиард лет раньше, чем планеты [20]. С учетом геологических данных выход Солнца в звездную стадию должен был произойти в конце катархея (4,0 10^9 лет назад) [9]. В этом случае начавшийся фотолиз уничтожил бы первичный океан за 20 млн. лет! Только отсутствием Солнца в катархее можно объяснить длительное существование первичного океана, исчисляемого сотнями миллионов лет, что обеспечило возникновение и широкое развитие прокариотной биосферы на раннем этапе истории Земли [11].

В позднем архее и протерозое геологическая обстановка на поверхности Земли изменилась кардинально. Объем вынесенных в течение последующих 3,4 10^9 лет магматических пород сократился до 0,45 10^9 км³ [11], а интенсивность вулканизма уменьшилась в 100 раз [9]:

$$t \quad V_{\text{влк}} / 3,4 \cdot 10^9 \text{ лет} \quad (28)$$

$$0,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3 / 3,4 \cdot 10^9 \text{ лет} \quad 0,13 \text{ км}^3/\text{год}.$$

При этом общая масса вулканитов составила 1,3 10^{24} г. Созданный на этапе начального вулканизма (AR₁) мощный сиалический комплекс фундамента стал на втором этапе (AR₂—PR) эффективным экраном на пути глубинного теплового потока, газовых эксгаляций и минерализованных растворов, поднимавшихся из зоны бывших очагов вулканизма и внешнего ядра [9]. Насыщение формирующейся при этом астеносферы гидратированной водой [4] позволяет с этого этапа рассчитывать ее вынос в количестве 5—10% от массы вулканитов. Поступившей при этом воды в объеме 1,3 10^8 км³ хватило бы для образования океана глубиной 0,5 км на половине тогдашней площади планеты:

$$V / 0,5S \quad 1,3 \cdot 10^8 \text{ км}^3 / 2,6 \cdot 10^8 \text{ км}^2 \quad 0,5 \text{ км}. \quad (29)$$

Однако время существования такого океана будет:

$$t \quad M_{\text{H}_2\text{O}} / F \quad 1,3 \cdot 10^{23} \text{ г} / 5,7 \cdot 10^{15} \text{ г/год} \quad 2,3 \cdot 10^7 \text{ лет}, \quad (30)$$

Как видим, протерозойский океан глубиной в 0,5 км мог бы занимать половину площади планеты, но с выходом Солнца в звездную стадию развития просуществовал бы менее 30 млн. лет. Однако такого океана на этом этапе докембрия не было из-за слабого вулканизма, при котором ежегодные поступления воды составляли всего 0,04 км³ по объему или 3,5 10^{13} г по массе. Вся эта вода быстро диссипировала в космос.

Из приведенного следует, что на громадных пространствах Земли в протерозое воды было очень мало. Она наполняла немногочисленные мелководные морские бассейны, тысячи мелких озер, болот и рек, разбросанных более или менее равномерно по поверхности Земли. Эти водоемы периодически высыхали или покрывались льдом, так как Солнце было значительно холоднее современного, а пары воды, вулканические газы, обеспечивающие парниковый эффект, практически отсутствовали.

Фотолитические потери на финальном этапе океанизации. Из нового уравнения водного баланса [9], исключив нулевой фактор ежегодного круговорота воды ($E - P - R = 0$), определим объем ее некомпенсированных эндогенных поступлений ($T_{\text{нек}}$), ответственных за подъем уровня океана:

$$T_{\text{нек}} \quad L \quad A \quad F \quad V_{\text{влк}}, \quad (31)$$

где L — средняя скорость подъема уровня океана за последние 100 лет (2,8 мм/год) — 1010 км³/год [9]; A — ледово-айсберговый сток (0,61 мм/год) —

220 км³/год; F — фотолит с площади современного океана (0,03 мм/год) — 10 км³/год; $V_{\text{влк}}$ — объем ежегодного вулканизма (0,01 мм/год) — 3 км³/год.

Ледово-айсберговый сток средний для межледниковья определен в 220 км³/год [9]. Если согласится с существующим мнением, что подъем уровня океана происходит вследствие *только* таяния полярных ледников, вызванного глобальным потеплением, то нетрудно показать, что такое мнение ошибочно. Подсчитаем объем поступившей в океан воды в течение 10 тыс. лет последнего межледниковья:

$$V_{\text{H}_2\text{O}} 10^4 \text{ лет } 1010 \text{ км}^3/\text{год } 10^4 \text{ лет } 10,1 \cdot 10^6 \text{ км}^3. \quad (32)$$

Деградация 10 млн. км³ льда привела бы к почти полному уничтожению ледяного покрова Гренландии и четвертой части ледяного покрова Антарктиды, что, естественно, не наблюдается. Следовательно, объем некомпенсируемой составляющей эндогенной воды будет:

$$T_{\text{нек}} 2,23 \text{ мм/год } 361 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 805 \text{ км}^3/\text{год}. \quad (33)$$

Объем компенсирующей эндогенной воды, вытесняемой при ежегодном проседании в астеносферу земной коры глубоководных котловин для компенсации площади 361 10^6 км² можно определить из уравнения [8, 9]:

$$V(t)_{t=0} a e^{bc} b, \quad (34)$$

где величину $(V(t)_{t=0} a)$ находим из графика $V(t)$ (см. рисунок) при $t = 0$ и составляет 1 мм/год. Современное ежегодное увеличение объема впадин Мирового океана, равное объему компенсирующей его эндогенной воды, составляет:

$$V(0) 361 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 1 \text{ мм/год } 361 \text{ км}^3/\text{год}. \quad (35)$$

Таким образом, суммарный объем современных эндогенных поступлений воды будет:

$$T_{\text{к}} T_{\text{нек}} 361 \text{ км}^3/\text{год } 805 \text{ км}^3/\text{год } 1166 \text{ км}^3/\text{год}. \quad (36)$$

За время океанизации объем погружившейся в астеносферу земной коры глубоководных котловин океана составил:

$$V_{\text{зк}} 320 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 7,0 \text{ км } 2,24 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (37)$$

Объем вынесенной при этом из астеносферы эндогенной воды и вулканитов ($0,8 \cdot 10^9$ км³) равен:

$$V_{\text{аст}} 2,24 \cdot 10^9 \text{ км}^3 \cdot 0,80 \cdot 10^9 \text{ км}^3 \cdot 3,04 \cdot 10^9 \text{ км}^3. \quad (38)$$

Следовательно, в конце кайнозоя в астеносфере возник дефицит масс в объеме $0,80 \cdot 10^9$ км³! Наличие этого огромного разуплотненного пространства в астеносфере определяет особенности финального этапа океанизации Земли. Как следует из рисунка, А, наблюдается значительное ускорение погружения коры и выноса эндогенной воды, не сопровождающегося интенсивным вулканизмом. Безусловно, природа возникновения дефицита масс в астеносфере связана с выносом, прежде всего, вулканогенного материала.

Следовательно, появляется возможность определения времени, в течение которого завершится процесс ликвидации дефицита масс и океанизации Земли:

$$t 800 \cdot 10^6 \text{ км}^3/1166 \text{ км}^3/\text{год } 686 \cdot 10^3 \text{ лет!} \quad (39)$$

Отсюда, земная кора океанов испытает дополнительное погружение еще на 0,686 км, а ее объем при этом составит $247 \cdot 10^6$ км³.

Определим амплитуду ожидаемого погружения земной коры тектонически активных областей океана и более спокойных участков дна глубоководных котловин. Фронт современной океанизации характеризуется активной сейсмотектоникой и вулканизмом. Он проходит в настоящее время по срединно-океаническим хребтам, островным дугам и континентальной периферии Тихого океана. Площадь первых можно оценить в 100 млн. км², вторых — примерно в 200 млн. км².

Можно предположить, что в областях современной океанизации объем погружившейся коры составит 150 млн. км³, в остальных районах — около 100 млн. км³. Отсюда, найдем амплитуду погружения земной коры в районах океанизации:

$$150 \cdot 10^6 \text{ км}^3/100 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 1,5 \text{ км}. \quad (40)$$

Дно глубоководных котловин испытает дополнительное погружение:

$$100 \cdot 10^6 \text{ км}^3/200 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 0,5 \text{ км}. \quad (41)$$

Отсюда следует, что современные районы срединно-океанических хребтов, островных дуг и периферия Тихого океана в ближайшие 686 тыс. лет будут испытывать усиление сейсмотектонического режима и вулканизма!

Нам осталось определить будущие размеры и глубину океана. Рассчитаем суммарный объем эндогенной воды, которая поступит на земную поверхность в предстоящие 686 тыс. лет:

$$1166 \text{ км}^3/\text{год } 686 \cdot 10^3 \text{ лет } 800 \cdot 10^6 \text{ км}^3. \quad (42)$$

В том числе $247 \cdot 10^3$ км³ — объем эндогенной воды, компенсирующий погружения дна современного океана. Следовательно, при площади затопления такого Всемирного океана, равной 500 млн. км² его глубина составит:

$$553 \cdot 10^6 \text{ км}^3/500 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot 1,1 \text{ км!} \quad (43)$$

С учетом полной деградации полярных ледников Гренландии и Антарктиды (90 м), эта глубина возрастет до 1,2 км.

Таким образом, в финале океанизации через несколько сотен тысяч лет почти вся поверхность Земли и все континенты окажутся под водой. Однако на этот раз фотолит не сможет помочь цивилизации от затопления ее среды обитания — слишком мало времени осталось до завершения этого процесса.

Фотолит уничтожит этот Всемирный океан через 35—40 млн. лет. На поверхности останется глубоководный океан в современных границах с объемом

воды на $247 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ больше современного; для его ликвидации потребуется еще примерно 150 млн.лет. Через 200 млн.лет Земля окончательно лишится своей гидросферы как это произошло на других планетах и Луне после завершения катархейского вулканизма и образовании на них первичного мелководного океана [9].

В заключение следует отметить, что достигнута необходимая степень формализации некоторых важнейших геологических процессов и создан алгоритм численного определения эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы на различных этапах геологической истории (см. табл. 2).

В результате установлено, что за всю историю Земли было выработано воды в количестве $3,1 \cdot 10^{24} \text{ г}$ из которых $2,3 \cdot 10^{24} \text{ г}$ приходится на кайнозойский этап океанизации и только $0,84 \cdot 10^{24} \text{ г}$ — на докембрий и большую часть фанерозоя. При этом почти половина всего объема гидросферы ($1,5 \cdot 10^9 \text{ км}^3$) была утрачена на фотолитиз, диссипировав в окружающий космос. Столько же воды ($1,42 \cdot 10^9 \text{ км}^3$) находится в современном Мировом океане и вне его ($0,18 \cdot 10^9 \text{ км}^3$). *Малые в годовом исчислении фотолитические потери воды ($1,0\text{—}10 \text{ км}^3/\text{год}$) при переходе на геологический масштаб времени становятся настолько значительными, что качественно изменяют существующие более двух веков представления о существовавшем Мировом океане с близким к современному объему воды на протяжении сотен миллионов и миллиардов лет. Полученные результаты также свидетельствуют о том, что в современном океане и гидросфере суши нет воды древнее 65 млн.лет. При этом вся вода, образованная до кайнозоя, была утрачена на фотолитиз.*

Если бы в природе не существовало механизма фотолитической диссипации гидросферы, то его следовало бы придумать, так как иначе невозможно было бы объяснить обнаруженный факт исчезновения огромных масс воды, вынесенной на земную поверхность. При сохранении всего объема вынесенной воды современный океан должен был бы занимать почти всю поверхность планеты и иметь над континентальными равнинами глубину 3,0 км: в результате в настоящее время никаких континентов над поверхностью этого Всемирного океана не существовало бы. Это была бы другая география и другая цивилизация.

Тем не менее, погружение дна океана продолжается со средней скоростью более 1 мм в год и завершится лишь через 680 тыс.лет!

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. — Владивосток: Дальнаука, 2009.
2. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.
3. *Зимы нашей планеты* / Под ред. Б.Джона. — М.: Мир, 1982.
4. *Кесарев В.В.* Эволюция вещества Вселенной. — М.: Атомиздат, 1976.
5. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. — М.: Мир, 1966.
6. *Океанология.* Геология океана / Под ред. А.С.Монина, А.П.Лисицина. — М.: Наука, 1980.
7. *Орленок В.В.* Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя // Тихоокеанская геология. 1983. № 4. С. 83—100.
8. *Орленок В.В.* К расчету баланса эндогенных поступлений и фотолитических потерь земной гидросферы // ДАН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1191—1196.
9. *Орленок В.В.* Глобальный вулканизм и океанизация Земли и планет. — Калининград, 2010.
10. *Пронин А.А.* Геологические проблемы современных и древних океанов. — Л.: Наука, 1977.
11. *Резанов И.А.* Жизнь и космические катастрофы. — М.: АГАР, 2003.
12. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. — М.: Изд-во Наука, 1980.
13. *Рудич Е.М.* Мелководные фации Мирового океана // Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма: Сб. науч. ст. / Под ред. В.В.Орленка. — Калининград: Изд-во КГУ, 2004. С. 218—234.
14. *Салон Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.
15. *Соботович Э.В.* и др. Справочник по изотопной геохимии. — М.: Энергоиздат, 1982.
16. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
17. *Хаббард У.* Внутреннее строение планет. — М.: Мир, 1987.
18. *Харлей П.М.* Возраст Земли (перевод с английского). — М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит-ры, 1962.
19. *Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. — М.: Наука, 1973.
20. *Шкловский И.С.* Звезды: их рождение и смерть. — М.: Наука, 1984.
21. *Arrhenius G., Lepland A.* Accretion of Moon and Earth at the emergence of life // Chemical Geology, 2000. 169. Pp. 69—82.
22. *Initial Rep. Deep-Sea Drilling Project.* U. S. Government Printing office, Washington D. C. 1969—1982. Vol. 1—58.
23. *Orlenok V.V.* The evolution of ocean Basins during Cenozoic time // I. Petrol Geol. 9. 1986. Vol. 2. Pp. 207—216.

Разрез отложений и некоторые аспекты кайнозойской геологической истории хребта Ломоносова в Северном Ледовитом Океане

П.Н.КУПРИН (Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, геологический факультет; 119991, г.Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1)

Представлен разрез кайнозойских отложений хр.Ломоносова, сложенный преимущественно алевролитовыми глинами. Его низы (кампан—эоцен) формировались в мелководных бассейнах вблизи источников терригенного материала. Колебания режима седиментации, разные количества и смешанный компонентный состав органического вещества обусловили субмиллиметровую слоистость свиты 2, вариации плотности и другие свойства отложений. Специфические микрофоссилии маркируют интервалы, когда накопление осадков происходило во время потепления и опреснения водной массы. Верхи разреза (средний миоцен—голоцен) накапливались в открытом море или в океане. Осадки переходного этапа представлены подсвитой 1/5 свиты 1.

Ключевые слова: глинистый состав, алевролиты, песок, галька, перерывы, субмиллиметровая слоистость.

Куприн Павел Николаевич

The sequence of deposits and certain aspects of the Cenozoic geologic history of the Lomonosov Ridge in the Arctic Ocean

P.N.KUPRIN

The section consists predominantly of aleurolite clays. Its lower parts (Campan—Eocene) were formed in shallow basins near sources of terrigenous material. Fluctuations of sedimentation regime, different quantities, and mixed composition of organic matter provided for sub-millimeter lamination of unit 2, for variations in density, and for other sediment properties. Specific microfossils mark the intervals when accumulation of the sediments was occurring during warming and demineralization of water. The upper parts of the section (Middle Miocene—Holocene) were accumulating in the open sea or the ocean. The sediments of the transitional stage are represented by lithological subunit 1/5, unit 1.

Key words: clayey composition, aleurolite, sand, pebble, hiatus, sub-millimeter lamination.

В связи с появлением Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. государства, ратифицировавшие ее, стали определять юридический статус своих морских и океанских границ и обеспечивать их военную, политическую, экономическую и научную безопасность. Россия также приняла в этом отношении определенные шаги. В 1997 г. Российская Федерация ратифицировала указанную Конвенцию, а в 2001 г. подготовила и подала в ООН Заявку по внешней границе своего континентального шельфа в Северном Ледовитом и Тихом океанах. Комиссия ООН по границам континентального шельфа не поддержала в отношении Северного Ледовитого океана российскую концепцию Заявки. Причиной послужили разные точки зрения на происхождение и эволюцию поднятий в Амеразийском суббассейне. На акваторию Северного Ледовитого океана в настоящее время претендуют 5 прибрежных государств, цели которых далеко не во всем совпадают. Проблема внешней границы российского континентального шельфа в Северном Ледовитом океане остается пока открытой. Определенное значение для ее решения имеют результаты бурения пяти неглубоких скважин на четырех участках хр.Ломоносова, разрезы которых были использованы в данной статье.

Условия бурения и первые результаты научных исследований во время Арктической экспедиции для взятия проб донных отложений [Arctic Coring Expedition (ACEX-302)] изложены в статьях [14, 15, 33, 34].

Краткие сведения о геологии хр.Ломоносова. Северный Ледовитый океан подразделяется на Гренландско-Норвежский, Евразийский и Амеразийский суббассейны. Два последних нередко рассматриваются вместе как Арктический бассейн. Амеразийский суббассейн характеризуется более высоким батиметрическим уровнем донного рельефа и четко подразделяется на находящуюся на севере обширную область хребтов и поднятий и на южную область, совпадающую с глубоководной Канадской котловиной. Область хребтов и поднятий состоит из двух батиметрически поднятых регионов, северный из которых полностью совпадает с хр.Ломоносова, а южный охватывает хр.Альфа, поднятия Менделеева, Чукотское и Нордуинд, а также сопряженные с ними мелкие впадины Стефансона, Менделеева, Чукотская и Нордуинд.

Между регионами поднятий находятся относительно небольшие, но достаточно глубокие впадины Безымянная (Канадский сектор), Макарова и Под-

водников, объединяющиеся в единую морфоструктурную группу под названием Русская депрессия [9]. Указанные хребты, поднятия, впадины тесно связаны между собой и с континентами, к которым они примыкают. Обнаруживаются генетическая и геолого-структурные связи этих морфоструктурных единиц с родственными им элементами на шельфах Азии, Северной Америки и о. Гренландия.

Хребт Ломоносова прослеживается непрерывно от островов Де-Лонга на азиатском шельфе до о. Элсмир в Канадском Арктическом Архипелаге на расстоянии более 1500 км. Его рельеф характеризуется блоковым строением, но блоки не образуют непрерывную цепь. Некоторые из блоков в плане смещаются друг относительно друга на 15—40 км. Наиболее крупными блоками являются Де-Лонгский, Центральный, Полярный и Линкольновский. Относительно выровненная и не очень широкая поверхность хребта на склонах осложняется террасами, уступами, рытвинами, подводными каньонами, разноразмерными долинами. В месте причленения хр. Ломоносова к азиатской континентальной окраине наблюдаются единый шлейф континентального подножия и единый континентальный склон как в глубоководной океанической котловине Амундсена, так и во впадине Подводников.

Глубинное геологическое строение хр. Ломоносова изучалось геофизическими методами, в частности МОВ, ГСЗ-МПВ по программам работ дрейфующих полярных станций, по траверсам Трансарктика в 1989—1992 гг., а также Арктика-2000 во время международных экспедиций (рис. 1) на ледоколах

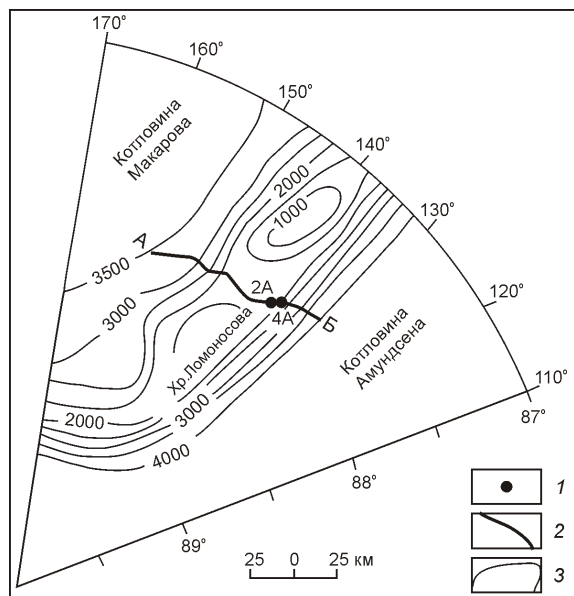


Рис. 1. Батиметрическая карта и местоположение скважин 2 и 4 АСЕХ-302 в приплюсном районе на Полярном блоке хр. Ломоносова [6, 9, 29]:

1 — местоположение скважины и ее номер; 2 — линии сейсмических профилей; 3 — изобаты (в м)

немецком «Polarstern» и шведском «Oden» в 1991—1995 гг. [3, 4, 5, 6, 9, 14, 29, 34]. Фрагмент сейсмотомографической модели глубинной структуры хр. Ломоносова и смежных глубинной океанической котловины Амундсена и впадины Макарова [3] приведен на рис. 2. Мощность земной коры на хр. Ломоносова достигает 25 км, кора расслоена на верхнюю и нижнюю части, имеется ряд других особенностей, которые в совокупности позволяют рассматривать хр. Ломоносова как подводное поднятие с редуцированной корой континентального типа.

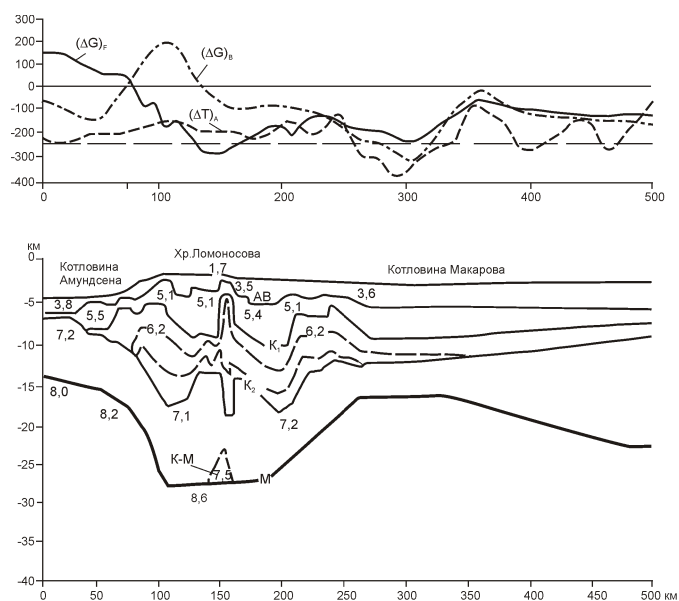


Рис. 2. Сейсмотомографическая модель С Полярной морской геологоразведочной экспедицией части геотраверса ГСЗ Трансарктика-92—Арктика-2000 для хр. Ломоносова и смежных участков котловин Амундсена и Макарова [3]:

K_1 — верхняя кора, 6,0—6,4 км/с; K_2 — нижняя кора, 7,3—7,5 км/с; М — Мохо, граница коромантийных слоев; К-М — коромантийный слой; АВ — акустический фундамент; цифры — скорости продольных сейсмических волн, км/с; проекции параметров геофизических полей: гравитационное поле $(\Delta G)_F$ — в свободном воздухе (Фая); $(\Delta G)_B$ — аномалия поля в редукции Буге, мгл; аномалии магнитного поля $(\Delta T)_A$, нТс

Та часть верхней коры, которая вскрыта скважинами, показана на рис. 3. На профиле видна слоистая структура вскрытой части разреза, которая книзу замещается комплексом пород, состоящим из заметно деформированных осадочных образований, сформировавшихся в другом режиме осадконакопления. Между слоями его верхней и нижней частей существует несогласие параллельного типа.

Геологический разрез отложений. Сопоставление разрезов отложений, вскрытых наиболее глубокими скважинами 2 и 4, позволило составить обобщенный разрез той части хр. Ломоносова, где эти

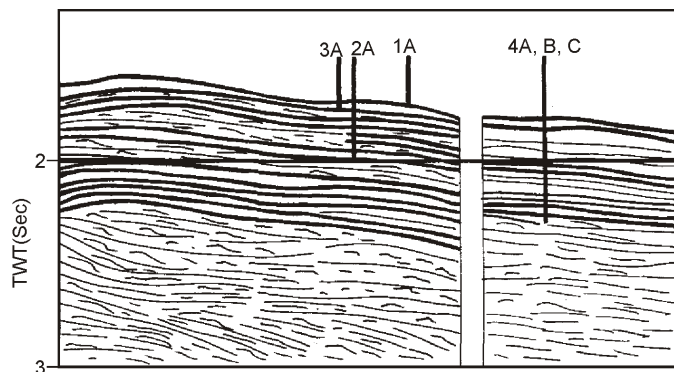


Рис. 3. Фрагмент сейсмического профиля АW1-91090 на хр. Ломоносова, местоположение на нем скважин и глубина их проникновения в толщу отложений [14]

скважины пробурены. Суммарная мощность его равна 428 м, а главную роль в составе отложений играют алевритистые глины. Отдельные слои обладают отличным от других вещественным составом, текстурой, инородными включениями, остатками микрофоссилий, физико-механическими свойствами и, конечно, цветом. По ряду таких признаков исследователи, описавшие впервые этот разрез, подразделили его на 4 свиты. Детальное изучение ископаемых органических остатков с применением биостратиграфического, радиометрического, магнитостратиграфического, изотопного и других методов, выполненное ими же, показало, что эта глинистая толща накапливалась в аквальных условиях в течение позднего мела, палеогена, неогена и четвертичного времени [6, 14, 15, 33, 34].

С 2005 г. в разных изданиях по результатам бурения опубликовано большое количество статей на разные темы. Исследователи попытались собрать некоторые из таких сведений воедино и дать по возможности наиболее полное описание разреза по схеме от более древних к более молодым отложениям, т.е. в той последовательности, в которой происходила смена этапов осадконакопления. Описание разреза согласуется с его графическим изображением, показанным на рис. 4.

Отложения верхнего мела. В основании обобщенного разреза в интервале 427,6—424,5 м (свита 4 по первоисточнику) залегают оливково-темно-серые алевритистые глины и аргиллиты (mudstone) с тонкими слойками грубозернистого песка, линзами и обломками песчаников, агглютированными раковинами бентосных фораминифер и редких мелких пиритных конкреций. В оригинальном описании эти отложения без всякого на то основания названы почему-то глинистым илом (clayey mud). В глинах много хорошо сохранившихся остатков динофлагеллат и диноцист.

По фораминиферам и диноцистам Дж.Бекман и К.Моран с соавторами определили кампанский возраст вмещающих отложений, а Б.И.Ким и З.И.Глезер (2007) считают его тураном—нижним кампаном. С

кампанским возрастом свиты 4 согласны авторы статьи [2]. По данным радиометрического и других ранее названных методов абсолютный возраст глин указанного интервала находится в пределах 73—79 10^6 лет стандартной шкалы геологического времени и соответствует кампанскому веку позднемеловой эпохи. В интервале 424,5—404,8 м керн не был поднят.

Отложения позднего палеоцена—раннего эоцена. Выше по разрезу в интервале 404,8—313,6 м расположена свита 3, которая в первоисточнике названа свитой аутигенных и алевритистых глин (authigenic and silty clay). Это чередующиеся и взаимно переходящие друг в друга темно-серые и темно-серо-оливковые слои алевритистых глин с присыпками и мелкими линзами тонкозернистого песка. Особенностью этих глин является постепенное уменьшение алевритистости снизу вверх по разрезу, повсеместное распространение рассеянных остатков биокремнистых микрофоссилий, а в отдельных слоях и значительных их концентраций с хорошо определяемыми диатомеями, эбриидами, цистами динофлагеллат; изредка встречаются остатки радиолярий. В глинах много агглютированных фораминифер. Как и в подстилающих отложениях, здесь встречаются стяжения сульфидного железа в виде неоформленных пиритных конкреций.

Стратиграфическое положение в разрезе алевритистой глинистой свиты 3 базируется на определении бентосных фораминифер, цист динофлагеллат, остатков других микрофоссилий, на данных радиометрического и изотопного датирования. Так, по изменению объема и сдвига ^{13}C в карбонатах в область пониженных значений примерно 2,2—0,2‰ на глубине 391—390 м была намечена граница между верхним палеоценом и нижним эоценом [40]. В подстилающих глинах из интервала 404,8—391 м были выявлены среди агглютированных раковин фораминифер и цист типичные представители микрофауны верхнего палеоцена [6, 15]. Перекрывающие эти слои глины интервала 391—313,6 м по определению многочисленных и характерных представителей микрофауны отнесены к позднему палеоцену—раннему эоцену, но рассматриваются они только в составе раннего эоцена.

В основании нижнего эоцена, (глубина 384,52—340,86 м; возраст около 55 10^6 лет), в плотных, обогащенных кристаллическими сульфидами железа темно-серых глинах отмечено изобилие специфического вида динофлагеллат *Apectodinium augustum*. По мнению микропалеонтологов из разных стран, данный вид характерен для осадков, накапливавшихся в течение повсеместно ярко выраженного глобального потепления длительностью не более 220 тыс. лет.

Отложения среднего эоцена. В интервале 313,6—220,2 м (свита 2) залегают почти черные, темно-темно-серые, биокремнистые слабо глинистые илы слаботекучей консистенции, переполненные

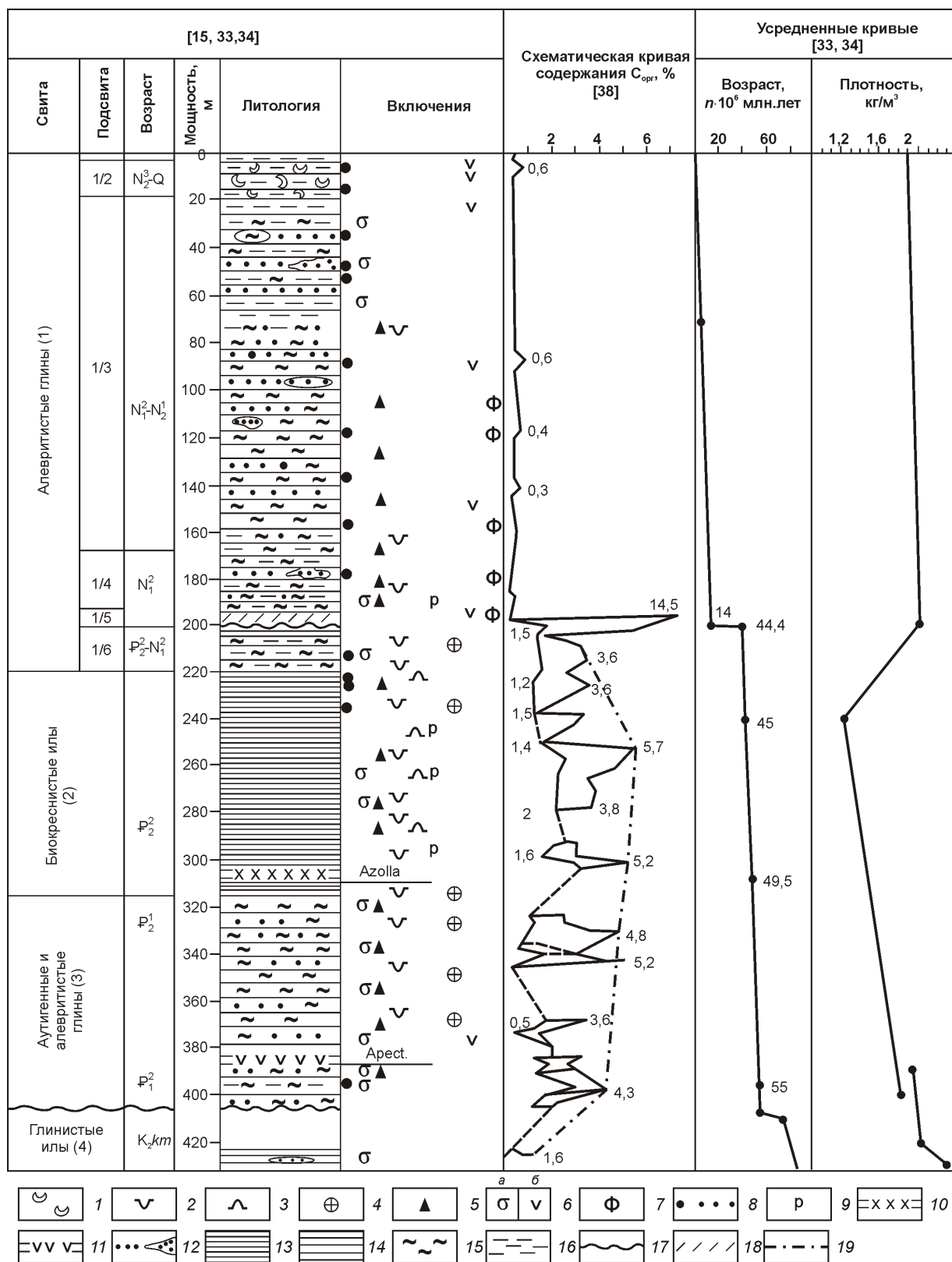


Рис. 4. Сводный разрез глинистых отложений, вскрытых скважинами 2 и 4 на хр. Ломоносова. По оригинальным описаниям работ [14, 15, 34 и др.]:

1 — раковины моллюсков; 2 — диатомеи; 3 — радиолярии; 4 — эбриидеи; 5 — динафлагеллаты и цисты; 6 — агглютированные раковины фораминифер (а), биотурбация (б); 7 — фораминиферы; 8 — мелкая галька, гравий, крупные зерна песка; 9 — пиритовые конкреции, пирит; интервалы появления микрофоссилий: 10 — *Azolla* spp, 11 — *Specfodinium augustum*; 12 — присыпки и линзы тонкозернистого песка; 13 — субмиллиметровая слоистость; 14 — илы глинистые и алевритистые глины; 15 — алевриты; 16 — слабоуплотненные илы глинистые и глины; 17 — перерывы (размывы) в накоплении осадков; 18 — слой с Sebra-Stripe; 19 — условная линия, соединяющая «пики» с высоким содержанием $C_{орг}$

остатками диатомей, эбридиями, силикофлагеллатами, другими кремнистыми частицами биогенного происхождения. Отложения не содержат следов биотурбации. Бэкман с коллегами назвал свиту 2 биокремнистыми илами [14, 15]. От других частей разреза такие слабоглинистые илы отличаются ярко выраженной тонкослоистостью, обусловленной чередованием субмиллиметровых темно-серых и черных пастообразных (гидротроилитовых ?) слоев с светлыми их разностями. Во всем интервале 313,6—220,2 м относительно более плотные слабоглинистые слои чередуются с мягкими по консистенции слоями. Здесь же встречаются тонкие слои псевдокосослоистых биокремнистых глин, мельчайшие линзы и стяжения кристаллических сульфидов железа. Однозначно выделяемых как стратиграфических, так и литологических границ внутри этой толщи не имеется.

В основании свиты 2 биокремнистых илов (интервал 313,6—302,7 м) обнаружены остатки пресноводного папоротника *Azolla* spp совместно с многочисленными органическими и кремневыми частицами микрофоссилий пресноводного местобитания.

По заключенным в глинах агглютинированным фораминиферам, диатомеям и особенно силикофлагеллатам возраст отложений свиты 2 определен от среднего эоцена до позднего олигоцена—раннего миоцена [15, 34]. Однако вопрос о стратиграфических границах свиты 2 остается еще открытым [6].

Кроме тонкослоистости, характерной особенно в составе биокремнистой свиты 2 является массовое появление с глубины 239,34 м, попадающей в стандартной шкале геологического времени на отметку в $45 \cdot 10^6$ лет, мелких (не более 1—2 см) разноокатанных галек, гравийных зерен и частиц крупного песка. Эти инородные тела рассеяны в массе глин, нигде не образуют обособленных скоплений. Отдельные гальки обладают каплевидной формой, другие плохо окатаны и угловаты. К сожалению, их описание крайне лаконично и не содержит сведений о петрографическом составе этого крупнообломочного материала. Некоторые участники АСЕХ-302 крупнообломочные частицы рассматривают как продукты ледового и (или) айсбергового разноса, хотя впервые они появляются в осадках задолго до ледникового времени, еще в среднем эоцене. Предположение о существовании в это время покровного морского льда не выдерживает критики. К.Моран с коллегами допускает, что галька, гравий и крупнопесчаные частицы могли прийти в изучаемый район каким-то другим путем и из других источников [33, 34].

Однако более приемлемым является предположение, что грубый материал в эоценовых осадках Арктического бассейна имеет местный источник в пределах интенсивно разрушавшегося свода хр.Ломоносова.

Оригинальные данные о возможном источнике галек и других крупноразмерных обломочных частиц приводят российские геологи, изучавшие донные осадки в приполюсном районе хр.Ломоносова. В статье [10] описываются многочисленные обломки гранитов архейского и палеопротерозойского возраста ($2221 \cdot 10$ — $2987 \cdot 8 \cdot 10^6$ лет) и обломки осадочных терригенных пород, содержащиеся в донных отложениях у подножья хр.Ломоносова на глубине 4170–5 м. Предполагается, что на хр.Ломоносова кристаллический фундамент залегает неглубоко и под маломощным осадочным чехлом. Направление океанских течений в позднечетвертичное время исключает возможность ледового привноса архейских и протерозойских гранитов из мест выходов их на дневную поверхность в зонах Канадского, Гренландского, Балтийского и Анабарского щитов.

Автор предполагает, что галечный материал, гравий, обломки песчаников, крупные частицы песка в рассматриваемом разрезе скважин 2 и 4 могли появиться в эоценовых и более молодых отложениях в результате тектонических поднятий и обнажения положительных неровностей древнего кристаллического фундамента на отдельных участках хр.Ломоносова. Здесь они подвергались береговой и (или) донной абразии, после чего частицы этого материала поступали в донные отложения.

Аномальным для глин интервала 313,6—240 м является также существенное понижение их плотности до $1,05 \text{ кг/м}^3$. На этом уровне изменились условия осадконакопления, завершившиеся в раннем миоцене глубоким стратиграфическим перерывом. Доказательством его существования служит, во-первых, отсутствие достоверных отложений олигоцена—раннего миоцена, а во-вторых, резкое изменение состава, свойств и возраста алевритистых глинистых отложений в интервале 201—198 м (см. рис. 4). Уже в верхах предшествовавшего интервала на глубине 220—201 м стало заметным увеличение толщины чередующихся слоев, ослабление сульфатредукции, появление большей алевритистости и значительных присыпок тонкозернистого песка. Все это указывает на начало изменения обстановки осадконакопления, вызвавшее прекращение и аутигенного сульфидного минералообразования.

К.Моран с коллегами показывают, что глины интервала 220—201 м образовались в раннем эоцене, а покрывающие их глины интервала 201—198,13 м начали накапливаться около 14 — $14,5 \cdot 10^6$ лет, т.е. в конце раннего—начале среднего миоцена [33, 34]. В этих глинах обнаружены признаки слабой биотурбации, тонкий прослой (1,5 м) косонаклоненных (sebra stripe) чередующихся серых, светло-серых, темно-серых и черных глинистых слоев, стяжения сульфидов железа, агглютинированные фораминиферы, пиритизированные частицы диатомей, цисты динофлагеллат. Глины интервала 220—198,13 м накаплива-

лись в условиях приближающегося подъема территории и возникновения стратиграфического перерыва, в результате которого из разреза выпали отложения от верхнего эоцена до большей части нижнего миоцена включительно.

Отложения среднего эоцена—среднего миоцена.

Отмечая литологическое сходство глин во всем интервале от 220 до 0 м, Дж.Бекман и К.Моран с коллегами рассматривают их под названием свиты 1 алевритистых глин [14, 15, 16, 17]. Они подразделили свиту 1 на шесть подсвит различной толщины, но близкого литологического состава. Подсвиты отличаются друг от друга цветом, характером выраженности в разрезе, текстурой, а также консистенцией (твердостью), плотностью, количеством и видом пиритных конкреций, гомогенностью или какими-то другими особенностями строения разреза. В глинах свиты 1 много пыльцы, спор, остатков хлорофитов, других полиноморф, рыбных остатков. Дж.Бекман, К.Моран и их коллеги считают, что глины интервала 220,2—198,13 м образовались в среднем эоцене—среднем миоцене, глины интервала 198,13—192,94 м — в среднем миоцене, а в интервале 168,53—17,58 м — в среднем миоцене—плейстоцене. Вышележащая пачка глин (17,58—0 м) накопилась за плейстоцен-голоценовое время.

В основании разреза свиты 1 в интервале 220,2—198,5 м расположены разной твердости темно-темно-серые с коричневым оттенком однородные глины, содержащие присыпки, тонкие слойки, мелкие линзы алеврита и тонкозернистого песка, конкрециевидные стяжения размером 0,1—1,0 см сульфидов железа, одиночной мелкой гальки и неокатанные гравийные зерна. Повсеместно отмечаются следы различных нарушений, а в глинах из основания свиты 1 встречены слойки полужидкой консистенции. Этот базальный слой свиты 1 выделяется как подсвита 1/6.

Отложения среднего миоцена и более позднего возраста. Выше, в интервале 198,5—192,9 м (подсвита 1/5), залегают слойки алевритистых глин черного, светло-серого, серого и оливково-серого цветов. Именно в отложениях подсвиты 1/5 обнаружены косослоистые текстуры (zebra-stripe). От подстилающей подсвиты 1/6 глины подсвиты 1/5 отличаются, кроме того, большей уплотненностью, наличием слойков со следами биотурбации, более частой встречаемостью окатанных мелких галек и гравийных зерен. Возможно, что с этого времени начался ледовый разнос.

Интервал 192,94—168,53 м (подсвита 1/4) представлен также глинами, окрашенными в бурые и буровато-серый цвета, содержащими микроконкреции сульфидов железа, прослои и линзы песка и изолированные гальки. Толщина разноокрашенных слойков изменяется от дециметра до 1 м.

Вышерасположенные в интервале 168,53—17,58 м (подсвита 1/3) разноокрашенные оливковые, серые и бурые алевритистые глины содержат мелкие и круп-

ные, толщиной до 1 м линзы алеврита, песка и отдельную гальку. Осадки отчетливо биотурбированы. Некоторые слои в этом интервале имеют повышенную плотность.

Верхний плейстоцен. Подсвита 1/2 (7,52—2,58 м) сложна серыми и темно-серыми, иногда с оливково-коричневым оттенком алевритистыми глинами, в которых присутствуют обломки раковин моллюсков, частицы карбонатов, присыпки и мелкие линзы алеврита и тонкозернистого песка, окатанная галька и гравий. Поверхностная пленка осадков (подсвита 1/1) в интервале 2,58—0 м образована такими же разноокрашенными глинами полужидкой консистенции. В них хорошо выражена биотурбация.

Во всем глинистом разрезе свиты 1 (интервал 201—0 м) присутствуют планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды, динофлагеллаты, диатомеи и очень редко — агглютинированные фораминиферы.

Плотность и ее вариации по разрезу отложений. Плотность и изменение ее величины по разрезу вскрытых отложений характеризуют влияние на уже сформировавшуюся осадочную толщу постседиментационных термодинамических условий. Основными процессами являются сульфатредукция, уплотнение за счет давления вышележащих осадков, дегидратация, обезвоживание глин, физико-химические превращения лабильных компонентов, изменение количественного содержания рассеянного органического вещества (РОВ) сапропелевой или гумусовой природы и особенно — тектонические напряжения. Два последних фактора влияют на свойства осадочных образований наиболее существенно.

Общая картина изменения плотности (см. рис. 4) вырисовывается в виде единой линии из четырех отрезков [34]. Отложения раннего периода седиментации (интервал 427,6—424,5 м, кампан) имеют плотность 2,2—2,1 кг/м³ с тенденцией ее понижения снизу вверх. Это наиболее консолидированная часть обобщенного разреза. Высокая величина плотности обусловлена древнеларамийской складчатостью.

В интервале 404,8—239,1 м осередненная линия плотности палеогеновых отложений указывает на закономерное ее понижение от 1,81 до 1,3 кг/м³. Резкий скачок плотности происходит в интервале 239,1—198,13 м в сторону увеличения от 1,03 до 1,94 кг/м³.

В обоих последних случаях колебание величины плотности обусловлено вначале повышением, а затем существенным понижением содержания органического вещества в осадочных образованиях. Появление в одном слойке $C_{орг}$ в количестве 14,5% не могло изменить тенденцию резкого понижения доли органического вещества в верхах биокремнистой свиты 2 и в перекрывающих ее осадках базального слоя алевритистых глин свиты 1.

Последняя ступень линии плотности приходится на верхнюю часть разреза (от 198,13 до 0 м). Величи-

на плотности распределяется здесь примерно одинаково в обе стороны по отношению к осередненной линии — от 1,94 до 1,81 кг/м³. Можно допустить, что рост величины плотности связан с возрастанием доли песчано-алевритистых частиц и более равномерном распределении их среди глинистой матрицы, но скорее всего с значительным сокращением в отложениях рассеянного органического вещества и наземной органики в его составе.

Распределение по разрезу и состав органического вещества. Эквивалентом содержания органического вещества в осадочных образованиях служит аналитически определяемый органический углерод $C_{орг}$. Мерой его содержания служат проценты по отношению к вмещающим породам. Содержание $C_{орг}$ в отложениях по разрезам скважин 2 и 4 определено в работе [38], а его компонентный состав — в работе [18]. В дополнение к выводам этих исследователей, можно рассмотреть связь $C_{орг}$ с литологическим составом и использовать эти данные для палеогеологических выводов.

Отложения нижней части разреза охватывают толщу от кампана до низов среднего миоцена (см. рис. 4). Они характеризуются достаточно высоким содержанием $C_{орг}$, в среднем около 2,5%.

В кампанских отложениях содержание $C_{орг}$ в целом невысокое и изменяется от 0,9 до 1,6%. Вышележащие отложения примерно до глубины 280 м не полностью охарактеризованы керном, поэтому определения $C_{орг}$ выполнены лишь в отдельных интервалах. Среднее содержание $C_{орг}$ здесь около 2,5% с отклонениями в обе стороны от осередненной линии от 0,4 до 5,7%. Большая часть разреза биокремнистой свиты 2 наиболее полно обеспечена керном и, соответственно, определениями $C_{орг}$. В низах свиты 2 среднее содержание $C_{орг}$ колеблется около 3,4%, средняя доля $C_{орг}$ в осадках верхней ее части составляет всего 2,5%. В самой кровле свиты 2 и осадках подсвиты 1/6 отмечаются наиболее контрастные содержания $C_{орг}$ от 0,2 до 14,5%, причем эти 14,5% обнаружены только в одном, самом верхнем образце [38]. Таким образом, палеогеновая часть обобщенного разреза может рассматриваться как толща с высоким содержанием $C_{орг}$. В этом плане она напоминает разрез неогеновых отложений, вскрытых скважинами 380/380А «Гломар Челленджер» в Черном море и шельфовые отложения этого моря, подробно описанные в работах [11, 13]. В отложениях биокремнистой свиты 2, так же как и в позднечетвертичных сапропелевидных илах Черного моря, повышенные содержания $C_{орг}$ обнаруживаются в черных и (или) темно-темно-серых субмиллиметровых слойках, придающих этой свите 2 тонкослоистую текстуру.

Тонкослоистая текстура — неоспоримое доказательство изменения режима накопления осадков и вызываемых этими изменениями интенсивных диагенетических процессов. Наиболее реален следую-

щий механизм образования субмиллиметровой слоистости отложений биокремнистой свиты 2.

Процесс образования такого типа слоистости мог начаться с неравномерного обогащения осадка рассеянного органического вещества с изменяющимся содержанием сапропелевой, планктоногенной или гумусовой (преимущественно наземной) органики. Когда доля такого вещества в осадке была не очень большой, осадок сохранял первоначальный цвет, но если содержание его возрастало, то интенсифицировались процессы сульфатредукции, появлялись гидротроилит и другие сульфиды железа и осадок приобретал темно-серый и (или) черный цвета.

Исходный минеральный материал имел относительно светлую окраску. Черный цвет наверняка образовался уже после перекрытия изначально относительно светлой слойки другим слоем, но сильно обогащенным рассеянным и биохимически активным рассеянным органическим веществом с сопровождающим его сероводородом. Если при этом вместе с таким веществом в слойке присутствовало в любой форме (растворенное—ионное, обломочное, в виде сульфатов и др.) оксидное железо, то после полного перекрытия этой слойки вышележащим слоем начинался и активно протекал процесс сульфатредукции. При этом часть рассеянного органического вещества и сероводорода окислялась теобактериями с образованием свободной серы, которая очень быстро соединялась с формирующимся в коллоидальные сгустки гидротроилитом, в результате чего возникали мельчайшие стяжения мельниковита, марказита, пирита. Частицы гидротроилита заполняли поры еще хорошо проницаемого тонкого слоя осадка, окрашивая его в темно-темно-серый и (или) черный цвета. Неровные, с мельчайшими кавернами и «рваными» краями гидротроилитовые слойки указывают на самую раннюю диагенетическую реакцию формирования сульфидного железа.

Образование гидротроилита в отдельных тонких слойках указывает на то, что в это время имело место превышение концентрации рассеянного органического вещества (с H_2S) над всей суммой железа, которое в восстановительных условиях способствовало превращению оксидных форм железа в минералы сульфидного железа. Наличие избыточного рассеянного органического вещества (с H_2S) обуславливало полное, без остатка, превращение оксидного железа в сульфидные его формы, а оставшееся еще нереализованное POB (с H_2S) стабилизировало восстановительную обстановку в осадке. Наличие в осадке тончайших слойков с новообразованными сульфидами железа и разделяющих их, относительно светлоокрашенных слойков обусловило формирование интервала разреза с субмиллиметровой слоистостью, характерной для биокремнистой свиты 2.

Интенсивность и продолжительность процесса сульфатредукции в значительной степени зависит

также и от качества рассеянного органического вещества. Если в изначальной осадке, отложившемся тонким слоем на донной поверхности, концентрация такого вещества невелика или оно другого, например, гумусового состава, сульфатредукция может вообще не начаться, а если и протекает, то очень и очень медленно. В этом слоеке надолго сохраняется и преобладает окислительная обстановка, новообразования гидротроилита не происходит, слои остаются относительно светлыми. Подобное может произойти и с осадком, обедненным железом в любой его форме или с высоким содержанием иловой воды сульфатного состава, или при накоплении их в условиях резкой смены биогеохимической среды.

Смена условий накопления осадков, изменение интенсивности процесса сульфатредукции обусловлены многими причинами, но среди них колебания климатической обстановки играют решающую роль, поскольку они охватывают значительное пространство и значительное время. Главными компонентами и показателями климата служат влажность и температура. Изменение одного из них ведет к изменению другого. Поэтому для объяснения природы тонкослоистости чаще всего обращаются именно к изменениям климатических условий. В последние годы получены достоверные данные о том, что, как правило, субмиллиметровые слои в тонкослоистом разрезе отложений формируются в водных бассейнах ограниченного размера в областях жаркого или очень влажного климата с слабой аэрацией придонного слоя воды и верхней пленки донного осадка или при частых колебаниях температуры в местах расположения источников обломочного материала. На этот счет имеется обширная литература.

Образование многометровой толщи тонкослоистых гидротроилитовых и более светлых слоев происходило, например, на последнем этапе развития позднечетвертичных бассейнов Среднего и Южного Каспия [7, 24]. Столь же впечатляющими и контрастными выглядят разрезы новейших отложений в бассейнах ограниченных размеров, вскрытые скважинами во многих местах субтропической—экваториальной зоны. Это, например, осадки оз.Босумтви в Гане в Западной Африке [30]; оз.Малави в Восточной Африке [36]; оз.Петен Итза в Гватемале [27]; оз.Ван в Восточной Турции [31] и др. Отражением частой и резкой смены гидрологических и климатических условий могут служить разрезы тонкослоистых отложений с субмиллиметровыми слоями, накопившимися на дне фиордов-инлетов с застойным режимом на о.Ванкувер [26], в местах взаимодействия речных артерий и моря, как, например, в эстуарии р.Гудзон [25] или на п-ове Папуа в Новой Гвинее [22], в импактном кратере — оз.Эльдждитджин (Чукотка) [32], в оз.Бива (Япония) [28].

В отложениях верхней части разреза, накопившихся в послесреднемиоценовое время (подсвисты

1/5—1/1) доля $C_{орг}$ в среднем составляет всего 0,2%, т.е. чуть выше предела точности метода определения $C_{орг}$. После предсреднемиоценового периода резко изменились условия седиментации, в осадки стало поступать очень мало рассеянного органического вещества, и оно, вероятно, стало иметь другой компонентный состав.

Заслуживает внимания также связь количественно содержания $C_{орг}$ с плотностью (объемной массой) осадков. Если мысленно провести линию через точки наибольшего содержания $C_{орг}$ (см. рис. 4), то легко определить, что наклон такой линии в низах изучаемого разреза ориентирован в противоположную сторону от линии осредненных значений плотности. Это как раз и является одним из доказательств того, что плотность выше в тех отложениях, в которых содержится меньше $C_{орг}$, и наоборот. В этом состоит участие органического вещества в создании геолого-геохимической обстановки в осадках. Очень важные доказательства о компонентном составе рассеянного органического вещества получены В.В.Буссеин и Р.Стейн [18]. Некоторыми видами углепетрографического анализа и методом Rock-Eval они определили, что в рассеянном органическом веществе кампанских, палеоценовых и эоценовых отложений значительную роль играют ингредиенты высших наземных растений, а также сильно измененные остатки водорослей. Обнаружены кутикулы, споры, другие остатки и особенно в больших количествах — стойкие витринит, инертинит, ламалгинит, телалгинит, липтодетринит, цисты динофлагеллат, аморфный битуминит и др.

Косвенные сведения о природе органического вещества и его аналитического эквивалента $C_{орг}$ можно получить из характеристики изотопа ^{13}C в составе углеродной массы органического происхождения по версии PDB. Данные по ^{13}C приведены в статье Е.Томас с коллегами [40]. Так, на одном из рисунков в этой статье показано, что в разрезе скв.4, в интервале 392—388 м в низах среднеэоценовой толщи глин объем изотопа ^{13}C суммарного органического вещества составляет 23,5... 24,5% по отношению к PDB. В многочисленных публикациях по изотопному составу органического вещества отмечается, что такие показатели ^{13}C свойственны остаткам сухопутных высших растений, включающих небольшое количество органического вещества морского планктона. Вверх по разрезу среднеэоценовых отложений происходит прогрессивное уменьшение ^{13}C , на глубине 386 м его объем достигает 30... 31%. Предполагаем, что причиной такого изменения состава стало поступление в донные осадки того времени значительного количества планктоногенного органического вещества скорее всего озерного или эстуарного происхождения. При этом мы опираемся на сводку данных по динамике изотопного состава углерода ^{13}C органического вещества, выполненную

Н. Erlenkeuser [23] при изучении органического вещества из осадков различных обстановок осадконакопления.

С глубины 384,5 и до 378 м наблюдается обратная картина — утяжеление ^{13}C от 31‰ до 26‰. Несомненно, этот интервал некоторого изменения количества ^{13}C связан со сменой гидрологического режима водной толщи и поступлением в нее органического вещества с большой примесью остатков высших наземных растений. В упомянутой статье [40] показано, что в интервале 381—378 м объем ^{13}C стабилизировался на уровне 26‰. Можно допустить, что аналогичный состав исходного органического вещества сохранялся в течение всего эоцена и в донных осадках более позднего времени.

Приведенные характеристики ^{13}C свидетельствуют о том, что накопление глин в раннем—среднем эоцене происходило в мелководной полосе морского дна с высоким содержанием взвешенного органического вещества и расположенной в близком соседстве с береговой зоной, а в составе исходного органического вещества преобладала гумусовая компонента.

Характерные эпизоды послемеловой палеогеологии. Выше было отмечено, что кайнозойские отложения во всех частях разреза представлены алевроитистыми глинами и (или) уплотненными глинистыми илами. Алевроито-глинистая матрица присуща и биокремнистым илам свиты 2, хотя количественно ее компоненты уступают частицам биогенного происхождения.

Глинистый состав разреза предполагает, что источником терригенного материала являются горные породы такого же глинистого состава, в противоположном случае наблюдались бы другие литологические типы. В палеоцене и в течение почти всего эоцена в источнике разрушались породы с невысоким содержанием песчано-алевритового материала. Однако в конце среднего эоцена (глубина 239,34 м) разрушению стали подвергаться, очевидно, более древние породы, в которых находились слои, давшие при эрозии и абразии большое количество крупноразмерных обломочных частиц до галек включительно. Разная степень окатанности и большое количество угловатых обломков осадочных пород свидетельствуют о близком нахождении их источников, а пестрота условий их нахождения среди вновь образующейся осадочной толщи — о близкой береговой линии мелководного бассейна, где накапливались алевроитистые глины.

Как было показано выше и на рис. 4, обобщенный разрез подразделяется на две примерно равные части. Низы его включают отложения от кампана до среднего эоцена (227 м), а верхи (201 м) — от среднего миоцена до современных включительно. Время накопления отложений низов разреза составляет $41 \cdot 10^6$ лет. Но в течение древнеларамийской фазы складчатости, сопровождавшейся перерывом в накоплении осадков

и последующим их размывом, была уничтожена трансгрессирующим палеоценовым морем верхняя часть кампана (примерное время образования которой могло быть не менее $4 \cdot 10^6$ лет), маастрихта ($8 \cdot 10^6$ лет) и дания ($4,8 \cdot 10^6$ лет) — толща накопившихся осадков за $17 \cdot 10^6$ лет. Образование толщи, не подвергшейся размыву, следовательно, состоялось за $24 \cdot 10^6$ лет. Ее мощность, как уже отмечалось, равна 227 м. Скорость седиментации 1 мм осадка в это время была около 106 лет, а 1 м — 106 000 лет, т.е. за $1 \cdot 10^6$ лет могло образоваться 9,4 м.

Верхняя часть разреза имеет толщину 201 м, а образовалась она в течение $14,5 \cdot 10^6$ лет. Скорость седиментации 1 мм осадка для этой толщи равна 724,4 года, а 1 м — 724 400 лет, т.е. за $1 \cdot 10^6$ лет накапливалось всего 1,4 м осадков. Это означает, что толща отложений, накопившаяся после олигоцен-раннемиоценового перерыва, формировалась примерно в 7 раз медленнее, чем толща палеогенового периода. Принимая во внимание состав микрофоссилий, преобладание в нем остатков организмов, свойственных мелководью, пеструю и быстро трансформирующуюся текстуру отложений, изменения в компонентном составе органического вещества, можно утверждать, что палеогеновые отложения накапливались в мелководных морских бассейнах, интенсивное погружение их дна компенсировалось постоянно увеличивающейся массой осадочных образований. Бассейны палеогеновых морей имели ограниченные размеры и находились в непосредственной близости от источников сноса терригенного материала. Неогеновые отложения накапливались уже в бассейнах, связанных с океанами и даже, возможно, являлись частью близрасположенного океана.

Для более детального описания палеогеологической обстановки следует отметить наличие трех наиболее выраженных в разрезе изучаемых отложений стратиграфических перерывов. *Первый*, ранний из них, охватывает время от конца кампана до начала позднего палеоцена (около $13 \cdot 10^6$ лет) и соответствует глобальному проявлению древнеларамийской фазы альпийского тектогенеза. В течение этого события из разреза выпали отложения, которые могли образоваться в позднем кампане, маастрихте и дании, т.е. в течение почти $17 \cdot 10^6$ лет. Пока твердой уверенности нет, почему отложения этого возраста отсутствуют в разрезе; они могли в это время и не накапливаться. Однако, ориентируясь на эпизоды геологической истории соседних регионов, в частности, Западной Сибири, можно с большой уверенностью говорить об их уничтожении трансгрессирующим палеоценовым морем [2, 6].

Второй перерыв выделяется по достоверному отсутствию в разрезе олигоцена ($13,4 \cdot 10^6$ лет) и нижнего миоцена ($10,2 \cdot 10^6$ лет). В это время отчетливо проявилась савская фаза альпийского тектогенеза.

Авторы работ [6, 16, 17] показывают его место в разрезе от 201 до 198,13 м. Тектонические движения во время савской фазы повсеместно отмечаются глубокой регрессией эпиконтинентальных морских бассейнов, знаменуют собой начало нового этапа развития. В изучаемом регионе это особенно заметно по смене режима седиментации, по изменению состава микрофоссилий, резкому снижению поступавшего в осадки рассеянного органического вещества, изменению плотности пород и др. С этого времени начинается развитие открытого морского бассейна, вскоре ставшего частью Северного Ледовитого океана.

Третий перерыв длительностью около $2,2 \cdot 10^6$ лет совпадает с концом миоцена и проявляется во время аттической фазы складчатости. В разрезе отложений этому перерыву соответствует интервал 70—75 м [6, 16]. Явные признаки его присутствия здесь выражены в основном составом микрофоссилий и повышенным содержанием хорошо окатанных галек.

Необходимо отметить некоторые другие заметные палеогеографические события. Например, формирование палеогеновых отложений, начавшееся с трансгрессии палеоэоценового моря, неоднократно происходило изменение гидрологического режима, вызывавшее колебание уровня моря, замещение относительно «холодных» вод «теплыми» водами. Климат при этом становился чрезвычайно неустойчивым. Примером могут служить колебания гидрологического режима при накоплении терригенных отложений в низах свиты 3 аутигенных и алевролитистых глин. Особенностью его является, как уже отмечалось, появление ярко выраженного потепления длительностью около 220 тыс. лет, а также появление в осадках специфического вида динофлагеллат *Apectodinium augustum*. Температура поверхностного слоя воды в арктическом море того времени могла достигать 18—23 °C, а придонного слоя — 4—5 °C. Данное потепление — очень короткий, повсюду прослеживаемый эпизод в геологической истории Земли на границе палеоэоцена и эоцена. Его влияние в рассматриваемом регионе, по всей видимости, способствовало возрастанию содержания CO_2 в атмосфере, увеличение его парциального давления, образование парникового эффекта и экстремального потепления климата, сказывалось также и на значительном изменении условий осадкообразования. Характеристикой климатических изменений может служить отмеченный выше сдвиг в содержании изотопов углерода в область пониженных и даже отрицательных значений. Это могло произойти за счет массового и быстрого поступления в атмосферу того времени изотопа ^{12}C , вызванного, например, катастрофическим разрушением газогидратов в поверхностном слое донных отложений или усиленным переносом влаги из низких широт в Арктику. В это время произошла смена морской биоты, почти полное исчезновение известкового нанопланктона, аномальное распространение указанного ранее *Apectodinium augustum* и др. В мировой литерату-

ре это время получило название Палеоэоцен-Эоценового Термического Максимума (РЕТМ—ПЭТМ) [14, 20, 21, 34, 35, 37, 39, 41].

Интригующим является массовое распространение в основании свиты 2 биокремнистых илов, относящейся к низам среднего эоцена ($49,5 \cdot 10^6$ лет) глохидий (щетиристо-волосяных комочков, похожих на комочки шиповника или кактуса) пресноводного гидроптеридного (водно-сосудистого) папоротника *Azolla* spp. Повышенное содержание остатков этого папоротника отмечено в глинах из интервала 302,7—301,75 м в разрезе скв.2 и из интервала 313,35 м в разрезе скв.4. Вместе с *Azolla* spp обычно встречаются многочисленные органические и кремневые остатки микрофоссилий пресноводного местообитания. Присутствие в эоценовых отложениях остатков пресноводного папоротника *Azolla* spp указывает на существенное понижение солености водной толщи, из которой он попал в донные осадки. Продолжительность опреснительного периода достигала 800 тыс. лет. На этом основании выделяется особый эпизод смены гидрологических условий в данном месте хр. Ломоносова в начале среднего эоцена [1, 19]. Остается неясным за счет каких причин произошла эта трансформация водного режима, а также превращение соленого или солоноватого водного бассейна в пресноводный, а через 800 тыс. лет — этого пресноводного бассейна в солоноватый или соленый с признаками открытого моря или океана.

Интерес представляет и образование самой свиты 2 биокремнистых илов. Она имеет толщину 93,37 м. Терригенно-биогеогенный материал этой свиты накапливался в течение среднего эоцена продолжительностью примерно $8,5 \cdot 10^6$ лет. Следовательно, 1 м осадка этой свиты отлагался за 910 400 лет, а в течение $1 \cdot 10^6$ лет накапливалось всего 1,1 м осадка. При среднем содержании в биокремнистых илах 2,5% $\text{C}_{\text{орг}}$ потребовалось реализовать около 2,33 м исходного органического вещества, находящегося в различных формах в толще морской воды. Известно, что соотношение величин $\text{C}_{\text{орг}}$ и органического вещества, из которого образуется $\text{C}_{\text{орг}}$, в морской геологии принято равной 1:2. Чтобы заключить в биокремнистые глинистые илы толщиной 93,37 м такое количество органического вещества, потребовалось бы иметь в воде среднеэоценового моря в течение всех $8,5 \cdot 10^6$ лет массу взвешенного в воде органического вещества общей толщиной примерно 8,5 м. Это при условии, что в донные осадки попадает не более 2,5—3% такого органического вещества. Цифра огромная. Это только примерно в 2 раза меньше, чем накапливалось в отдельные эпизоды позднечетвертичного времени в Средиземном и Черном морях [11, 13].

Морская вода и донные осадки с таким содержанием органического вещества и компонентным составом $\text{C}_{\text{орг}}$ свойственны уникальным бассейнам, напомиавшим скорее огромные заболоченные озера, по-

хожие на те, которые встречаются в северо-западном районе России и Белоруссии [8, 12].

Высокое содержание в мощной свите 2 $S_{орг}$ и ее преимущественно биокремнистый состав свидетельствует, во-первых, о высокой биологической продуктивности морского бассейна; в компонентном составе $S_{орг}$ значительную роль играли планктоногенные сапропелевого типа компоненты исходного органического вещества. Во-вторых, наличие субмиллиметровой слоистости, образованной, как на это указывалось ранее, преимущественно за счет неравномерного поступления в осадки рассеянного органического вещества, указывает на частую постоянную смену гидрологического режима и климатических условий. В-третьих, бассейны, в которых отлагались терригенные и биокремнистые частицы этих слабо глинистых илов не были типично морскими, скорее всего это были или обширные заболоченные озера, или периодически заливаемая солеными водами низменная аккумулятивная равнина.

Отсюда вытекает еще одно предположение: мелководные бассейны палеогенового возраста существовали рядом с высоко поднятыми, возможно, обнажающимися на дневной поверхности, блоками хр. Ломоносова.

Автор приносит искреннюю благодарность А.А.Крылову (ст.научн.сотр. ВНИИморгео) и профессору В.Т.Фролову за ценные критические замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. О механизме формирования слоев с Azolla в эоцене хр. Ломоносова (Высокая Арктика) и в Тавдинском бассейне Западно-Сибирской плиты // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Т. II. — Новосибирск, 2011.
2. Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И. и др. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 18. № 6. 2010. С. 78—103.
3. Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Литинин А.В. Строение литосферы и модель эволюции Арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане // Разведка и охрана недр. 2005. № 6. С. 14—24.
4. Геологическое строение и геоморфология СЛО в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа России в Арктическом бассейне // Труды ВНИИОкеангеология. — С-Пб, 2000.
5. Каминский В.Д., Глебовский В.Ю., Киселев Ю.Г. и др. Геолого-геофизическая изученность Северного Ледовитого океана и его континентальных окраин в свете проблемы определения положения границы континентального шельфа в Арктике // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. — С-Пб, 2000. С. 17—30.
6. Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хр. Ломоносова // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 15. № 4. 2007. С. 63—83.
7. Куприн П.Н., Поповчак В.П. Состав и условия накопления осадков в глубоких впадинах Южного и Среднего Каспия // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. № 5. 2001. С. 54—66.
8. Лопотко М.З. Сапропели БССР, их добыча и использование. — Минск: Наука и техника, 1974.
9. Объяснительная записка к картам Арктического бассейна: Орографическая карта Арктического бассейна. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. — С-Пб, 1999.
10. Петров О.В., Морозов А.Ф., Лайба А.А. и др. Архейские граниты на Северном полюсе // Строение и история развития литосферы. — М.: Paulsen, 2010. С. 192—203.
11. Потапова Л.И., Куприн П.Н., Ермакова В.И. Органическое вещество в осадках шельфа // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. — София: БАН. 1980. С. 276—286.
12. Стеклов Н.А., Ильина Е.Д. О генетической классификации отложений сапропеля. // Проблемы использования сапропелей в народном хозяйстве. — Минск: Наука и Техника, 1976. С. 63—73.
13. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. — М.: Наука, 1978.
14. Backman J., Moran K., McInroy D. and the IODP Expedition 302 Scientists. IODP expedition 302, Arctic coring expedition (ACEX): a first look at the cenozoic palaeoceanography of the Central Arctic ocean // Scientific Drilling. № 1. 2005. Pp. 12—17.
15. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. and the Expedition Scientists // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Vol. 3—2. Edinurgh. 2006.
16. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic arctic coring expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Palaeoceanography. 23. PAISO3. 2008.
17. Backman J. and Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanography record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302. Synthesis // Earth and Environment Science. Central European Journal of Geosciences. Vol. 1. № 2. 2009. Pp. 157—175.
18. Boucsein B., Stein R. Black shale formation in the late Paleocene — early Eocene Arctic Ocean and paleoenvironmental conditions. New results from a detailed organic petrology study. // Marine and Petroleum Geology. 26(3). 2008. Pp. 416—426/
19. Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M.E. et al. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature. 441. 2006. Pp. 606—609.
20. Coxall H.K., Wilson P.A., Palike H., et al. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific ocean // Nature. 433. 2005. Pp. 53—57.
21. Crouch E.V., Heilmann-Clausen C., Brinkhuis H., et al. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum // Geology. 29. 2001. Pp. 315—318.
22. Environmental Change, Processes, and Effects // Integrated ocean drilling program 2003—2013. Woshington/DC. USA/2001. Pp. 35—52.
23. Erlenkeuser H. Stable carbon isotope characteristics of organic sedimentary source materials entering the estuarine zone // Biogeochemistry of estuarine sediments. UNESCO. 1979. Paris. Pp. 199—206.
24. Ferronsky V.I., Polyakov V.A., Froehlich K. et al. Isotope studies of the Caspian Sea: Climate record from bottom sediments // Proceedings of the international symposium on isotope techniques... Vienna. 1998. Pp. 633—644.
25. Geyer R. Where the rivers meet the sea // Oceanus magazine. Vol. 43. № 1. 2004. Pp. 22—25/

26. Gross M.G., Gucluer S.M., Creager J.S., and Dawson W.A. Varved marine sediments in a stagnant fiord // *Science*. 141. 1963. Pp. 918—919.
27. Hodell D., Anselmetti F., Brenner M. et al. The lake Peten Itza scientific drilling project // *Scientific Drilling*. № 3. Sept. 2006. Pp. 25—29.
28. Horie Shoji. History of Lake Biwa // *Institute of Paleolimnology and Paleoenvironment of Lake Biwa*. Kyoto University. 1987.
29. Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., and Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge—a double-sided continental margin // *Geology*. 20 (10). 1992. Pp. 887—890.
30. Koeberl Ch., Peck J., King J. et al. The ICDP Lake Bosumtwi drilling project: a first report // *Scientific Drilling*. № 1. 2005. Pp. 23—27.
31. Litte T., Krastel S., Özçen S. and Karabiyikoglu M. Lake Van drilling project: a long continental record in Eastern Turkey // *Scientific drilling*. № 4. 2007. Pp. 40—41.
32. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P. et al. The Lake El'gygytgyn scientific drilling project-Conquering Arctic Challenges through continental drilling // *Scientific Drilling*. № 11. march 2011. Pp. 29—40.
33. Moran K., Backman J. and the IODP expedition 302 science party // *Oceanography*. 1. Vol. 19. № 4. 2006. Pp. 162—167.
34. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic ocean // *Nature*. 441. 2006. Pp. 601—605.
35. Pagani M., Pedentchouk N., Huber M. et al. Arctic Hydrology during global warming at the Paleocene-Eocene thermal maximum // *Nature*. 442. 2006. Pp. 671—675.
36. Scholz Ch.A., Cohen A.S., Johnson T.C. et al. The 2005 lake Malawi scientific drilling project // *Scientific Drilling*. № 2. 2006. Pp. 17—19.
37. Sluijs A., Schouten S., Pagani M. et al. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum // *Nature*. № 441. 2006. Pp. 610—613.
38. Stein R. Upper Cretaceous / Lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic carbon origin and source-rock potential. *Marine and Petroleum Geology*. 24. 2007. Pp. 67—73/
39. Thomas D.J., Zachos J.C., Bralower T.J. et al. Worming the fuel for the fire: evidence for thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum // *Geology*. 30. 2002. Pp. 1067—1070.
40. Thomas E., Brinkhuis H., Huber M., Ruhl U. An Ocean view of the early Cenozoic greenhouse world // *Oceanography*. 1. Vol. 19. № 4. 2006. Pp. 94—103.
41. Zachos J.C., Wara M.W., Bohaty S. et al. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum // *Science*. 302:1. 2003. Pp. 551—554.

Проблема генезиса четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа (по материалам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000)

Е.А.ГУСЕВ (ФГУП «ВНИИОкеангеология им.И.С.Грамберга»; 190021, г.Санкт-Петербург, Английский пр., д.1),
Д.А.КОСТИН (ОАО «Арктические морские инженерно-геологические экспедиции»; 183025, г.Мурманск, ул.Карла Маркса, д.19), П.В.РЕКАНТ (ФГУП «ВНИИОкеангеология им.И.С.Грамберга»; 190021, г.Санкт-Петербург, Английский пр., д.1)

Изучение геологического строения и картирование четвертичных образований Баренцево-Карского шельфа по программе составления листов Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 ставит под сомнение реконструкции покровного оледенения всего шельфа в неоплейстоцене. Приведены свидетельства ограниченного распространения в пределах поднятий морского дна и островов отдельных ледниковых центров.

Ключевые слова: Баренцево море, Карское море, неоплейстоцен, оледенение, геологическое картирование.

Гусев Евгений Анатольевич, gus-evgeny@yandex.ru
Костин Дмитрий Алексеевич, d_kostin@amige.murmansk.ru
Рекант Павел Витольдович, rekant@mail.ru

Problems of genetic identification of Barents-Kara shelf quaternary deposits (new results from state geological mapping of Russia in 1 000 000 scale)

E.A.GUSEV, D.A.KOSTIN, P.V.REKANT

Geological structure studies and quaternary deposits mapping on Barents-Kara shelf in 1:1 000 000 scale (state geological mapping program) rejects models of Pleistocene glaciation of all the shelf. Leading suggestions of local glaciation spreading limited by modern islands and underwater banks and highs.

Key words: Barents Sea, Kara sea, Pleistocene, glaciation, geological mapping.

Проблема установления генезиса четвертичных отложений Арктики России существует уже несколько десятилетий. История вопроса неоднократно освещалась в публикациях [8, 9, 10, 14, 36 и др.]. В 1960—1980 гг. этой теме были посвящены конференции, симпозиумы, рабочие совещания [27, 28, 32 и др.]. Взгляды геологов, занимающихся изучением четвертичных отложений, на природу, время образования осадочных толщ Арктики, палеогеографию региона были различными, и они изменялись с течением времени. Не вдаваясь в детали этой затянувшейся дискуссии, отметим, что большинством современных геологов-четвертичников признается ледниковый генезис большей части разреза арктических низменностей, а также форм рельефа. При этом ранее центры предполагаемых оледенений реконструировались как на суше [30], так и на акватории Арктического шельфа [1]. В настоящее время доминирующей является точка зрения об особенном шельфовом типе оледенения, когда на осушенных пространствах при регрессии моря образовывались ледниковые покровы, которые наступали на сушу, деформируя осадки и породы, слагающие приморские низменности и предгорья [2, 45, 48].

Большая часть Евроазиатского Арктического шельфа находится под юрисдикцией Российской Фе-

дерации. В 1995—2010 гг. на эту площадь впервые были составлены листы Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000. Основными исполнителями этих работ для Западно-Арктического шельфа (моря Баренцево и Карское) являлись Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ, г.Мурманск), в содружестве с ВНИИОкеангеология, а также Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ, г.Ломоносов). В целом геолого-геофизическая изученность шельфа значительно уступает таковой на суше.

Специфика геологической съемки шельфа предполагает приоритет дистанционных (геофизических) методов исследования. Обычными при такой съемке являются сейсмоакустическое профилирование (низко- и высокочастотное) и сонарные съемки при помощи гидролокатора бокового обзора. Геологические методы при геологической съемке шельфа ограничиваются донным пробоотбором при помощи дночерпателей и драг, а также грунтовых трубок различных модификаций. Глубина проникновения грунтовых трубок составляет обычно первые метры. Дороговизна морских буровых работ не позволяет включить этот вид исследования в арсенал методов геологической съемки шельфа. Это привело к тому, что нижние горизонты рыхлых осадков Арктического шельфа из-

учены очень слабо. Тем не менее, пробуренные предприятием «Арктические морские инженерно-геологические экспедиции» (АМИГЭ) неглубокие (около 100 м) скважины дали богатый геологический материал для морских геологов. Основная часть кернов скважин изучалась систематически только для выявления инженерно-геологических свойств донных осадков [5, 16, 23, 29]. Детальные стратиграфические исследования проводились в небольшом объеме по некоторым скважинам [17, 18, 31, 35].

Датировались органические остатки из грунтовых трубок [24 и др.], а также из керна скважин. При этом результаты радиоуглеродного датирования (модификация AMS) раковин моллюсков из керна скважин [46] представляются более молодыми, так как для этих же скважин позднее были получены гораздо более древние термолюминесцентные датировки [17, 18].

Результаты геологической съемки шельфа. Для суши всегда остро стояли вопросы идентификации и корреляции подразделений, выделенных в отдельных обнажениях. В отличие от суши, картируемые четвертичные подразделения шельфа были прослежены на сотни километров с помощью непрерывного сейсмоакустического профилирования. На профилях по характеру сейсмической записи можно идентифицировать морские, ледово-морские и ледниковые отложения. Краевые формы древних оледенений четко и ярко выражаются в рельефе морского дна в виде гряд, их внутренняя структура хорошо видна на сейсмозаписи. Подводные морены фиксировались и раньше, до проведения геологической съемки шельфа [7, 22, 33, 34]. С получением новых сейсмических данных, проведенных по регулярной сети, появилась возможность картировать краевые ледниковые формы. Оказалось, что подводные морены распространены на Баренцево-Карском шельфе в диапазоне современных глубин моря 0—100 м. Поэтому, по данным указанной съемки, реконструируется не единый ледниковый покров как в модели международного проекта «Queen» [48], а множество гораздо более скромных ледниковых центров, сформировавших эти морены. Такие глетчеры находились в пределах поднятий морского дна, некоторые из которых увенчаны островами, несущими современное оледенение (Шпицберген, Новая Земля, Земля Франца Иосифа, Северная Земля).

Подводные морены, протягиваясь цепочкой, окаймляют архипелаги островов и подводные банки. Гипсометрически ниже краевых ледниковых форм, часто фиксируются сейсмоакустически прозрачные тела караваеобразной формы. Многие связывают образование этих «караваев» с этапом дегляциации, определяя их генезис как флювиогляциальный [31] или ледниково-морской [33].

Еще одна интересная особенность строения рельефа была выявлена после проведения геологической съемки на Баренцевском шельфе. Плоские вершины

подводных поднятий и банок характеризуются сильной изрезанностью. Частично рытвины и борозды покрывают склоны этих возвышенностей, причем изрезанность с глубиной уменьшается. На глубинах более 100—120 м поверхность морского дна совершенно ровная. Поэтому можно предположить, что ни эрозионные, ни экзарационные процессы ниже этих глубинных отметок в позднем неоплейстоцене не происходили.

Таким образом, закартировав комплекс ледниковых и перигляциальных форм рельефа и слагающих его отложений в масштабе 1:1 000 000 на весь Баренцево-Карский шельф, можно более уверенно реконструировать контуры древних ледниковых покровов. Анализируя рис. 1, нетрудно заключить, что следы распространения плейстоценовых ледников в районе Новой Земли концентрируются вблизи современной береговой линии, редко удаляясь от нее более чем на первые десятки километров.

В пределах Баренцево-Карского шельфа авторы диагностируют морены трех генераций: 1) узкие, невысокие гряды, имеющие свежий облик и располагающиеся ближе к островам и материковой суше, определяются как осташковские (поздневалдайские, сартанские); 2) более крупные краевые формы со сглаженными очертаниями, такие как крупные морены Адмиралтейского поднятия, перекрытые кое-где морскими осадками, имеют более древний возраст, скорее всего, средне-неоплейстоценовый. Однако и этот моренный комплекс реконструируется в пределах отдельных поднятий, т.е. сформировавший его ледник не охватывал весь шельф; 3) морены, занимающие промежуточное стратиграфическое положение (ранневалдайские, зырянские), вообще слабо выражены на шельфе.

Результаты инженерно-геологического бурения. В кернах инженерно-геологических скважин были вскрыты отложения различной генетической приуроченности. Непосредственно на коренных породах обычно залегают плотные суглинки, которые многими исследователями принимаются за ледниковые образования. Мореноподобные диамиктоны нижне-, средне- и позднеплейстоценового комплексов представлены преимущественно глинистыми алевритами с включениями гравия, гальки, песка, а также глинистых окатышей. Окрашены породы в серый или темно-серый цвет. Обычно диамиктоны неслоисты, имеют массивную текстуру, переуплотнены, часто нарушены пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Пликативные дислокации выражены в виде разнообразных по морфологии складок, разрывные нарушения представлены отдельными микроразломами и зеркалами скольжения, разделяющими отдельные микроблоки [29]. Эти характерные особенности диамиктонов интерпретируются многими исследователями как признаки ледникового воздействия [41]. Однако ряд исследователей рассматривает переуплотненность и нарушенность диамикто-

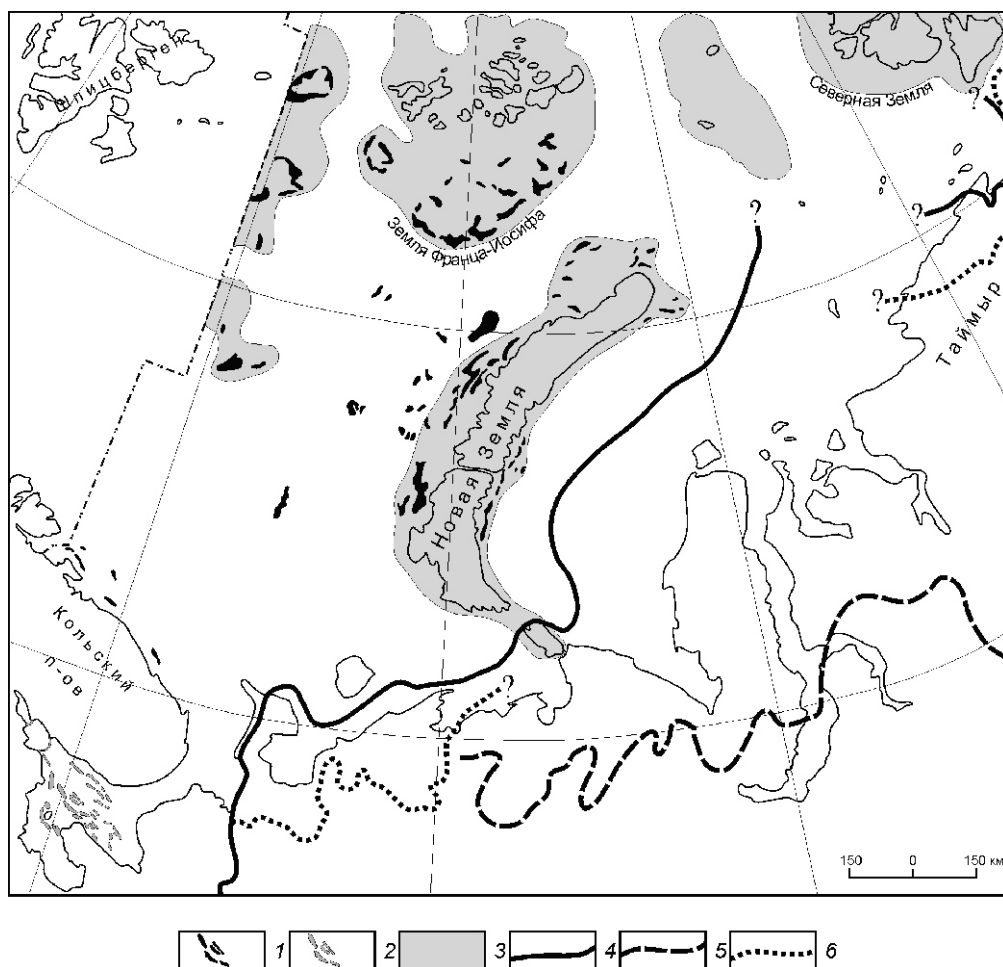


Рис. 1. Распространение разновозрастных подводных морен по данным геологической съемки шельфа и реконструкции максимального распространения ледников в пределах Баренцево-Карского шельфа в последний ледниковый максимум:

1 — морены, выходящие на поверхность морского дна и выражающиеся в батиметрии; 2 — грядовые формы рельефа неясного генезиса; 3 — области максимального распространения ледников последнего ледникового максимума (20 тыс. лет назад); границы оледенений Баренцево-Карского шельфа по работе [48]: 4 — 20, 5 — 80—90 и 6 — 50—60 тыс. лет назад

вых пород как результат диагенетических преобразований и неотектонических дислокаций [29, 18 и др.].

Изучение микрофауны и диатомовых водорослей, а также датирование осадков радиоуглеродным и термолюминесцентным методами в скважинах, расположенных за пределами воздействия плейстоценовых ледников, т.е. в районах с современными глубинами моря 100 м, свидетельствует о практически непрерывном морском осадконакоплении в плейстоцене [17, 18, 31]. Количественные изменения содержания в комплексах арктических и бореальных видов позволили наметить возрастные рубежи климатических колебаний для Баренцево-Карского шельфа.

Обсуждение и выводы. Палеогеографические реконструкции сторонников ледникового происхождения форм рельефа и слагающих их отложений приморских арктических низменностей и предгорий основываются на морфологии рельефа, материалах аэро- и космифотосъемок, а также на структурно-ли-

тологических исследованиях отдельных разрезов. При этом все перечисленные данные могут интерпретироваться и по-другому.

Действительно, рельеф Баренцево-Карского шельфа характеризуется значительной расчлененностью и относительной глубоководностью, что отличает его от рельефа Восточно-Арктических морей. По мнению авторов, контрастные формы рельефа объясняются неотектонической активностью Баренцево-Карского региона. Не случайно, вместо устойчивого гляциоэвстатического поднятия с максимальными амплитудами в центре предполагаемого Баренцево-Карского ледникового покрова фиксируются дифференцированные тектонические движения противоположного знака, что подчеркивает блоковое строение региона. По датировкам террас [3, 4], воздымаются окраинно-шельфовые архипелаги островов, а центральная часть Баренцевского шельфа, судя по неотектоническим разрывам и смятиям, испытывает

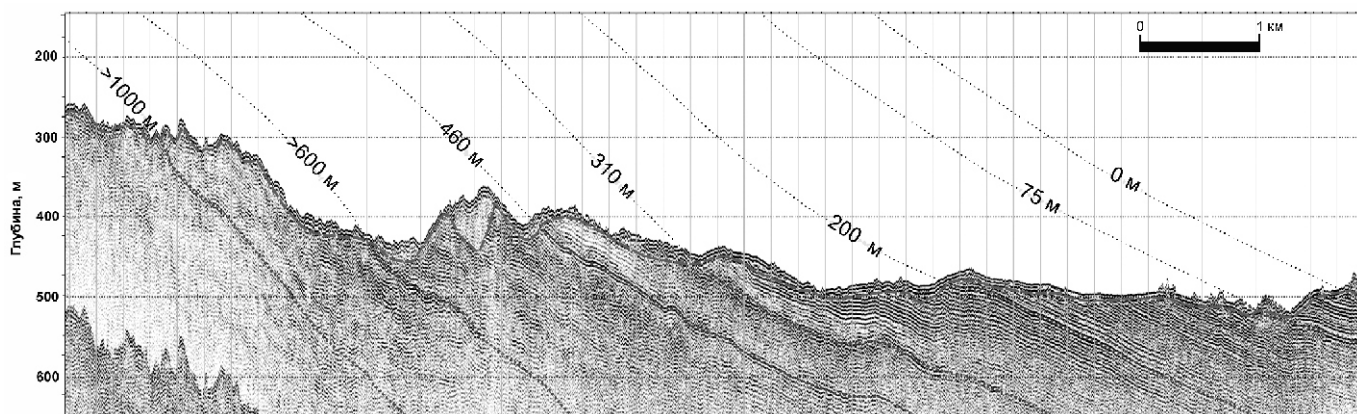


Рис. 2. Фрагмент сейсмоакустического профиля с реконструкцией эрозионного среза

погружение. Никакой закономерности высоты поднятия террас на Шпицбергене, Земле Франца Иосифа, Новой Земле и других островах и их расстояния от предполагаемых центров оледенения вопреки предположениям [44] не фиксируется.

Отсутствие в разрезе плейстоценовых отложений на севере Баренцева и Карского морей традиционно объясняется сторонниками оледенений ледниковой экзарацией. Реконструкция денудационного среза, выполненная по одному из сейсмоакустических профилей, представлена на рис. 2. Видно, что с шельфа денудирована толща палеозойско-мезозойских пород мощностью около 1 км. В то же время известно, что покровные ледники там не обладают площадным и значительным по объему выпахиванием. Известен случай, когда при отступании современного покровного ледника на Северной Земле [3], обнажился древний озерный водоем, компенсированный в прошлом алевритистыми осадками и торфом, т.е. покровный ледник несколько не нарушил субстрата, на котором он залегал. Слабая рельефообразующая роль покровных ледников в отличие от горных хорошо известна гляциологам, изучающим современные покровные глетчеры Антарктиды, Гренландии, Шпицбергена и других арктических архипелагов.

Особенности геоморфологии Баренцево-Карского шельфа, наличие нескольких генераций палеодолин, характерный для рек древовидный рисунок древних тальвегов, сохранность морских террас на островах скорее свидетельствуют об эрозионном расчленении шельфа во время регрессий, чем о ледниковом воздействии [20, 25].

Окраинно-шельфовые желоба: Медвежинский, Стур-фиорд, Орли, Франц-Виктория, Святой Анны и другие, еще со времен Ф.Нансена интерпретируются как ледниковые трог. Изучение глубинной структуры желобов подтверждает их тектоническое происхождение. Борта желобов заложены по сбросовым тектоническим нарушениям, по которым днища желобов опущены на 100 м и более. В некоторых желобах зафиксирован аномально высокий тепловой по-

ток, сравнимый по значениям со срединно-океаническими хребтами [38].

Многие другие интерпретации признаков ледникового воздействия на Баренцево-Карский шельф также слабо обоснованы. Так, выделенные по сейсмоакустическим данным к западу от Новой Земли стадийные морены Новоземельского ледникового покрова [15], на самом деле — типичные бугры просачивания или сиппинга, маркирующие места разгрузки метана. Морены, закартированные в юго-восточной части Баренцевского шельфа [42, 43] на приведенных сейсмоакустических профилях не выглядят как краевые формы, по-видимому, они являются просто раздувами мощности глинистых толщ в разрезе. Гряды морен [47], выделяемые на склонах и днище желоба Святой Анны по данным геологического картирования, представляют собой в одних случаях складчатые оползневые формы, в других — выступы на поверхности морского дна коренных пород.

Возражения против гипотезы покровного оледенения всего шельфа и приморских равнин приводились и ранее геологами [3, 11, 19, 39, 40 и др.]. Кроме того, предполагаемые экспансии ледников на сушу не укладывались в палеобиогеографические построения зоологов и ботаников. Наличие на водораздельных пространствах арктических тундр и в межгорных котловинах рефугиумов, в которых сохранились реликты морской и солоноватоводной биоты, свидетельствует, скорее всего, о следах плейстоценовых морских трансгрессий [6, 13, 21, 37]. Перечисление примеров альтернативной интерпретации отложений и форм рельефа, имеющих, по мнению приверженцев гипотезы оледенений, гляциальную природу, заняло бы много места. Важно то, что существует возможность объяснения многих фактов геологического строения четвертичных отложений и рельефа Баренцево-Карского шельфа, исходя из предположения об ограниченном распространении и влиянии древних ледниковых покровов.

Предложенные авторами границы ледниковых покровов в пределах шельфа во многом похожи на ре-

конструкции предшественников: В.С.Зархидзе и Е.Е.Мусатова [12], Ю.Г.Самойловича с соавторами [31], Ю.А.Павлидиса с соавторами [26], отличаясь от них лишь большим фактическим материалом, полученным при геологической съемке и картировании шельфа. Геологи, занимающиеся изучением четвертичных отложений приморских арктических низменностей и предгорий, должны учитывать сведения о строении шельфа, с которого, по-видимому, наступали ледники. Это поможет создать менее уязвимую для фактов палеогеографическую схему развития Арктики в плейстоцене.

По результатам картирования четвертичных отложений Баренцево-Карского шельфа в масштабе 1:1 000 000 можно сделать следующие основные выводы:

1. Центрами оледенения Баренцево-Карского шельфа являлись лишь отдельные островные поднятия (Шпицбергенское, Медвежинское, Новоземельское, Североземельское, Земли Франца Иосифа) и подводные поднятия и банки (Центрально-Баренцевское, Северо-Карское и др.). Единого ледникового покрова, охватывавшего весь Баренцево-Карский шельф, в неоплейстоцене не существовало.

2. Оледенение Баренцево-Карского шельфа происходило, как минимум, в три этапа: ранний (ранний—средний неоплейстоцен), средний (первая половина позднего неоплейстоцена) и поздний (вторая половина позднего неоплейстоцена). Денудирующая роль неоплейстоценовых покровных ледников была незначительна, многие ледники были пассивными.

3. Рельефообразующие диамиктоны приморских арктических низменностей, судя по всему, являются ледово- и ледниково-морскими отложениями морского бассейна. Осадки «приледникового озера Коми», скорее всего, прибрежно-морские отложения опресненного морского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР. 1976. Т. 5. С. 1178—1181.
2. Астахов В.И. К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вест. С-Пб ун-та. Сер. геология, география. 2007. Вып. 1. С. 3—20.
3. Большаков Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. —С-Пб, 2006.
4. Большаков Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А. и др. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2(82). С. 68—77.
5. Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А. и др. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 587—598.
6. Вершинин Н.В. К вопросу о происхождении реликтовой фауны в Норильской группе озер // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. № 3. С. 753—755.
7. Гатауллин В.Н., Поляк Л.В. О присутствии ледниковых отложений в Центральной впадине Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1463—1467.
8. Генералов П.П., Кузин И.Л. К проблеме оледенений севера Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 146. —Тюмень. 1979. С. 10—25.
9. Генералов П.П., Кузин И.Л., Белкин В.И. и др. К проблеме оледенений севера Западной Сибири и Тимано-Уральского региона // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. —Новосибирск: Наука, 1981. С. 105—111.
10. Гладенков Ю.Б., Петров О.М. Дискуссионные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя севера СССР // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1990. № 59. С. 5—12.
11. Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин: —М., Изд-во МГУ, 1978.
12. Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е. Основные этапы палеогеографического развития Западной Арктики в позднем кайнозое // Критерии прогноза минерального сырья в приповерхностных образованиях севера Западной Сибири и Урала. —Тюмень, 1989. С. 123—140.
13. Зверева О.С., Гецен М.В., Изъюрова В.К. Система реликтовых озер в Большеземельской тундре // Докл. АН СССР. 1964. Т. 165. № 3. С. 677—679.
14. Зубаков В.А. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Приенисейской Сибири // Известия Всесоюзного Географического общества. 1963. № 2. С. 126—133.
15. Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Щербаков Ф.А. Проблемы геоморфологии гляциальных шельфов // Геоморфология. 1993. № 1. С. 15—31.
16. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. —Л., 1986. С. 7—14.
17. Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15—16 тыс.лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39—51.
18. Крапивнер Р.Б. Происхождение диамиктонов Баренцево-морского шельфа // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 133—148.
19. Кузин И.Л. О степени обоснованности теории материковых оледенений // Изв. рус. географ. об-ва. 2003. Т. 135. Вып. 5. С. 51—67.
20. Ласточкин А.Н. Субаральное расчленение рельефа северного шельфа Евразии // Изв. ВГО. 1979. № 3. С. 208—211.
21. Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. —Л.: Наука. 1955.
22. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. —Л.: Наука, 1984.
23. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. —Новосибирск: Наука. 1995.
24. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Последледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576—595.
25. Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157—183.
26. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. —М.: ГЕОС. 1998.
27. Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии / Науч. труды. —Л., 1986.
28. Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Материалы симпозиума. —Л., 1971.
29. Рокос С.И., Люстерник В.А. Формирование состава и физико-механических свойств плейстоценовых отло-

- жений южной и центральной частей шельфа Баренцева моря (генетический и палеогеографический аспекты). — Киев, 1992. Препринт АН Украины. ИГН. № 92—11.
30. Рудовиц Ю.Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1947. № 9. С. 15—22.
 31. Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В. Четвертичные отложения Баренцева моря. — Апатиты, 1993.
 32. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. — Л.: Гидрометеиздат. 1970.
 33. Старовойтов А.В., Калинин А.В., Спиридонов М.А. и др. Новые данные о позднекайнозойских отложениях южной части Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 5. С. 1179—1181.
 34. Старовойтов А.В. О максимальном позднеплейстоценовом оледенении восточной части шельфа Баренцева моря // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 227—230.
 35. Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б. и др. Процессы седиментации на гляциальных шельфах. — Апатиты, 2000.
 36. Троцкий С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. — М.: Наука. 1975.
 37. Удра И.Ф. Биогеографическое подтверждение морских трансгрессий и внутриматериковых подтоплений на территории Евразии в антропогене // Изв. РАН. Сер. географ. 2009. № 2. С. 69—77.
 38. Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 227—233.
 39. Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепции). — Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1993.
 40. Чувардинский В.Г. О ледниковой теории: происхождение образований ледниковой формации. — Апатиты, 1998.
 41. Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (приновоземельской) части Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 110—124.
 42. Эпштейн О.Г., Лаврушин Ю.А. Верхневалдайские субмаринные флювиогляциальные отложения приледниковых конусов выноса в юго-восточной части Баренцева моря // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 668—671.
 43. Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.-I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents sea // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. Iss. 1—4. Pp. 453—474.
 44. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O. et al. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. Iss. 11—13. Pp. 1391—1434.
 45. Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. № 1. Pp. 46—80.
 46. Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V. New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // Geology. 2000. Vol. 28. № 7. Pp. 611—614.
 47. Polyak L., Forman S.L., Herlihy F.A., Ivanov G., Krinitsky P. Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia // Marine Geology. 1997. Vol. 143. Pp. 169—188.
 48. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Review. 2004. Vol. 23. № 11—13. Pp. 1229—1271.

Плутоны—дайки—оруденение

В.Л.ХОМИЧЕВ (ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» «СНИИГГиМС»; 630091, г.Новосибирск, Красный проспект, д.67)

Хомичев Валентин Леонидович, geology@sniiggims.ru

Plutons—dikes—mineralization

V.L.KHOMICHEV

Под таким названием опубликована монография (Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010), суть которой хочется донести до широкого круга специалистов в области эндогенной геологии, петрологии, рудообразования. Поводом для нее послужили петрологические и рудогенетические противоречия давно известные многим, но не нашедшие объяснения в трудах ученых-корифеев. Более того, на них по существу не обращается внимания. В частности, известно, что среди вулканических пород резко преобладают базальты (90%), а среди plutonических — гранитоиды. Это первое совершенно очевидное непонятное противоречие между вулканическими и plutonическими породами. Капитальная работа А.Н.Заварицкого построена на сопоставлении однотипных пород по генетически единым семействам габбро—базальты, андезиты—диориты, граниты—риолиты, сиениты—трахиты и др. Вещественная и физико-химическая аналогия тех и других подкреплена материалами об участии и связи их с общими тектономагматическими процессами, что отражено в представлениях о комагматичности вулканических и plutonических ассоциаций. Причем, под комагматичностью подразумевалась не столько пространственно-временное совмещение, сколько (и это особенно важно) их генетическая общность — происхождение из одного источника. И во многих случаях она доказана всевозможными точными аналитическими и геологическими методами. Позже появились данные о том, что некоторые массивы изверженных пород являются той камерой, которая на ранней прогрессивной стадии была источником вулканического процесса, а на регрессивной закристаллизовалась в виде plutonического тела. Опубликован ряд работ об интрузивах под вулканами и о вулканах над интрузиями. Все это говорит о том, что вулканизм и plutонизм — это две формы одного магматического процесса, «две стороны одной медали». В таком случае невозможно понять обратные, противоположные соотношения кислых и основных пород в вулканической и plutonической фациях. Лишь Е.К.Устиев усомнился в досто-

верности площадных подсчетов и высказал мысль о необходимости объемных соотношений, но вместе с тем оговорился, что площадные подсчеты проведены на больших территориях с разным уровнем среза, поэтому они априори близки к реальным. Однако это совсем не так. Если разрез вулканических образований дает объективную количественную характеристику их состава, то большая нижняя часть plutonических тел для наблюдений недоступна и получить объемные соотношения пород в них просто невозможно, а площадные подсчеты — это фикция, которая только вводит в заблуждение.

Другое противоречие заключается в соотношении магматизма и тектоники. Прямая связь между ними несомненна и этот вывод признается как одно из достижений геологии XX в. Магматизма без тектоники быть не может и это отражается в общепринятых понятиях тектономагматических событий, структур, рубежей, этапов и др. Тектоника не бывает локальной, масштабы ее, по крайней мере, региональные, а в большей степени глобальные. Соответствующими должны быть и магматические процессы. Для вулканической фации подобное условие в какой-то степени соблюдается. Несмотря на неизбежные изменения состава и строения вулканических толщ, они выделяются и картируются в виде протяженных поясов определенного уровня и формационной принадлежности. Формационных типов вулканических ассоциаций, в принципе, не может быть много и в современных классификациях их действительно не более 10, но это достаточно сложные (базальт-андезит-риодацитовые, андезит-дацит-риолитовые, трахибазальт-трахидацит-риолитовые, тералит-фонолит-трахитовые и др.) ассоциации. Совсем другая ситуация в plutonической фации. При крупномасштабных геологических работах, которые в 60—80-е годы XX в. проводились одновременно на огромных территориях большим числом исполнителей, осуществить единый научно-методический подход было невозможно и каждый автор строил «свои» схемы по стратиграфии, магматизму, тектонике. Это не могло не при-

вести к широкому субъективизму и противоречиям в представлениях по истории региональных магматических процессов. Инструктивное указание по детальному изучению стратифицированных и магматических образований свелось к массовому свито- и комплексотворчеству. В результате комплексы даже классические, устоявшиеся за многие годы, распались на мелкие, как правило, простые невалидные подразделения неоднозначного (по разным авторам) содержания. Все это привело к неадекватному, искаженному отражению природных процессов. Сложная длительно закономерно развивающаяся эволюция плутоногенных рудно-магматических систем оказалась разорванной на мелкие несвязанные между собой ложно автономные фрагменты, каждый из которых потерял соответствие с комагматичным вулканизмом и лишился «своей» тектонической позиции. Дело доходит порой до абсурда, когда в небольшом интрузивном теле выделяют до 5—6 мизерных комплексов, «внедренных» в одну «точку» в гомодромной последовательности от края к центру. Например, В.И.Сотников с соавторами мелкие штоки и дайки порфировых пород в рудных полях медно-молибденовых месторождений рассматривали как отдельный рудоносный комплекс, не осознавая, что такой точечный магматизм физически невозможен и не позволяет объяснить генерируемый им рудообразующий потенциал. Другая причина подобных абсурдов — это дефектная радиология. Так, С.Н.Руднев отобрал на небольшом участке Каахемского массива 7 проб, получил 7 «возрастов» и вместо одного таннуольского комплекса (вопреки геологическим данным) выделил 7 «самостоятельных» комплексов. К сожалению, подобный пагубный локальный подход не только не осужден и не исправлен научной петрологией (особенно ВСЕГЕИ), а узаконен Петрографическим кодексом, в котором для каждого мелкого ложного комплекса предусмотрен отдельный также ложный формационный тип, каковых оказалось в плутонической фации немыслимое множество против десятка вулканических. Разве это не очевидное противоречие по основам взаимосвязи и соизмеримости, с одной стороны, тектоники и магматизма, а с другой, вулканической и плутонической фаций магматизма. Все недостатки ГСР-50 вошли в легенды и карты масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000, предопределяя их низкое качество и неэффективность в прогнозировании и поисках полезных ископаемых, что в действительности имеет место по всей территории СНГ.

Многочисленные противоречия и неопределенности в проблеме даек, особенно даек второго этапа, многие годы беспокоят самые профессиональные умы по всему миру и не находят решения. Дайковые породы очень широко распространены на всех континентах. Особенно многочисленны и разнообразны они в рудных полях многих типов месторождений, совмещаясь пространственно и во времени с гранито-

идным оруденением. Х.М.Абдуллаев, Ю.А.Билибин, М.Б.Бородаевская, М.А.Фаворская, Ф.К.Шипулин и другие исследователи выделяли три генетических типа даек, связанные с: 1) вулканизмом и 2) плутонами; 3) автономные комплексы самостоятельных малых интрузий. Третий тип до сих пор признается некоторыми исследователями, хотя критический анализ геологических материалов по самостоятельным малым интрузиям убеждает, что автономность их мнимая, а рои и пояса даек в «отрыве» от гранитоидных плутонов представляют собой на самом деле фронтальную зону над нескрытыми интрузивами.

Таким образом, можно утверждать, что реально существуют два типа даек — вулканический и плутонический. Дайки типа 1 достаточно однородные, близкие или идентичные лавам и являются или их подводными каналами, или субвулканическими производными. С ними, похоже, все ясно и дискуссий не возникает в противоположность дайкам типа 2. Дайковые серии, связанные с гранитоидными плутонами, исключительно разнообразны по составу, строению, отношению к материнским массивам и оруденению. Среди них везде выделяют три породные группы — кислые, средне-основные и лампрофировые. Кислые дайки близки или тождественны фанеритовым гранитоидам, размещаются в них самих или ближайшем окружении, поэтому их считают или прямыми апофизами или отщеплениями из нижних еще незакристаллизованных частей массива. Средне-основные дайки иногда имеют аналоги в плутоне, но чаще подобных им по составу пород в плутоне нет. Особенно это относится к широко распространенным диабазовым дайкам, когда в массиве нет подобных им габброидов. Кроме того, средне-основные дайки обычно группируются в рои и пояса по тектоническим зонам, подчас на удалении от гранитоидов (дайки этапа 2, по В.С.Коптеву-Дворникову). Это и послужило поводом к выделению комплексов самостоятельных малых интрузий. На всех месторождениях, где изучались взаимоотношения даек с оруденением, установлено сложное многократное чередование основных и кислых даек, а также дорудных, сорудных и пострудных даек со стадиями минералообразования. При образовании сложных даек в одну трещину без заметного перерыва внедряются кислый, а следом основной расплав (или наоборот). Все это не позволяет оторвать средне-основные дайки от единого рудно-магматического процесса, связанного с гранитоидами. Напротив, они выступают как естественный закономерный его элемент. С этих позиций понятным становится появление лампрофировых даек. Отдельной лампрофировой магмы не существует. Источником (основой) их является базитовая магма (очевидно, та же магма, которой обязаны диабазовые дайки), а высокая щелочность и флюидонасыщенность (обеспечивающие крупнопорфировую структуру) лампрофиров, обилие и широкий на-

бор аксессуарных минералов и элементов связаны с участием в их образовании гранитного расплава (которому обязаны кислые дайки), т.е. лампрофиры (как и дайки кислого и средне-основного составов) свидетельствуют о сосуществовании и функционировании близрасположенных очагов основного и кислого расплава. Относительно кислого расплава нет вопросов, а где и почему появляется очаг основного расплава (диабазовых и лампрофировых даек) да еще на поздней стадии гранитного процесса, который опустился до низкотемпературных аплитов, гранит-порфиров и рудообразования — этот вопрос более 50 лет не могут решить корифеи петрологии и с современных позиций гранитообразования на этот счет не видно перспектив решения.

И, наконец, наиболее серьезное противоречие заключается в трактовке генезиса кислых пород вулканической и плутонической фаций. Происхождение кислого вулканического расплава дискуссий не вызывает. Э.Н.Эрлих и И.В.Мелекесцев, обобщив обширные материалы по четвертичному кислому вулканизму Тихоокеанского кольца, пришли к выводу, что лавы, туфы, игнимбриты кислого состава всегда сопровождают и завершают извержения андезитобазальтовых магм, наследуют их структурно-вещественные особенности и в отрыве от них как самостоятельное явление не встречаются. Образование кислых пород они видят в отделении от базальтовой магмы расплава сравнительно небольших объемов, богатых кремнекислотой, под воздействием глубинного потока летучих, щелочей и кремнезема. Происхождение их за счет палингенного расплавления гранитного слоя коры Э.Н.Эрлих и И.В.Мелекесцев исключают. Подобные выводы подтверждаются исследованиями как современного, так и мезозойско-палеозойского вулканизма. М.А.Вавилов и другие исследователи установили, что при кристаллизации исходной андезитобазальтовой магмы Хайрюзовского массива первыми выделялись оливин и ортопироксен (на глубине 5 км при T 1450 С), а затем, при подъеме — клинопироксен и плагиоклаз (при T 1330 С). При этом расплав быстро раскислялся до трахириолита (SiO_2 до 70%, CaO и MgO 1%), зафиксированного в расплавных включениях в пироксене и плагиоклазе. И.Т.Бакуменко помимо дифференциации допускает и ликвацию базальтовой магмы на кремнистые «гранитоидные» и высокожелезистые «гипербазитовые» жидкости. Общепризнана точка зрения о расслоении исходной базальтовой магмы в малоглубинной периферической камере с накоплением кислого расплава в количестве 10—15% в верхней прикровельной области, откуда он выдавливается в форме жерловых штоков-столбов или выбрасывается в виде эксплозий. Отсюда родилась идея, что периферические очаги представляют собой интрузивы под вулканами, они связаны кровным родством и должны рассматриваться как генетически

единая вулканоплутоническая система. После основополагающих работ Е.К.Устиева на связь вулканической и плутонической форм магматизма стали обращать внимание повсеместно. В результате такие комагматичные серии хорошо изучены во многих регионах и их становится все больше и больше. Казалось бы, комагматичность должна была возбудить критическое отношение к принципиально иному генезису гранитоидов, чем риодацитов. Однако даже авторы работ по вулканам над интрузивами, в которых утверждается тождество расплава тех и других, не задумывались над таким противоречием и вопроса о нем не ставили. Следовательно, по общему мнению, в настоящее время вулканические и плутонические кислые породы (вопреки комагматичности) образовались, в принципе, по-разному: вулканические являются внутрикамерными производными базальтовой магмы в периферическом очаге, а плутонические — продукт автономного корового палингенеза в глубинных зонах ультраметаморфизма.

Главными доводами для этого послужили: 1) исключительно широкое развитие гранитоидов в складчатых областях, что поневоле наводит на мысль о мощном автономном гранитном процессе в коре; 2) изучение ультраметаморфических пород, переходящих в мигматиты и 3) эксперименты по плавлению гранитоподобных смесей. В соответствии с PT -диаграммами фазового состава кислых магм селективное плавление в коре при минимально необходимой T 700—750 С может происходить на глубине не более 25—30 км. При этом выплавляются небольшие объемы (20%) анхизвтектического расплава, поскольку процесс лимитируется невысоким водосодержанием (1—1,5%). По этой причине анатектические граниты залегают среди регионально метаморфических мигматизированных толщ в виде мелких линз, гнезд, жил, суммарный объем которых бесконечно мал по сравнению с массой гранитоидов гипабиссального уровня, и уже поэтому не может считаться их источником. Подобные образования хорошо известны в гранитогнейсовых куполах докембрия. Они, по выражению В.П.Петрова, служат природной лабораторией по изучению условий генерации кислой магмы и залегания ее в местах своего рождения. Котектический состав выплавок сильно ограничивает (если не исключает) возможности дифференциации, а небольшие объемы не обеспечивают значимого концентрирования летучих и рудных элементов. Поэтому автохтонные граниты рассматриваются как непродуктивные. Предположение о гранодиоритовом составе палингенного расплава при переходе от локального плавления к более массовому, как предполагали Г.Д.Афанасьев, Ю.А.Кузнецов и другие, современными экспериментами не подтверждается. По М.Б.Эпельбауму и М.В.Боголепову, интенсификация плавления не уводит от эвтектики, а только увеличивает объем расплава независимо от

состава субстрата. Повышение основности палингеновых выплавов за счет глубинной ассимиляции, чему придавали большое значение Х.М.Абдуллаев, В.С.Коптев-Дворников и многие другие, высокоэндогенно и не обеспечивается возможными внутренними и внешними ресурсами.

Гипотеза палингенового гранитообразования ставится, кроме того, с проблемой внедрения кислой магмы на мезогипабиссальный уровень. Для подавляющего большинства геологов факт внедренного аллохтонного залегания фанерозойских гранитоидных плутонов не вызывает сомнений. Внедрение, очевидно, происходит из области корового магмообразования на глубине 30—35 км. В.С.Соболев с соавторами по способности к внедрению выделили три типа гранитоидных магм: насыщенные водой, ненасыщенные и резко недосыщенные. Крайние типы Д.С.Штейнберг и Г.Б.Ферштатер назвали соответственно «водными» плутоническими и «сухими» маловодными вулканическими. Они отвечают примерно S- и I-типам Б.У.Чаппела.

Граниты первого типа имеют пластовую форму, резкие контакты в кровле и постепенные переходы к вмещающим в подошве. Они приурочены к областям с мощной корой, размещаются на мезоабиссальном уровне, обнаруживают связь с региональным метаморфизмом и гранитизацией. Из-за низкой T 600—650 °C и узкого интервала кристаллизации (50 °C) граниты этого типа сложены одной парагенетической ассоциацией минералов, практически не перемещаются из области генерации, связь с вулканизмом для них невозможна и дайки второго этапа исключены.

Второму типу гранитоидов, по В.С.Соболеву, Д.С.Штейнбергу и другим, присущи противоположные черты. Они входят в состав габбро-гранитных серий, приурочены к вулканогенным поясам, с эффузивами которых обнаруживают комагматичные связи. В силу более высокой T 800—850 °C и широкого интервала кристаллизации 150—200 °C магма «сухих» гранитоидов может внедряться на высокие уровни и производить термальный метаморфизм вмещающих пород.

Однако такое чисто теоретическое заключение на основе анализа P - T -диаграмм плавления не подтверждается расчетами динамики внедрения гранитной магмы. На полуколичественной основе ее рассмотрел В.Н.Шарапов. За исходные параметры он принял: очаг находится на глубине 20 км, давление в очаге P 600 МПа, начальная T магмы 1100 °C, T ликвидуса 800 °C, T солидуса 750 °C, водосодержание 6%, вязкость $0,1 \cdot 10^4$ Па·с, скорость подъема 1 см/с, ширина магмовода 100 м. Согласно расчету, интродуцировать могут перегретые насыщенные летучими расплавы, но и они в принятых оптимальных условиях способны перемещаться лишь на сотни метров, а дальше из-за падения давления и ухода летучих вязкость быстро возрастает, внедрение прекращается, расплав

«схватывается» и затвердевает. Применительно к природным условиям принятые температуры, водосодержание, начальная вязкость и скорость подъема сильно завышены. Изучение расплавных включений в кварце лейкосомы мигматитов и анатектитов среди гнейсов и кристаллосланцев верхнеалданского комплекса показало, что как субстрат, так и гранитные выплавки обеднены водой (1,2—1,9%), CO_2 и другими летучими (0,4—0,6%). Поэтому они имеют высокую T плавления 760—820 °C и при повышении температуры количество расплава увеличивается, а содержание воды падает до 0,2%. В таких условиях вязкость выплавов не ниже $0,1 \cdot 10^{10}$ — $0,1 \cdot 10^{12}$ Па·с, что препятствует даже объединению отдельных «капель» в крупные объемы и резко ограничивает возможности внедрения.

Таким образом, палингеновое гранитообразование в нижней камере реально, но локальные кислые выплавки остаются на месте или перемещаются очень ограниченно, не выходя за пределы гранитогнейсовых куполов. На мезогипабиссальный уровень они внедриться не могут и появляются на поверхности только при тектоническом подъеме метаморфического блока. На рубеже 1,8—2,0 млрд. лет, по Е.Н.Алтухову, произошло принципиальное изменение характера геодинамического режима, выразившееся, в частности, в утрате условий массового формирования гранитогнейсовых куполов и, очевидно, фанерозойские гранитоидные комплексы имеют иное происхождение.

Если бы коровое гранитообразование имело масштабы, соизмеримые с наблюдаемым в складчатых областях гранитоидным магматизмом, и завершалось внедрением на гипабиссальный уровень, то следовало бы ожидать и массовых излияний автономной кислой лавы на поверхность. Однако самостоятельного кислого вулканизма, как уже было отмечено, не известно. Вулканы кислого состава всегда сопровождают извержения андезитобазальтов и являются их внутрикамерными производными. Происхождение их в результате анатексиса никем не допускается.

Так почему существующие представления о генезисе кислых пород плутонического и вулканического магматизма столь противоречивы? Очевидно, причина в наших представлениях. Природа вулканических пород и процессов обеспечена надежным фактическим материалом и прямыми наблюдениями, поэтому дискуссий на их счет нет и основные генетические выводы могут быть приняты как более или менее достоверные и могут служить «камертоном» в решении петрологических проблем кислых магматических пород в целом. Плутонические процессы, напротив, интерпретируются по косвенным данным и здесь возможны просчеты и ошибки. Следовательно, именно в проблеме генезиса гранитоидов, как «слабом звене», необходимо искать разрешения противоречий.

В этом отношении первую роль должны сыграть геохимия магматических пород и эксперименты по режиму и поведению петрогенных и малых элементов в магматическом процессе. Обширные материалы по гранитоидам позволили разделить некогда «безликое» их множество на несколько вещественно-генетических типов. Из них плагиограниты уже давно противопоставляют известково-щелочным, поскольку связь их с габброидами очевидна и габбро-плагиогранитный ряд формаций рассматривается как прямой аналог базальт-риолитового вулканизма островных дуг. Широко распространенные плутоны габбро-диорит-гранодиорит-гранитового состава также представляют собой генетически единую ассоциацию, и палингенное происхождение этих гранитоидов вызывает большие сомнения. Г.Б.Ферштатер и многие другие уральские петрологи рассматривают их как несомненные производные первичной габброидной магмы. На основании широких геохимических исследований В.Л.Таусон и другие ученые выделили широкую группу латитовых ассоциаций, в которых высококальциевые гранитоиды являются производными щелочной базитовой (шошонитовой) магмы и к палингенезу не имеют отношения. Не имеют отношения к палингенезу и гранитоиды в составе габбро-сиенитовых комплексов центрального типа, комагматичные предшествующим и сопряженным с ними трахибазальт-трахит-риолитовым вулканитам. На их счет даже мысли о возможном палингенном происхождении никогда не возникало. Таким образом, только известково-щелочные гранитоиды «чистой линии» остаются пока в наших представлениях продуктами глубинного палингенеза. Однако в таком случае доля их в общем объеме кислых плутонических пород, вопреки общему мнению о господствующем их количестве, не так уж и велика, и все более сокращается при изучении изотопного состава стронция и других элементов, а количество «мантийных» гранитоидов, которые совсем недавно считались экзотикой, в настоящее время приобретают весомую значимость. В Алтае-Саянской области к «мантийным» гранитоидам относятся обширные массивы габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации (мартайгинский, таннуольский, ольховский, майнский, змеиногорский комплексы), к латитовой серии — многочисленные плутоны субщелочной габбро-монцонит-сиеногранитовой формации (тигертышский, саксырский, беллыкский, буеджульский, хемчикский, бреньский, джойский, калбинский и другие комплексы). К ним следует прибавить, несомненно, мантийные тела щелочных габбро, тералитов, сиенитов (нордмаркитов), граносиенитов, щелочных гранитов (культайгинский, сангиленский, лутагский, сайбарский, горячегорский, ударнинский, шалымский комплексы), то на возможные палингенные гранитоиды мало что остается, а по мнению автора статьи таковых вообще нет. Естественно, возникает

вопрос, если есть (и не мало) достоверно мантийные гранитоиды, то может быть и известково-щелочной тип не палингенный? Чтобы подтвердить или опровергнуть подобные сомнения, следует рассмотреть (понять) строение гранитоидных батолитов. В первую очередь это относится к малоизученным вопросам глубинного строения батолитов. Уже вряд ли кто принимает их за бездонные тела. С помощью геофизики установлено, что они представляют собой горизонтальные лополитообразные залежи достаточно больших размеров в плане при сравнительно небольшой (10 км) мощности. Состав даже близрасположенных плутонов нередко столь разнообразный, что зачастую служит поводом для противопоставления их в генетическом, возрастном и формационном отношениях. С этим столкнулись исследователи в 1988—2008 гг., когда готовилась серия эталонов магматических комплексов Алтае-Саянской области. Было однозначно установлено, что эталоном плутонического комплекса не может быть один даже классический массив (как считается), так как он не отражает в полной мере морфологию, состав, внутреннее строение и отношение с боковыми породами комплекса в целом. Только группа близрасположенных тел с разным уровнем среза дает более или менее приемлемое представление о таком крупномасштабном региональном подразделении. Этот подход впервые апробирован в Западной Туве при подготовке эталона хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса, в который вошли 5—6 выделявшихся раньше мелких невалидных подразделений, в действительности представляющих собой разные уровни одной магматической системы. Проследивая характерные черты и их последовательные изменения от одного уровня к другому, удастся построить общую концептуальную схему строения единой магматической системы от палеоповерхности до глубины 5 км. При слабой денудации, когда нескрытые массивы комплекса фиксируются геофизическими аномалиями, на поверхности обнажаются рои, пояса штоков и даек, ошибочно принимаемые за самостоятельные малые интрузии. Высота надынтрузивной дайковой короны может достигать 1—2 км. В верхней части преобладают дайки средне-основного состава, а с приближением к интрузиву нарастает роль кислых даек. Несколько ниже в обширных роговиковых ареалах вскрываются фронтальные зоны массивов и их гребневидные выступы, состав и строение которых очень «пестрые» из-за частой перемежаемости габброидных, гранитоидных, гибридных и метасоматических пород в целом повышенной щелочности. Ниже массивы становятся крупнее, морфология их приближается к типу межформационных залежей, состав становится все более «чистым», гранитоидным с останцами габбро и диоритов по периферии. Глубокоскрытые массивы имеют очень крупные размеры, субконформную с вмещающими тол-

щами морфологию, сложены однородными гранитоидами с постепенной гомодромной сменой пород к центру. В нижней части появляются гнейсовидные разности с порфиробластами полевых шпатов, которые нередко рассматривают как признак абиссального уровня становления, а в действительности это динамометаморфизм, вызванный ориентированными вдоль контактов стресс-напряжениями в кристаллизующемся пластичном расплаве. Каждый уровень среза характеризуется определенным типом метасоматических изменений и оруденения.

Еще более глубокие уровни магматической системы могут быть реконструированы по геофизическим данным. Геолого-геофизическое моделирование глубинного строения недр проводится в СНИИГТиМС более 50 лет на разных объектах и с разной целью, в т.ч. для изучения магматических тел. О.Г.Садур разработал оригинальную программу моделирования GEOLAB, позволяющую дать распределение плотностей и намагниченности на большую глубину с достаточно высокой достоверностью. Такое моделирование было проведено по более чем 40 плутонам и получены равнозначные однотипные результаты, свидетельствующие о том, что все они построены по одному принципу и образовались по одним физико-химическим и термодинамическим законам. По всем изученным массивам даже очень больших горизонтальных размеров мощность гранитоидов составляет 6—8 км, а ниже конформно залегают средние по составу (диориты) породы (плотность 2,7—2,8 г/см³), которые постепенно сменяются более плотными габброидами (2,8 г/см³) очень большой мощности. Это основание гранитоидных батолитов отвечает «базальтовой постели» Х.М.Абдуллаева, «диоритовой подошве» Ф.С.Моисеенко, А.В.Печерского, С.А.Акылбекова, И.Г.Резникова, Э.Н.Лишневого. Даже узких каналов с низкой («гранитной») плотностью, которые можно было бы интерпретировать как подводящие каналы гранитоидов, нигде не установлено. Это значит, что гранитоидный расплав не внедрялся из глубинных зон анатексиса, а образовался на месте в результате внутрикамерной дифференциации (гранитизации, дебазификации) исходной базальтовой магмы.

Лейкограниты и аляскиты — самые поздние продукты кристаллизации остаточного расплава, в котором концентрация летучих и рудных компонентов на порядок и более превышает исходные содержания и обуславливает их высокий рудообразующий потенциал.

Монцодиориты и диориты промежуточной зоны также не имеют корней, а состав и строение их зачастую свидетельствуют о явном апогаббровом происхождении.

Таким образом, снимается главное противоречие в генезисе кислых пород вулканического и плутонического магматизма. Ложный посыл, что гранитоиды

— это автономные коровые палингенные образования, по природе альтернативные мантийным базитам, не соответствует действительности. В вулканической и плутонической фациях кислый расплав — вторичный внутрикамерный продукт перерождения исходной базитовой магмы. Отсюда становится понятной и закономерной пространственно-временная связь гранитоидов, диоритов и габбро (равно как риодацитов, андезитов и базальтов) не только во времени и пространстве, но генетически. Габбро-гранитные ассоциации (как и риодацит-базальтовые) — это естественная норма их сопроисхождения, а чисто гранитоидные (как и риодацитовые) не имеют оснований к выделению, поскольку первичной гранитной магмы, очевидно, нет, и все разновидности гранитов являются фациями внутрикамерной дифференциации дебазифицированной основной магмы.

Другое противоречие по соотношению базальтов — риодацитов (90:10—15) и габбро-гранитов (10—15:90—85) также снимается, поскольку в объемной фигуре батолитов (с учетом нижней выпадающей из площадных подсчетов части) габброиды составляют до 80, а гранитоиды — 20%. Одновременно решается противоречие между малым числом вулканических формаций, преимущественно базальтоидного состава с участием кислых производных, и множеством узаконенных Кодексом существенно гранитоидных (гранодиорит-гранитных, гранит-лейкогранитных, щелочно-гранитных, гранит-граносиенитовых, щелочно-сиенит-гранитных и др.) формаций (комплексов), коих быть не должно, так как для них нет исходной гранитоидной магмы. Вместо них в классификации формаций должен появиться ряд габбро-гранитных типов на основе базитовой магмы разной основности и щелочности. Тем самым будет достигнуто полное соответствие по формационному анализу вулканического и плутонического магматизма.

С изложенных позиций глубинного строения и становления батолитов логично решаются все особенности дайковой серии и соотношения ее с плутонами и оруденением, которые с прежних общепринятых представлений не находили объяснений. Дайки кислого состава являются прямыми отжимками плутона. Они образуются в течение всего периода кристаллизации верхней гранитоидной области. Большая их часть дорудная, но и на стадии кристаллизации остаточного лейкогранитового расплава кислые дайки отщепляются параллельно с оруденением, сопровождая разновременные его генерации. Меланократовые дайки (дайки второго этапа) могут быть и догранитными как отщепления исходной еще недифференцированной магмы, но их обычно немного и они, скорее всего, являются апофизами. Большая часть даек средне-основного состава отщепляется много позже от нижней базитовой части плутона. Пока вверху существовал гранитоидный расплав, базитовая магма

была им экранирована и ее дайки не могли внедряться. Лишь после затвердевания гранитоидной области и ее растрескивания появляется возможность образования меланократовых даек одновременно с кислыми дайками и рудообразующими флюидами из остаточных лейкогранитовых очагов. Все эти разноуровневые отщепления из сближенных по вертикали внутрикамерных источников использовали одни проводящие трещинные структуры, что и обусловило их пространственно-временное совмещение и сложные взаимоотношения пород и руд. В частности, совершенно естественным представляется внедрение в одну трещину сначала кислого расплава, а затем — основного (или наоборот) с образованием сложных даек. Понятным становится появление лампрофиров в результате смещения основного и кислого расплавов. Последним в плутонической системе кристаллизуется нижняя базитовая область и ее диабазовые дайки завершают весь процесс. Они могут уходить

по разломным зонам далеко вверх и в стороны от массива.

Как справедливо подметил Э.Рёддер, «история науки устлана шелухой отброшенных концепций, казавшихся в свое время вполне подходящими для объяснения всей совокупности имевшихся тогда данных». Та же участь, очевидно, пришла и к гипотезе палингенного гранитообразования в силу накопившихся противоречий в генезисе кислых вулканических и плутонических пород.

Изложенные представления о генезисе и строении гранитоидных (лучше сказать, габбро-гранитоидных) плутонов подробно изложены в названной монографии. Они в корне изменяют содержание геокартирования и механизм образования рудно-магматических систем как генетическую основу прогноза и поисков связанного с ними оруденения (в т.ч. скрытого) и позволяют надеяться на большую эффективность металлогенического анализа.